UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CAMPUS II - CAMPINA GRANDE

CENTRO DE CIÊNCIAS
E TECNOLOGIA

P I D T

PROGRAMA INSTITUCIONAL de DOUTORADO TEMÁTICO

TESE DE DOUTORADO EM RECURSOS NATURAIS

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: RECURSOS HÍDRICOS

SUB-ÁREA: CICLO HIDROLÓGICO

TÍTULO: TEOR E TRANSPORTE DE VAPOR D'ÁGUA NA ATMOSFERA DO NORDESTE DO BRASIL

AUTOR: ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
PROGRAMA INSTITUCIONAL DE DOUTORADO TEMÁTICO
CURSO DE DOUTORADO EM RECURSOS NATURAIS

TEOR E TRANSPORTE DE VAPOR D'ÁGUA NA ATMOSFERA DO NORDESTE DO BRASIL

ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI

CAMPINA GRANDE - PB

FEVEREIRO/2001

553.04
C 376t Cavalcanti, Enilson Palmeira
Teor e transporte de vapor d'água na atmosfera do Nordeste do Brasil/
Enilson Palmeira Cavalcanti. -
Campina Grande : UFPb, 2001.
115 p. : il.
(Tese de Doutorado)
1. Recursos Naturais
2. Água precipitável
3. Fluxo de vapor d'água
4. Modelo RAMS

TESE DE DOUTORADO EM RECURSOS NATURAIS

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: RECURSOS HÍDRICOS

SUB-ÁREA: CICLO HIDROLÓGICO

TÍTULO: TEOR E TRANSPORTE DE VAPOR D'ÁGUA NA ATMOSFERA DO NORDESTE DO BRASIL

AUTOR: ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI

ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI

TEOR E TRANSPORTE DE VAPOR D'ÁGUA NA ATMOSFERA DO NORDESTE DO BRASIL

DOUTORADO EM RECURSOS NATURAIS - CDRN
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: Recursos Hídricos
SUB-ÁREA: Ciclo Hidrológico

ORIENTADORES: Dr. Pedro Vieira de Azevedo - DCA/CCT/UFPB
Dr. Adilson Wagner Gandu - DCA/IAG/USP

CAMPINA GRANDE - PB
FEVEREIRO/2001

ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI

TEOR E TRANSPORTE DE VAPOR D'ÁGUANA ATMOSFERA DO NORDESTE DO BRASIL

APROVADA EM: 13/02/2001

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. PEDRO VIEIRA DE AZEVEDO
Departamento de Ciências Atmosféricas - DCA
Centro de Ciências e Tecnologia - CCT
Universidade Federal da Paraíba – UFPB

Prof. Dr. ADILSON WAGNER GANDU
Departamento de Ciências Atmosféricas - DCA
Instituto Astronômico e Geofísico - IAG/USP

Dr. ALEXANDRE ARAÚJO COSTA
Univeresidade Federal do Ceará - UFC

Prof. DR. BERNARDO BARBOSA DAS SILVA
Departamento de Ciências Atmosféricas - DCA
Centro de Ciências e Tecnologia - CCT
Universidade Federal da Paraíba – UFPB

Prof. Dr. ENIO PAREIRA DE SOUZA
Departamento de Ciências Atmosféricas - DCA
Centro de Ciências e Tecnologia - CCT
Universidade Federal da Paraíba – UFPB

Prof. Dr. MÁRIO DE MIRANDA VILAS BOAS RAMOS LEITÃO
Departamento de Ciências Atmosféricas - DCA
Centro de Ciências e Tecnologia - CCT
Universidade Federal da Paraíba – UFPB

A meus pais
José Cavalcanti e Nina Cavalcanti,
DEDICO

A minha esposa Célia Maria e a
meus filhos Erika Renata, Edyla Raquel
Enilson José,
OFEREÇO

AGRADECIMENTOS

A Deus por tudo. Aos orientadores Dr. Pedro Vieira de Azevedo - DCA/CCT/UFPB e Dr. Adilson Wagner Gandu - DCA/IAG/USP, aos membros da banca examinadora, aos colegas do Departamento de Ciências Atmosféricas do Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Federal da Paraíba, ao Curso de Doutorado em Recursos Naturais e ao Curso de Mestrado em Meteorologia, aos amigos que contribuíram, direta ou indiretamente na realização deste Trabalho.

MEUS SINCEROS AGRADECIMENTOS

RESUMO

Na realização deste trabalho, foram analisados aspectos da distribuição espacial e da variação interanual da água precipitável, do transporte de vapor d'água atmosférico e do balanço d'água para a atmosfera da região Nordeste do Brasil (NEB). Escolheu-se o trimestre março-abril-maio, período de maior contribuição para o total anual de chuvas no norte e leste da região. Analisou-se a variação interanual dos parâmetros atmosféricos, comparando-se anos contrastantes como 1977 (normal), 1983 (seco) e 1986 (chuvoso). O modelo *Regional Atmospheric Modeling System (RAMS)*, foi utilizado para a simulação dos campos de água precipitável e do fluxo de vapor d'água. Dados de solo e vegetação foram incluídos no modelo e a temperatura média da superfície do mar foi usada como condição de contorno sobre o oceano. Para inicializar o modelo RAMS foi usado dados de reanálises do *National Center for Atmospheric Research/National Center for Environmental Prediction (NCAR/NCEP)*. Os resultados revelaram variações da água precipitável associadas à orográfia da região, assim como às características da interface oceano/continente. O fluxo de vapor d'água integrado verticalmente evidenciou uma relação da componente meridional com as chuvas no norte da região. Em 1986 (chuvoso) observou-se a importação de vapor d'água de 1,7 mm/dia, enquanto que em 1983 (seco), foi observada uma exportação de 1,8 mm/dia. As taxas de precipitação, derivadas de variações da água precipitável, mostraram-se satisfatórias, comparando-se às observadas. O modelo RAMS mostrou-se eficiente para o estudo do teor e transporte de vapor d'água na atmosfera do NEB e se credencia como importante ferramenta para estudos futuros.

ABSTRACT

In this study the spatial distribution and inter-annual variation of precipitable water, atmospheric water vapour transport and water budget over northeast Brazil (NEB) are investigated. The study is confined to the months March, April and May which represent the rainiest period of the year for the northern and eastern parts of the region. The inter-annual variations of the atmospheric parameters is analysed by comparing conditions during 1977 (normal), 1983 (dry) and 1986 (wet) years. The Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), was used for the simulation of fields of precipitable water and water vapour flux. Soil and vegetation data is included in the model and the climatic mean sea surface temperature is used as the boundary over the ocean. To initialize the RAMS, data from the National Center for Atmospheric Research/National Center for Environmental Prediction (NCAR/NCEP) reanalysis is used. The results reveal fluctuations in precipitable water content due to orographic effects and characteristics of the ocean-continent interface. The vertically integrated water vapour flux indicates a relation between the meridional component and rains in northern part of region. In 1986 (wet year) the water vapour influx was 1.7 mm/day while during 1983 (dry year) the out-flux was 1.8 mm/day. Rainfall rates derived from precipitable water content variation agreed well with observed rainfall data. Results of the study suggest that the RAMS model can provide a reliable tool for the study of atmospheric water vapour content and transport over NEB.

ÍNDICE

Pag.

1 - INTRODUÇÃO 16

2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 21

2.1 - O VAPOR D'ÁGUA ATMOSFÉRICO E SEU TRANSPORTE 21

2.2 - O MODELO "REGIONAL ATMOSPHERIC MODELING SYSTEM - RAMS" 33

2.2.1 - Características do RAMS 33

2.2.1.1 - Dados de entrada 34

2.2.1.2 - Equações prognósticas 34

2.2.1.3 - Estrutura da grade 36

2.2.1.4 - Condições de contorno e parametrizações 37

a - Condições de contorno 37

b - Parametrização de radiação 40

c - Parametrização turbulenta 41

d - Parametrização convectiva 42

e - Parametrização de microfísica 43

2.2.1.5 - Estrutura de arquivos 44

2.2.2 - Experiências com o modelo RAMS no Brasil 46

3 - MATERIAIS E MÉTODOS 49

3.1 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO 49

3.2 - PERÍODO DE ESTUDO 52

3.3 - DADOS UTILIZADOS 57

3.4 - BALANÇO HÍDRICO NA ATMOSFERA 58

3.4.1 - Avaliação dos parâmetros 60

3.4.2 - Ajuste de massa 60

3.5 - PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DA SIMULAÇÃO 61

4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO 66

4.1 - ÁGUA PRECIPITÁVEL 66

4.1.1 - Aspectos gerais 66

4.1.2 - Variabilidade interanual 68
4.2 - FLUXO DE VAPOR D'ÁGUA 74
4.2.1 - Aspectos gerais 74
4.2.2 - Variabilidade interanual 77
4.3 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO 83
4.3.1 - Aspectos gerais 83
4.3.2 - Variabilidade interanual 84
4.4 - BALANÇO DE MASSA 90
4.5 - BALANÇO DE VAPOR D'ÁGUA 93
4.6 - TERMOS DA EQUAÇÃO DO BALANÇO D'ÁGUA 99
5 - CONCLUSÕES 102
6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 105

LISTA DE FIGURAS

Pag.

Figura 1.1 - Esquema gráfico do ciclo hidrológico no sistema Terra-atmosfera 17

Figura 1.2 - Esquema gráfico do volume armazenado d'água nos oceanos, nos continentes e na atmosfera e precipitação pluviométrica (P), evaporação (E) e "runoff" (R_0). Fonte Peixoto e Oort (1992) 18

Figura 2.1 - Grade do tipo "C" de Arakawa: *h* representa variáveis termodinâmicas e u e v as componentes zonal e meridional do vento 37

Figura 2.2 - Estrutura de arquivos do modelo RAMS após instalação 44

Figura 3.1 - Relevo da região Nordeste do Brasil (Fonte: Simelli, 1991) 50

Figura 3.2 - NEB com suas regiões e os regimes de chuva com máximos em 3 - março, 5 - maio e 12 - dezembro. Fonte: Strang, 1972 52

Figura 3.3 - Total pluviométrico (mm) do período março a maio de 1977 *(P_{77})* 54

Figura 3.4 - Desvio do total da precipitação de março a maio de 1977, em relação à normal climatológica para o mesmo período $(P_{77} - \overline{P})$ em mm 54

Figura 3.5 - Total pluviométrico (mm) do período março a maio de 1983 *(P_{83})* 55

Figura 3.6 - Desvio do total da precipitação de março a maio de 1983, em relação à normal climatológica para o mesmo período $(P_{83} - \overline{P})$ em mm 55

Figura 3.7 - Total pluviométrico (mm) do período março a maio de 1986 *(P_{86})* 56

Figura 3.8 - Desvio do total da precipitação de março a maio de 1986, em relação à normal climatológica para o mesmo período $(P_{86} - \overline{P})$ em mm 56

Figura 3.9 - Grade utilizada: 62 x 62 pontos. Área útil para análise: interior ao quadrado 61

Figura 3.10 - Índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) médio anual 63

Figura 3.11 - Classificação do tipo de cobertura vegetal conforme o modelo RAMS 63

Figura 4.1 - Água precipitável (mm) média para o período março-abril-maio de 1977 (normal). Parte sombreada destaca o relevo superior a 600 m 70

Figura 4.2 - Desvio-padrão da água precipitável (mm) em relação à média do período março-abril-maio de 1977 (normal) 69

Figura 4.3 - Água Precipitável (mm) média para o período março-abril-maio de 1983 (seco). Parte sombreada destaca o relevo superior a 600 m 71

Figura 4.4 - Desvio-padrão da água precipitável (mm) em relação à média do período março-abril-maio de 1983 (seco) 71

Figura 4.5 - Água precipitável (mm) média para o período março-abril-maio de 1986 (chuvoso). Parte sombreada destaca o relevo superior a 600 m 72

Figura 4.6 - Desvio-padrão da água precipitável (mm) em relação à média do período março-abril-maio de 1986 (chuvoso) 72

Figura 4.7 - Diferença entre o campo médio de água precipitável (mm) para

março-abril-maio de 1983 (seco) e o de 1977 (normal) 73

Figura 4.8 - Diferença entre o campo médio de água precipitável (mm) para março-abril-maio de 1986 (chuvoso) e o de 1977 (normal) 73

Figura 4.9 - Fluxo de vapor d'água integrado verticalmente - $\vec{Q}$ (kg/m.s), médias para: (a) 1983 (seco) e (b) 1986 (chuvoso) 76

Figura 4.10- Desvio do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente - $\vec{Q}$ (kg/m.s) para o trimestre março-abril-maio, dos anos: (a) 1983 (seco) e (b) 1986 (chuvoso) em relação à média de 1977 (normal) 78

Figura 4.11 - Distribuição média zonal (48°-32° W) da componente meridional do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente - Q_ϕ (kg/m.s) para: médias trimestrais (a) e quinzenais (b) 1977 (normal); (c) 1983 (seco); (d) 1986 (chuvoso) 80

Figura 4.12 - Distribuição da média zonal do fluxo meridional de vapor d'água integrado verticalmente - Q_ϕ (kg/m.s) a cada 3 horas de integração: (a) 1983 (seco); (b) 1986 (chuvoso). Plotada somente a componente de norte para sul 82

Figura 4.13 - Distribuição espacial da evapotranspiração (evaporação) para o trimestre março-abril-maio de (a) 1983 e (b) 1986 (mm/dia) 87

Figura 4.14 - 1) Saldo de radiação - (R_n); 2) Fluxo de Calor Latente - (LE) e 3) Fluxo de Calor Sensível - (H) em (W/m^2) para o NEB. Média de março-abril-maio (a) 1983 e (b) 1986 88

Figura 4.15 - Saldo de radiação - (R_n); 2) Fluxo de Calor Latente - (LE) e 3) -

Fluxo de Calor Sensível - (H) em (W/m^2) para o oceano. Média de março-abril-maio (a) 1983 e (b) 1986 89

Figura 4.16 - Balanço de massa (10^7 kg/s) para o trimestre março-abril-maio de (a) 1983 e (b) 1986. Área base: 36 ° - 46° W e 3° - 10° S 93

Figura 4.17 - Balanço do fluxo de vapor d'água (mm/dia) nas faces laterais do cubo (46°- 36° W e 3°-10°S) sobre o NEB (mm/dia). (a) 1983 e (b) 1986 95

Figura 4.18 - Figura 4.18 - Balanço de vapor d'água (mm/dia) para o trimestre março-abril-maio de 1983 e 1986 99

LISTA DE QUADROS E TABELAS

		Pag.
Quadro 2.1 -	Tipos de solo constantes do modelo RAMS	39
Quadro 2.2 -	Tipos de cobertura vegetal utilizada pelo modelo RAMS	40
Quadro 3.1 -	Classificação da vegetação para o NEB, com base em informações do NDVI	62
Quadro 3.2 -	Propriedades físicas utilizadas pelo modelo de solo e vegetação	64
Tabela 4.1 -	Água precipitável (mm) e armazenamento médio (10^9 m^3) para os Estados do NEB no trimestre março-abril-maio de 1977, 1983 e 1986	74
Tabela 4.2 -	Médias instantâneas diárias do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H) para o caso do NEB e oceano, respectivamente, em (W/m^2)	86
Tabela 4.3 -	Fluxo de massa resultante (10^7 kg/s) para o trimestre março-abril-maio dos anos de 1983 e 1986. Área base: 36 ° - 46° W e 3° - 10° S	91
Tabela 4.4 -	Balanço de massa para o trimestre março-abril-maio dos anos de 1983 e 1986. Área base: 36 ° - 46° W e 3° - 10° S	92
Tabela 4.5 -	Fluxo de vapor d'água (10^7 kg/s) por camada da atmosfera em cada face do cubo delimitado por 36° - 46° W e 3° - 10° S, para o trimestre março-abril-maio de 1983	95

Tabela 4.6 - Fluxo de vapor d'água (10^7 kg/s) por camada da atmosfera em cada face do cubo delimitado por 36° - 46° W e 3° - 10° S, para o trimestre março-abril-maio de 1986 96

Tabela 4.7 - Balanço do fluxo de vapor d'água nas faces laterais do cubo (46°-36° W e 3°-10°S) sobre o NEB (mm/dia) 98

Tabela 4.8 - Balanço de vapor d'água para o trimestre março-abril-maio dos anos de 1983 e 1986 98

Tabela 4.9 - Precipitação (mm/dia) para o trimestre março-abril-maio dos anos de 1977, 1983 e 1986. $< \overline{P}_r >$ obtida pelo resíduo; $< \overline{P}_R >$ obtida pelo RAMS e $< \overline{P}_O >$ observado (área: 46°- 36° W e 3°-10°S) 100

1 - INTRODUÇÃO

A substância água é indispensável à vida na Terra e faz parte de cerca de três quartos da estrutura dos animais e vegetais. Na natureza, ela pode ser encontrada nos estados sólido, líquido e gasoso. As regiões glaciais do globo terrestre comportam grande volume de água na forma de gelo. Oceanos e mares são os principais reservatórios de água na forma líquida e cobrem três quartos da superfície do planeta Terra. O vapor d'água é armazenado na atmosfera e transportado pela circulação geral.

A mudança de fase da água da forma líquida para a forma de vapor, também chamada evaporação, consome energia que é armazenada na forma de calor latente e liberada quando ocorre condensação. A energia liberada é utilizada para promover o deslocamento do ar, funcionando como parte do combustível para a formação e intensificação dos sistemas convectivos.

Para compreensão do ciclo hidrológico, pode-se imaginá-lo como tendo início com a evaporação da água da superfície dos oceanos e continentes, acrescida da transpiração das plantas e animais (a esses efeitos combinados dá-se o nome de evapotranspiração). O vapor d'água resultante é transportado pelo movimento atmosférico. Sob determinadas condições, o vapor é condensado, formando as nuvens que, por sua vez, podem resultar em precipitação. A precipitação que ocorre sobre a Terra se dispersa de várias formas. A maior parte fica temporariamente retida no solo próximo de onde caiu e, finalmente, retorna à atmosfera na forma de vapor d'água através da evapotranspiração. Uma parte da água restante escoa sobre a superfície do solo, ou através do solo para os

rios, enquanto outra parte, penetrando profundamente no solo, vai suprir o lençol d'água subterrâneo. Esses processos são mostrados esquematicamente na Figura 1.1.

Num esquema gráfico apresentado por Peixoto & Oort (1992), tem-se a distribuição d'água no globo, considerando-se três reservatórios básicos: oceanos,

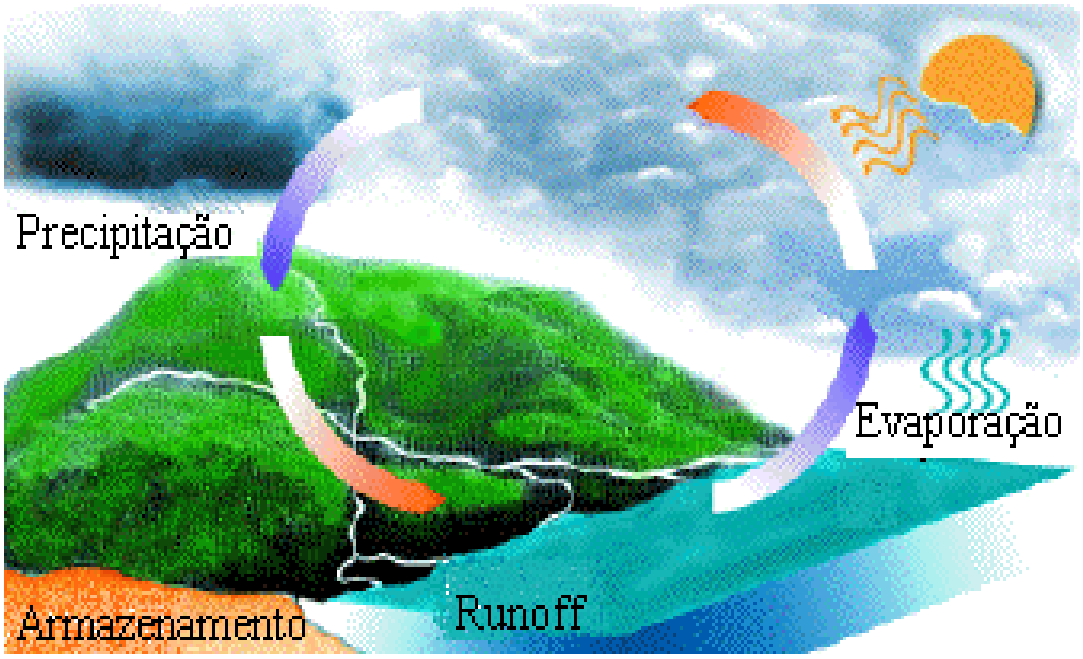

Figura 2.1 - Esquema gráfico do ciclo hidrológico no sistema Terra-atmosfera

continentes e atmosfera (Figura 1.2). Desta forma, 1.350 x 10^{15} m^3 de água (cerca de 97% do volume total d'água da hidrosfera), estão contidos nos oceanos, enquanto 33,6 x 10^{15} m^3 (cerca de 2,4%) se encontram nos continentes, incluindo as regiões glaciais Ártica e Antártica. A atmosfera contém 0,013 x 10^{15} m^3 ou somente 0,001% do total, percentual este que, embora pequeno, representa um volume em torno de 13 trilhões de metros cúbicos, aproximadamente 29 mil vezes a capacidade do açude Epitácio Pessoa (Boqueirão) localizado no Estado da Paraíba, com capacidade de 450 milhões de metros cúbicos. Sobre os continentes, a água é distribuída em reservatórios secundários, da seguinte forma: regiões glaciais 25 x 10^{15} m^3; água subterrânea 8,4 x 10^{15} m^3; lagos e rios 0,2 x 10^{15} m^3 e, finalmente, na biosfera, 0,0006 x 10^{15} m^3. O volume de água na forma de gelo polar é expressivo, correspondendo a 1,8% de toda a água contida na hidrosfera. Dada a extensão oceânica, o volume d'água evaporada é, em m^3/ano, aproximadamente 6 vezes a

evapotranspiração dos continentes, ao passo que a precipitação representa cerca de 3 vezes a precipitação nos continentes.

Neste trabalho, dá-se ênfase ao ramo aéreo do ciclo hidrológico, abordando-se questões relacionadas com o teor de vapor d'água na atmosfera, seu transporte e as trocas com a superfície, evaporação e precipitação.

O transporte d'água na atmosfera constitui componente muito importante do ciclo hidrológico, pois é através deste que grande quantidade de água é levada, na forma de vapor, de uma região para outra. Os oceanos e grandes reservatórios d'água, principais fontes de vapor d'água na superfície da Terra, suprem a atmosfera mediante o processo de

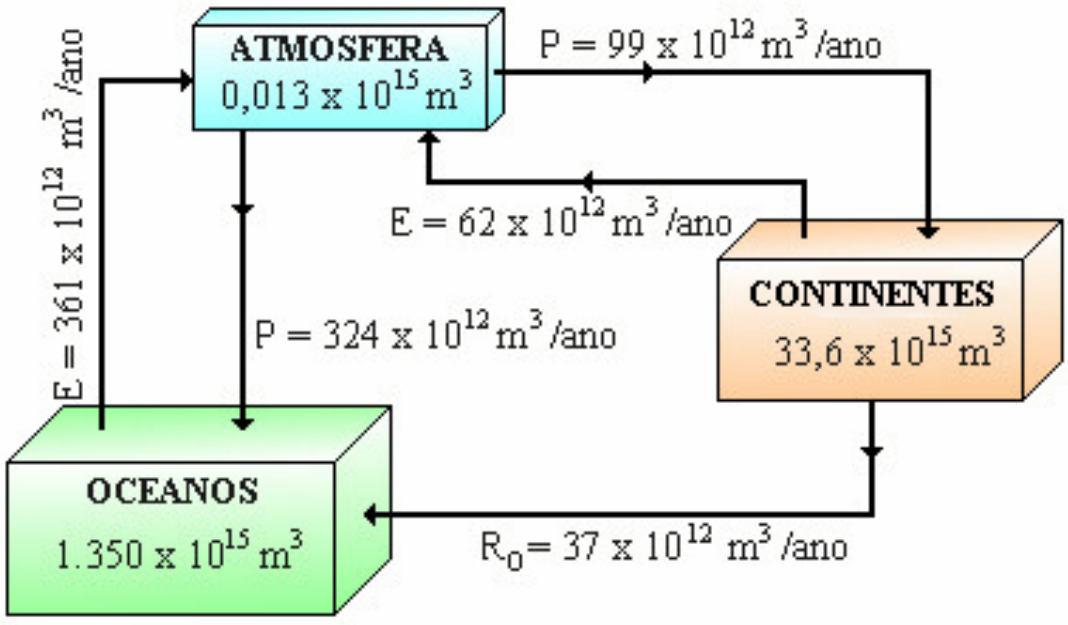

Figura 1.2 - Esquema gráfico do volume armazenado d'água nos oceanos, nos continentes e na atmosfera e precipitação pluviométrica (P), evaporação (E) e "runoff" (R_0). Fonte: Peixoto e Oort (1992)

evaporação. Os continentes também são afetados por este processo, reduzindo a umidade do solo, até que a precipitação venha repô-la.

O vapor d'água atmosférico, com concentração que varia de 0 a 0,04% do volume total dos componentes do ar, também se constitui num importante gás natural para o efeito estufa, responsável pela manutenção do equilíbrio térmico do planeta.

Segundo Howarth (1983) considerando-se que a água precipitável média global é de 25 mm e que a precipitação média global é de 1.000 mm/ano, verifica-se que o tempo de permanência da água na atmosfera é de aproximadamente 9 a 10 dias. Se o calor latente de condensação for tomado como $2,5 \times 10^{6}$ J kg^{-1}, a quantidade de energia liberada na atmosfera será de aproximadamente $1,28 \times 10^{24}$ J ano^{-1}, equivalente a 35% da energia solar absorvida pelo sistema terra-atmosfera no mesmo período.

A determinação da evapotranspiração (ET) é um processo relativamente complexo, principalmente quando se pretende obter estimativas regionais que permitam avaliar sua distribuição espacial. A precipitação pluviométrica (P), por sua vez, é medida com maior facilidade e, portanto, encontra-se disponibilizada mais facilmente. Esses parâmetros do balanço hídrico à superfície podem ser determinados como resíduo de ET - P, a partir da avaliação de quantidades atmosféricas, como a divergência do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente.

A tentativa de se estudar o conteúdo e o transporte de água na atmosfera sobre a região Nordeste do Brasil - NEB, utilizando-se somente informações convencionais de ar superior, obtidas através de radiossondagens, depara-se com os seguintes problemas: único horário de observações (12:00 UTC); séries temporais com muitas falhas (dias sem sondagens); distribuição espacial irregular e, por fim, o fato de que, na década de 90, a rede aerológica praticamente deixou de operar.

Uma alternativa é a utilização de dados oriundos de modelos numéricos globais, as denominadas "reanálises". Esses dados, além de apresentarem consistência física e dinâmica imposta pelos próprios modelos, contêm informações obtidas por outros meios não convencionais disponíveis, que tentam suprir a deficiência em áreas sem ou com pouca medição. Como exemplo, têm-se as sondagens remotas por satélite "TIROS Operational Vertical Sounder" (TOVS). A operação desse tipo de modelo, contudo, requer grande infra-estrutura computacional, de comunicação e humana, com propósitos bem definidos. Portanto, a sua utilização para propósitos específicos relacionados ao NEB fica restrita.

Apesar de quase sempre dependerem dos modelos globais para assimilar informações da grande escala, os modelos regionais oferecem facilidades, por necessitarem de modesta infra-estrutura para sua operação e por oferecerem, ao pesquisador, total autonomia na caracterização do problema a ser analisado.

Os modelos numéricos regionais podem assimilar dados de "reanálises" visando a simulação de dados em escala menor que as dos modelos globais e, desta forma, possibilitar a compreensão de efeitos de mesoescala. Esses modelos permitem, ainda, a simulação de informações de superfície, que são importantes na determinação de parâmetros, como evapotranspiração, fluxos de calor latente, calor sensível e balanço de radiação, entre outros.

Neste contexto, formulou-se a hipótese: é possível utilizar os resultados desses modelos numéricos para propósitos hidrológicos do estudo regional do balanço d'água na superfície, e do transporte d'água na atmosfera sobre o NEB? Para responder a esta questão, tomou-se como objetivo estudar as características do balanço hídrico à superfície e do conteúdo e transporte do vapor d'água na atmosfera sobre o NEB, através do modelo regional de mesoescala "Regional Atmospheric Modeling System" - RAMS para o trimestre março-abril-maio (período com maior concentração de chuvas no Norte e Leste do NEB) de anos considerados chuvoso, seco e normal.

2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Esta revisão bibliográfica tem a finalidade de fundamentar o estudo de parâmetros do balanço hídrico na superfície relacionados com o vapor d'água atmosférico, seu respectivo transporte e, também, discutir características do modelo RAMS, utilizado para este propósito. Desta forma, o tema será discutido em duas partes: na primeira, uma abordagem sobre o vapor d'água atmosférico e seu transporte e, na segunda, a modelagem de mesoescala, através do Regional Atmospheric Modeling System - RAMS.

2.1 - VAPOR D'ÁGUA ATMOSFÉRICO E SEU TRANSPORTE

No final da década de 1930, tiveram início as medições de elementos meteorológicos nas camadas superiores da atmosfera. O sistema de medidas consiste de um conjunto de sensores e um dispositivo de radiotransmissão, acoplados a um balão inflável com gás de densidade inferior à do ar. Este conjunto constitui a composição básica de um sistema de radiossondagem.

Com a disponibilidade de medições de pressão, temperatura, umidade e vento em diferentes níveis de altitude da atmosfera, obtidos por radiossondagens, vários cientistas, preocupados em entender o ramo aéreo do ciclo hidrológico, começaram a estudar o comportamento do conteúdo de vapor d'água na atmosfera e seu respectivo

transporte e como eles influenciavam o balanço d'água na superfície, em diferentes partes do globo terrestre.

A equação clássica da hidrologia é obtida fazendo-se o balanço da água no ramo terrestre do ciclo hidrológico. Aplicando-se o princípio de conservação de massa para uma região, tem-se que $\mathbf{S = P - ET - R_0 - R_u}$; em que S é a taxa de armazenamento de água à superfície, P é a taxa de precipitação, ET é a taxa de evapotranspiração (ET = E + T, sendo E a evaporação e T a transpiração); R_0 é a taxa de escoamento superficial ("runoff") e R_u é a taxa de escoamento subterrâneo. Para regiões com grandes extensões, o termo do escoamento subterrâneo pode ser desprezado.

O balanço de água da parte aérea do ciclo hidrológico é expressa, em sua formulação mais simples, por $\mathbf{\Delta W/\Delta t = (ET - P) - FR}$ em que: $\mathbf{\Delta W/\Delta t}$ é a taxa de variação temporal da quantidade de água em determinado volume da atmosfera (base qualquer e altura da superfície ao topo da atmosfera), **ET - P** é a diferença entre a evapotranspiração e a precipitação verificada na superfície, respectivamente, e **FR** é o fluxo resultante de água no citado volume.

Em sua grande maioria, os trabalhos aqui revisados buscam analisar aspectos desta formulação e do aperfeiçoamento metodológico alcançado na avaliação desses parâmetros através de radiossondagens, "reanálises" e por satélites, obedecendo uma ordem cronológica. Vale salientar que nessa formulação genérica estão implícitos aspectos complexos sobre evaporação, transpiração, precipitação e a água presente na atmosfera, em suas diferentes fases: sólida, líquida e gasosa.

O trabalho realizado por Spar (1953) para a parte leste dos Estados Unidos, caracteriza-se como um dos estudos pioneiros que objetivaram uma avaliação regional do conteúdo e transporte do vapor d'água atmosférico para o prognóstico da lâmina d'água precipitada. A técnica proposta consiste em avaliar a equação do balanço de vapor d'água integrada verticalmente. Por causa das dificuldades práticas envolvidas no trato da evaporação, esta foi desprezada. A avaliação dos parâmetros necessários a aplicação da técnica formulada requer a plotagem e análise em mapas sinóticos, tornando-se um processo moroso e inviável de utilização em centros de meteorologia da época. A técnica mostrou alguma relação entre as quantidades de chuva prevista e observada, no que concerne à distribuição espacial. Mas, para valores pontuais, a metodologia pareceu não ser aplicável.

Benton & Estoque (1954) realizaram o balanço de vapor d'água para a atmosfera sobre o continente norte-americano. Através do campo da divergência do fluxo de vapor d'água e da precipitação, estimaram a evapotranspiração na região, cujo estudo demostrou que o transporte de vapor d'água pode ser usado com precisão no balanço de água mensal de extensas áreas continentais. Os autores evidenciaram, ainda, que o continente norte-americano atua como fonte de umidade durante o verão e como sumidouro nas outras estações, e que, em geral, não havia, necessariamente, alta correlação entre os valores numéricos mensais da transferência de vapor d'água e da precipitação que, por sua vez, está mais diretamente associada à convergência do fluxo de vapor d'água que com a sua transferência.

Peixoto (1959) realizou estudos referentes às observações de 12 meses do ano de 1950, no continente norte-americano, e observou que valores muito baixos do fluxo de vapor d'água nunca apareceram associados a valores elevados de precipitação, e que valores elevados do fluxo de vapor d'água são uma condição necessária, mas não suficiente, para a ocorrência de chuvas em uma região.

Nyberg (1965) estimou a evaporação mensal durante o ano de 1957, para a parte sul da Suécia, através de informações de precipitação e de obtenção do fluxo resultante de vapor d'água na área. Para a determinação desse fluxo foi usado o vento geostrófico e observau-se que a convergência do fluxo de vapor d'água aparecia associada a altos valores de umidade do ar e a divergência a baixos valores de umidade. O uso do vento geostrófico na determinação do fluxo de vapor d'água, contribuiu para uma superestimativa da evaporação real. Observou-se, também, que uma outra fonte de erro foi a impossibilidade de inclusão do conteúdo de água líquida presente nas nuvens, visto que esta quantidade de água líquida é positivamente correlacionada a altos valores de razão de mistura e, portanto, a convergência do fluxo de vapor d'água, nestas condições, é subestimado, levando à superestimativa da evaporação. Contudo, este efeito não é relevante, uma vez que não existem nuvens durante todo o tempo e somente em alguns níveis de pressão é que se encontra água líquida e em quantidade bem inferior ao conteúdo de vapor d'água, ressalta Nyberg.

Hastenrath (1966) avaliou o fluxo de vapor d'água sobre a parte sul do Mar do Caribe e do Golfo do México. A análise baseou-se em informações de radiossondagens do ano de 1960. Foi aplicada a técnica em que o fluxo total (zonal e meridional) num

determinado nível, pode ser escrito como: $(1/g).(\overline{q.u}) = (1/g).[(\overline{q}.\overline{u}) + (\overline{q'.u'})]$ e $(1/g).(\overline{q.v}) = (1/g).[(\overline{q}.\overline{v}) + (\overline{q'.v'})]$ de forma que a transferência total é composta pela soma dos termos de transferência média e turbulenta. O transporte turbulento é associado ao espaço-tempo e apresenta variações sazonais e regionais significativas como, por exemplo, no inverno na área do Caribe e Ilhas Cayman, em que se observou que o fluxo de vapor d'água turbulento foi relativamente pequeno e com direção irregular. Em contraste, para o Golfo do México e no mesmo período, o transporte de vapor d'água turbulento foi cerca de 30 - 50% do fluxo total.

Rasmusson (1967) estudou o transporte de vapor e balanço de água sobre a América do Norte e mar da América Central (Golfo do México e Caribe) no período compreendido entre 01/05/1961 a 30/04/1963, em dois horários: 12 e 00 UTC. Uma das ênfases importantes desse trabalho refere-se à questão das variações diurnas verificadas no transporte de vapor d'água que, provavelmente, são influenciadas por circulações locais como a brisa marítima e terrestre, circulação vale montanha etc. Ele observou que variações no campo médio do vento produzem variações significativas no transporte de vapor d'água, particularmente durante o verão e, também, que variações diurnas do termo turbulento ($\overline{q'.u'}$ e $\overline{q'.v'}$) mostraram-se pequenas quando comparadas com as variações diurnas do termo médio total.

Rasmusson (1971) apresentou estudos sobre a divergência do fluxo de vapor d'água e certos aspectos do balanço de água para a América do Norte, no período de 01/05/1958 a 30/04/1963. Valores médios mensais de evapotranspiração e mudanças no armazenamento d'água, estimados pelos métodos de Thornthwaite e Budyko, são comparados com valores estimados através da divergência do fluxo de vapor d'água. O balanço d'água, segundo Thornthwaite, parece sobrestimar a diferença entre evaporação e precipitação (E - P) durante o inverno, e subestimá-la durante o verão. Os valores de evapotranspiração obtidos segundo Budyko, mostraram variações sazonais suaves e pequenas e parecem acompanhar os valores obtidos pela computação do transporte de vapor d'água atmosférico. Ele observou, também, que esses valores apresentaram defasagem no tempo, em cerca de 15 dias.

Por solicitação da Organização Meteorológica Mundial - OMM, Peixoto (1973) discutiu a teoria e a prática da computação do fluxo de água na atmosfera, para

propósitos hidrológicos. Na primeira parte deste trabalho, são discutidas a fundamentação teórica do método aerológico para avaliar o ciclo hidrológico e as questões do fluxo turbulento, no domínio do tempo (transiente) e espaço, bem como dar atenção especial à formulação e interpretação da equação do balanço d'água na atmosfera. Na segunda parte, é apresentado um trabalho sobre o vapor d'água, considerado de relevância para a hidrologia, com base na distribuição zonal de parâmetros atmosféricos, tais como: água precipitável, fluxo de vapor d'água e divergência do fluxo de vapor d'água para o ano de 1958.

Rosen *et al*. (1979) utilizaram informações de umidade específica e vento de aproximadamente 800 estações de radiossonda, distribuídas sobre o Hemisfério Norte e parte tropical do Hemisfério Sul (0° - 10° S) para estudar as variações anuais dos campos do transporte de vapor d'água atmosférico durante seis anos. A água precipitável não apresentou variações marcantes de ano para ano, porém se observou que, em geral, existe tendência do conteúdo de vapor d'água decrescer do equador para o pólo e que a quebra dessa assimetria zonal relaciona-se com a distribuição de terra e oceano no hemisfério. Em relação ao fluxo zonal de vapor d'água, apesar das variações de ano para ano, eles constataram que, na região tropical, ele se dá de leste para oeste, com exceção de parte da vizinhança do continente indiano. Fluxos de oeste dominam a região de latitudes médias em todos os anos estudados e, finalmente, fluxos de leste para a região acima de 60° N. Esses resultados refletem a natureza do campo do vento em baixos níveis, assim como a concentração de umidade específica nas camadas baixas da atmosfera. Nos campos do fluxo meridional de vapor d'água foram observados alternâncias de centros positivos (direção para norte) e negativos (direção para sul) sendo que nos subtrópicos esta alternância pode estar associada a áreas de atuação de sistemas semi-permanentes de alta pressão. Os fatores dominantes em médias latitudes são os distúrbios baroclínicos; já na região intertropical, influenciada pela célula de Hadley, o fluxo de vapor d'água meridional é predominantemente de norte no H. N. e de sul no H. S. e está associado à Zona de Convergência Intertropical.

Em nota complementar, Rosen *et al*. (1980) apresentaram as análises do fluxo de vapor d'água atmosférico através da função corrente, como complemento do estudo realizado anteriormente. Neste caso, consideraram que um campo vetorial pode ser

expresso pelas partes não divergente e irrotacional, como $\vec{Q} = \vec{k}$ x $\nabla\psi + \nabla\chi$ em que $\vec{Q}$ é o fluxo de vapor integrado verticalmente, ψ é a função corrente e χ é a função potencial. Os valores da função corrente e da função potencial foram obtidos pela relaxação de $\nabla^2\psi = \vec{k}.\nabla$ x $\vec{Q}$ e de $\nabla^2\chi = \nabla.\vec{Q}$.

Peixoto (1981) estudou o transporte de umidade na atmosfera sobre a região do Mediterrâneo e, nesse estudo, foram utilizados dados de umidade específica e vento para diferentes níveis de pressão na atmosfera, para um período de cinco anos (1968 - 1973). Esse trabalho teve o incentivo do Programa Hidrológico Internacional da UNESCO ("United National Educational Scientific and Cultural Organization"). Ele observou que os efeitos fisiográficos são particularmente evidentes nas configurações dos campos da água precipitável, enquanto a precipitação mostrou-se mais relacionada à divergência do fluxo de vapor d'água sobre a região que à intensidade desse fluxo.

Salstein *et al*. (1983) estudaram a variabilidade média anual dos campos de água precipitável e transporte de vapor d'água sobre o Hemisfério Norte, para um período de 15 anos (1958 - 1973) através da técnica de análise de Funções Ortogonais Empíricas - FOE. Nesse estudo, são apresentados a contribuição percentual para a variância (variância explicada) das cinco primeiras componentes principais para a água precipitável, os fluxos zonal e meridional de vapor d'água e sua intensidade. Segundo os autores, a primeira componente principal explicou 44,1% da variância total da água precipitável.

Howarth (1983) estudou as variações sazonais dos campos médios de água precipitável e fluxos zonal e meridional do vapor d'água integrado verticalmente. O estudo foi feito para Hemisfério Sul, para um período de 5 anos (setembro de 1973 a agosto de 1978). O autor ressalta que, por falta de uma boa qualidade dos dados observados para o Hemisfério Sul, devido à inexistência de séries temporais de dados de ar superior completas e espacialmente bem distribuídas, são bastante limitados os estudos do transporte de vapor d'água para esse hemisfério. Neste contexto, o autor trabalhou com dados do modelo numérico desenvolvido e implementado pelo "Australian Numerical Meteorological Research Center (ANMRC)" cujos valores de umidade e vento são dispostos em pontos de grade para quatro níveis de pressão entre 1000 e 500 hPa. Efeitos topográficos e de escassez de umidade sobre os campos de água precipitável, e no fluxo de vapor d'água atmosférico foram evidenciados sobre a Cordilheira dos Andes e regiões

desérticas da África. Os sistemas semipermanentes de alta pressão, presentes nos oceanos Atlântico e Pacífico Sul, também aparecem bem destacados nos campos do transporte de vapor d'água. Ele observou, ainda, que as maiores diferenças de intensidade entre os campos de água precipitável e de fluxo de vapor d'água ocorrem no verão e no inverno, com valores mais altos no verão. Em geral, os resultados desse trabalho apresentaram informações úteis acerca da circulação geral da atmosfera para o Hemisfério Sul e se mostraram coerentes com estudos realizados previamente para o Hemisfério Norte; contudo, devido às limitações observacionais e de modelagem da época, o autor recomenda cautela na análise dos resultados.

Rao & Marques (1984) analisaram características do vapor d'água sobre o Nordeste do Brasil (NEB) para dois anos contrastantes: 1974 (chuvoso) e 1976 (seco). Para a avaliação do balanço d'água, definiram um cilindro, cuja base cobre praticamente toda a área do NEB, e com altura da superfície até 300 hPa. Para garantirem consistência no cálculo do fluxo resultante de vapor d'água fizeram um ajuste de massa (conservação de massa) subtraindo um erro da componente normal à face do cilindro, e observaram, ainda que, nos dois anos (seco e chuvoso), o sentido do fluxo de vapor d'água é entrando no cilindro na parte leste da região e saindo na parte oeste. Este resultado evidencia a importância do Oceano Atlântico no fornecimento de vapor d'água para o NEB. Eles constataram, também, nos níveis baixos da troposfera, que no ano úmido o fluxo é convergente, entrando mais vapor d'água que saindo. No ano seco, o fluxo é divergente, saindo mais vapor d'água que entrando. A atmosfera sobre o NEB comportou-se como sumidouro de vapor d'água para o ano úmido (Evaporação - Precipitação < 0) e como fonte para o ano seco (Evaporação - Precipitação > 0).

Rathor *et al.* (1987) estudaram o comportamento da água precipitável, fluxo de vapor d'água e sua divergência para a região do NEB. Para a análise, classificaram os meses de fevereiro e março do ano de 1980 como chuvoso e seco, respectivamente, e concluíram que, durante o mês chuvoso, o NEB atua como sumidouro de umidade da atmosfera, enquanto no mês seco se comporta como fonte de umidade.

Chen & Pfaendtner (1993) estimaram a variação sazonal do ramo aéreo do ciclo hidrológico, usando dados do "Global Data Assimilation System" - GDAS do "European Center for Medium-Range Weather Forecasts" - ECMWF e estimativas de precipitação por satélite para o período de 1978 a 1979, e enfatizaram dois aspectos: 1) a

precipitação (sumidouro de vapor d'água) juntamente com a divergência do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente, para inferir a distribuição regional da evaporação (fonte de vapor d'água) em que $\overline{E} = \overline{\nabla.\vec{Q}} + \overline{P}$, denominado método residual e 2) o transporte de vapor d'água em regiões de fonte e sumidouro de vapor d'água, através da componente divergente do transporte de vapor d'água. A evaporação estimada foi comparada com valores obtidos por Peixoto & Oort (1983) e com valores estimados pelo método aerodinâmico, dado por $E = \rho C_D \left|\vec{V}\right| (q_s - q_a)$ em que ρ é a densidade do ar, C_D é um coeficiente de transporte (adimensional), $\left|\vec{V}\right|$ é a velocidade do vento e (q_s - q_a) é a diferença entre a umidade específica de saturação (q_s) e a umidade específica do ar à superfície (q_a). Para o Hemisfério Sul, os valores obtidos mostraram-se maiores que os de Peixoto & Oort (1983) diferença que pode estar associada à deficiência de observações no hemisfério. As diferenças em relação ao método aerodinâmico mostram-se similares para o hemisfério de verão e maiores para o hemisfério de inverno, podendo está associada à velocidade do vento utilizada na expressão do método aerodinâmico.

Gaffen & Elliott (1993), objetivando compreender os efeitos das nuvens sobre o conteúdo de água existente numa coluna vertical da atmosfera, utilizaram dados de 15 estações de radiossondagens para o Hemisfério Norte, no período de 1988 a 1990, selecionadas conforme a existência de informações sobre cobertura de nuvens. Sabe-se que a estimativa de água precipitável através de satélites (exceto na faixa de microondas) é restrita a regiões sem cobertura de nuvens e que, em alguns aplicações, essas informações são interpoladas para outras áreas. Os autores ressaltam a importância da quantificação da água precipitável para o cálculo do balanço de radiação na atmosfera, mas alertam que este balanço difere quando há presença de nuvens, comparado ao caso de céu limpo. Entre as conclusões, destacam-se: 1) o conteúdo médio de água numa coluna vertical da atmosfera foi significativamente menor para o caso da condição de céu claro do que para o caso de céu com presença de nuvens; 2) a diferença de magnitude entre os dois casos citados foi menor em regiões tropicais que em regiões de médias latitudes; 3) a variação do conteúdo de água numa coluna vertical da atmosfera com a presença de nuvens não se relaciona bem com a variação de temperatura à superfície. Os resultados evidenciam que o efeito da

cobertura de nuvens sobre o cálculo da água precipitável média deve ser considerado, principalmente para fins de estudo de efeito estufa.

Usando tecnologia de satélite, Wittmeyer & Haar (1994) estimaram o conteúdo de água precipitável para o globo terrestre num período de 5 anos, de 1983 a 1989. A estimativa baseou-se nas informações de radiância obtidas através do satélite de órbita polar da série NOAA ("National Oceanic and Atmospheric Administration") tendo a bordo o sistema de sondagem "TIROS Operational Vertical Sounder" - TOVS, o qual permite a obtenção de perfis verticais de temperatura e umidade do ar para a atmosfera mediante seus três sensores: uma segunda geração do "High Resolution Infrared Radiation Sounder" - HIRS/2 (20 canais); o "Microwave Sounding Unit" - MSU (4 canais) e o "Stratospheric Sounding Unit" - SSU (3 canais). Wittmeyer e Haar afirmaram que os campos do conteúdo de água precipitável obtido através do TOVS são climatologicamente consistentes com estudos prévios baseados em observações de radiossonda e que representam adequadamente a variabilidade espacial e temporal do conteúdo de vapor d'água. Uma limitação do estudo de vapor d'água por satélite está na obtenção dos fluxos, devido à complexidade e imprecisão na obtenção da direção e intensidade do vento, em diferentes níveis de pressão, principalmente na região tropical.

Salathé *et al.* (1995) usaram observações de satélite através do TOVS para analisar a distribuição de umidade na alta troposfera (400-200 hPa) em comparação com informações do modelo global "Goddard Laboratory for Atmospheres" - GLA da "National Aeronautics Space Administration" - NASA, para um período de 10 anos, de 1979 a 1988. Eles avaliaram a climatologia (média dos 10 anos) do ciclo sazonal de temperatura de emissão da camada 400-200 hPa, como observada pelo TOVS, e da temperatura fornecida pelo modelo para a mesma camada. Os campos referentes aos trimestres dezembro-fevereiro, março-maio, junho-agosto e setembro-novembro, para todo o globo, apresentaram boa correspondência entre os valores observados por satélite e os simulados pelo modelo. Eles concluíram, ainda, que os campos de umidade simulados apresentaram sucesso em reproduzir os fatores de grande escala e sua sazonalidade, mas produzem um fraco contraste entre regiões muito secas e muito úmidas. A dificuldade na simulação de regiões com precipitações também resulta em excessiva umidade nas áreas áridas, deficiências que também ocorrem em outros modelos, comentam os autores.

Higgins *et al.* (1996) examinaram o transporte de vapor d'água sobre os Estados Unidos da América, para o mês de maio, num período de 5 anos (1985 a 1989) utilizando dados de "reanálise" do NCEP/NCAR e fizeram comparações com observações, para avaliarem as limitações destes dados no estudo dos componentes atmosféricos do ciclo hidrológico para a região mencionada; além disso, eles observaram que, geralmente, os produtos de "reanálises" mostram alta correlação com a precipitação observada. O transporte de vapor d'água integrado verticalmente, obtido das "reanálises" e comparado com os obtidos das radiossondagens dispostos em pontos de grade, apresentam algumas diferenças regionais significativas, principalmente ao longo da Costa do Golfo, onde as observações são menos densas. Eles constataram, ainda, a existência de uma fonte de vapor d'água devida ao excesso de evapotranspiração sobre a precipitação no lado oeste da região. A precipitação excede a evapotranspiração somente sobre as regiões montanhosas ("Appalachians"). Analisando a variação diária, Higgins *et. al.* observaram que a diferença entre noite menos dia, da divergência do fluxo de vapor d'água, mostrou-se bem relacionada com a diferença noite menos dia da precipitação observada. Resultados obtidos com essas "reanálises" confirmam resultados obtidos por Rasmusson (1967).

Mo & Higgins (1996) estudaram aspectos do transporte de vapor d'água para todo o globo terrestre, usando dados de "reanálises" do NCEP/NCAR, entre outros, para o período compreendido entre janeiro de 1985 a dezembro de 1993, e relatam que o máximo de umidade específica próximo ao equador se move meridionalmente, acompanhando o ciclo de aquecimento solar, e que o ramo inferior da circulação de Hadley transporta umidade para a zona de convergência intertropical. Nos trópicos, mais que 40% da quantidade média zonal de vapor d'água se encontram abaixo de 850 hPa; portanto, o transporte meridional de vapor d'água integrado verticalmente é uma medida da circulação de Hadley; eles determinaram, também, a variação interanual relacionada ao efeito "El Niño" Oscilação Sul ("El Niño Southern Oscillation" - ENSO) provocada pela alteração na circulação de Walker devido ao aquecimento ou resfriamento anômalo das águas do Oceano Pacífico tropical na costa do Peru e analisaram as anomalias para o episódio quente de 1987 e o frio de 1988, observando que a diferença interanual na evaporação é pequena (menos que 2 mm/dia) em comparação com a divergência do fluxo de vapor d'água. Um outro fato relevante nesse trabalho é a detecção de uma variabilidade intrassazonal, que apresenta oscilações de 30-60 dias. Eles mostraram um exemplo em que

apontam a ocorrência de três eventos obtidos com base na análise dos desvios de precipitação, obtida pelo modelo em relação à média meridional para a faixa de 10° S a 10° N. Procedendo de forma análoga, observaram, ainda, que a divergência do fluxo de vapor d'água foi capaz de representar dois desses eventos, em que a fase de propagação é melhor representada que na análise com a precipitação, mas com fraca amplitude; enfim, concluíram que os produtos de "reanálises" podem ser usados para se examinar vários aspectos do ciclo hidrológico atmosférico; sendo também, hábeis para relatar variabilidade interanual relacionada ao ENSO.

Rao *et al.* (1996) utilizaram análises do ECMWF de janeiro, abril, julho e outubro, para um período de 5 anos (1985 a 1989). Dentre outros aspectos, estudaram as características da variação anual do vapor d'água sobre a América do Sul e ressaltaram a necessidade de um ajuste de massa para eliminar possíveis erros devidos a truncamentos na avaliação da divergência, por diferenças finitas. Entre outros resultados, eles concluíram que o Oceano Atlântico Sul fornece vapor d'água para a Amazônia e que a ocorrência de transporte de vapor d'água de noroeste para o sudeste, verificado no Brasil Central, tem como fonte, a bacia amazônica. Ao analisarem a componente transiente do fluxo turbulento, constataram valores pequenos na faixa tropical até próximo de 20° S e valores mais acentuados para latitudes médias, quando comparadas com o transporte total de vapor d'água. A contribuição da componente transiente para o fluxo de vapor d'água total é menor que 10% nos trópicos. A convergência de vapor d'água sobre o NEB, vista para o mês de abril, coincidindo com a estação chuvosa da região, demonstra coerência com o supremacia da precipitação sobre evaporação verificada nesta época. Em suma, concluíram que os resultados obtidos mostraram-se bastante consistentes com estudos realizados previamente.

Cavalcanti *et al.* (1996) com base em sondagens aerológicas realizadas durante o Experimento de Mesoescala na Atmosfera do Sertão - EMAS, no período de 24/03 a 05/04/1995, nas localidades de Campina Grande, PB, Fortaleza, CE, e Barbalha, CE, avaliaram a água precipitável e sua distribuição ao longo do período e observaram, em todos os casos que a atmosfera apresenta valores mais altos de água precipitável, anteriormente à ocorrência de precipitação, e "secagem" nos dias subsequentes. Nas cidades do interior (Campina Grande e Barbalha) ocorreu maior variabilidade da água

precipitável, em comparação com o litoral (Fortaleza); eles observaram, também, que cerca de 70 a 80% da umidade ficam concentrados entre a superfície e o nível de 700 hPa. Esses resultados observados podem ser de grande valia para comparações.

Rao *et al.* (1998) analisaram a variação interanual do transporte de vapor d'água nos trópicos para dois anos contrastantes (1987 e 1988) considerados anos de "El Niño" e "La Niña" (anti "El Niño") respectivamente, e os relacionaram a alterações da circulação de Walker. Circulação de Walker é o nome dado a uma circulação que ocorre num plano vertical ao equador terrestre, cobrindo todas as longitudes, e se compõe de células com regiões de movimentos verticais ascendentes e descendentes associadas a altos e baixos índices de precipitações. Mudanças na localização dessas regiões de movimentos ascendentes e descendentes, como as provocadas quando da existência de "El Niño ou "La Niña", acarretam variações interanuais da precipitação em determinadas regiões tropicais, como a região do NEB, que é severamente afetada por este fenômeno com diminuição da precipitação, na parte norte da região, em anos de "El Niño" e um aumento em anos de "La Niña". Nesse contexto, Rao *et al.* observaram que a água precipitável e a divergência do fluxo de vapor d'água também apresentam variabilidade mais intensa em áreas de maior convecção.

Cavalcanti *et al.* (1999) analisaram o transporte de vapor d'água e a diferença entre a evapotranspiração e precipitação (ET - P) obtida pelo cálculo da divergência do fluxo de vapor d'água. A fonte de dados utilizada foi a das "reanálises" do NCAR/NCEP, em pontos de grade de 2,5° por 2,5° de latitude e longitude, respectivamente, enquanto a área de abrangência dos campos analisados vai de 30° N a 60° S e de 0° a 120° W e fizeram comparações da climatologia de um período de 13 anos com situações específicas de 1983 e 1986 em relação ao trimestre março-abril-maio, período de maior concentração de chuvas sobre o NEB. Observaram, que o transporte de vapor d'água da região amazônica para o Brasil Central é mais evidente no ano de 1983 (considerado seco para o NEB) e que as principais fontes de vapor d'água para a atmosfera sobre a América do Sul ficam no Oceano Atlântico. Por fim, concluíram que os cálculos do fluxo de vapor d'água e a estimativa de (ET - P) através do cálculo da divergência do referido fluxo, usando dados do NCAR/NCEP, mostraram-se consistentes e possibilitaram resultados confiáveis.

2.2 - O MODELO "REGIONAL ATMOSPHERIC MODELING SYSTEM - RAMS"

2.2.1 - Características do RAMS

Segundo Pielke *et al*. (1992) e Walko *et al*. (1995), o "Regional Atmospheric Modeling System" - RAMS, constitui-se num código numérico altamente versátil, desenvolvido por cientistas da Universidade do Estado do Colorado, nos Estados Unidos da América. O RAMS é composto de três grandes componentes: do modelo propriamente dito, de um pacote que permite fazer-se a assimilação de dados para a inicialização, e de um outro que permite interface com software de visualização, como o "NCAR Graphics", o "Grid Analise Display System" - GrADS etc. Praticamente toda a codificação é feita em linguagem FORTRAN 77; apenas algumas rotinas para facilitar entrada e saída de dados e alocação de memória, são escritas em linguagem C.

O RAMS surgiu de esforços realizados separadamente, desde os anos 70, comandados pelo Dr. William R. Cotton na parte de modelagem de sistemas dinâmicos de microescala e processos microfísicos, e pelo Dr. Roger A. Pielke na parte de modelagem de sistemas de mesoescala e na influência da superfície da terra nas características da atmosfera; no entanto, só em 1986 esses esforços foram somados, no intuito de gerar um modelo mais completo, o RAMS.

Este modelo atmosférico foi construído com base nas equações da dinâmica da atmosfera, complementado com parametrizações de difusão turbulenta, radiação solar e terrestre, processos úmidos incluindo a formação e a interação de nuvens e água líquida precipitante e gelo, calor sensível e latente, camadas de solo, vegetação e superfície d’água, os efeitos cinemáticos do terreno e convecção cumulus. Salienta-se que todas essas parametrizações e características do modelo podem ser alteradas de maneira a melhor se adequarem às condições específicas de determinado local, ou a condições idealizadas para simulações de situações, o que se constitui numa excelente ferramenta para pesquisas meteorológicas.

2.2.1.1 - Dados de entrada

O modelo RAMS recebe, como dados de entrada, a temperatura do ar, geopotencial, umidade do ar (temperatura do ponto de orvalho ou razão de mistura ou umidade relativa do ar ou, ainda, diferença psicrométrica) e vento (componentes zonal - *u* e meridional - *v* ou direção e intensidade) em diferentes níveis da atmosfera. Esses dados podem ter como origem observações convencionais de superfície e altitude, resultados de modelos numéricos e (ou) de subprodutos gerados através de informações de satélites etc.

Essas informações necessitam estar em arquivo com formato compatível para que o modelo RAMS possa lê-los e prepará-los para a inicialização. A inicialização pode ser homogênea, quando se atribui horizontalmente a grade do modelo o mesmo valor da informação observada naquele nível, ou variada, quando as informações são interpoladas para a grade do modelo apresentando variação horizontal. Nesse processo de interpolação é utilizada uma técnica de análise objetiva proposta por Barnes (1964) a qual consiste em obter um valor interpolado para o ponto de grade, através de uma média ponderada da informação original. A ponderação é feita atribuindo-se maior peso à informação mais próxima do ponto de grade e menor peso à informação mais distante, conforme uma função Gaussiana, em que o peso é função da distância do valor observado ao ponto de grade.

2.2.1.2 - Equações prognósticas

As equações prognósticas do modelo RAMS são escritas a seguir em notação tensorial (Tripoli & Cotton, 1980; Pielke, 1984). As variáveis com barra indicam a média para o volume de cada elemento da grade e as transformações das escalas horizontal e vertical da grade foram omitidas para simplicidade das equações. A força do gradiente de pressão foi escrita através da função de Exner ($\pi = c_p \left(p / p_0 \right)^{R_d / c_p} = c_p T_v / \theta$) de forma que, $\alpha(\partial p / \partial x_j) = \theta(\partial \pi / \partial x_j)$.

Equação do movimento

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} = -\bar{u}_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} - \bar{\theta}\frac{\partial \bar{\pi}}{\partial x_i} - \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial}{\partial x_j}\rho_0 \overline{u_j'' u_i''} - g\delta_{i3} - \varepsilon_{i,j,k} f_j \bar{u}_k \,. \qquad (2.1)$$

Equação da termodinâmica

$$\frac{\partial \bar{\theta}_{il}}{\partial t} = -\bar{u}_j \frac{\partial \bar{\theta}_{il}}{\partial x_j} - \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial}{\partial x_j}\rho_0 \overline{u_j'' \theta_{il}''} + \left(\frac{\partial \bar{\theta}_{il}}{\partial t}\right)_{con} + \left(\frac{\partial \bar{\theta}_{il}}{\partial t}\right)_{rad} + \left(\frac{\partial \bar{\theta}_{il}}{\partial t}\right)_{res} . \qquad (2.2)$$

Equação da continuidade para a substância água

$$\frac{\partial \bar{r}_n}{\partial t} = -\bar{u}_j \frac{\partial \bar{r}_n}{\partial x_j} - \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial}{\partial x_j}\rho_0 \overline{u_j'' r_n''} + \left(\frac{\partial \bar{r}_n}{\partial t}\right)_{con} + \left(\frac{\partial \bar{r}_n}{\partial t}\right)_{res} . \qquad (2.3)$$

Equação da continuidade de massa

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = -\frac{R\pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0}\left(\frac{\partial \rho_0 \theta_0 \bar{u}_j}{\partial x_j}\right). \qquad (2.4)$$

Para a condição hidrostática, que é uma opção do RAMS, as equações da hidrostática e da continuidade de massa, são escritas como:

Equação da hidrostática

$$\frac{\partial \bar{\pi}}{\partial z} = -\frac{g}{\bar{\theta}} + g(r_T + r_{vapor}) ; \qquad (2.5)$$

Continuidade de massa

$$\frac{\partial \rho_0 \bar{u}_j}{\partial x_j} = 0 \qquad (2.6)$$

em que os termos envolvidos são: $u_{i,}$ são as componentes zonal (u), meridional (v) e vertical (w) do vento para i=1, 2, 3, respectivamente; f é o parâmetro de Coriolis; θ é a temperatura potencial; θ_{il} é a temperatura potencial da água líquida e do gelo; r_n é a razão de mistura da água para os estados sólido (gelo), líquido e gasoso (vapor), representado por oito categorias (n=1, 2, ... , 8) em que: 1-vapor, 2-gota de nuvem, 3-chuva, 4-"pristine ice", 5-neve, 6-agregados, 7-"graupel" e 8-granizo. A razão de mistura para o vapor e gota de nuvem são diagnosticadas no modelo e para as demais categorias, prognosticadas. A água total na fase líquida e gelo é dada por $r_T = r_2 + r_3 + ... + r_8$; ρ_0 é a densidade; g é a aceleração da gravidade; π é a função de Exner e p é a pressão atmosférica. Os índices *"con", "rad"* e *"res"* nos termos das tendências, são: tendência da parametrização convectiva, tendência da parametrização de radiação e tendência da parametrização de microfísica, respectivamente.

2.2.1.3 - Estrutura da grade

O RAMS usa grade do tipo "C" de Arakawa, em que as variáveis termodinâmicas, inclusive umidade, são definidas em pontos de grade e as componentes ***u, v*** e ***w*** são definidas em $\Delta x/2$, $\Delta y/2$ e $\Delta z/2$ respectivamente (Figura 2.1). O RAMS permite também grades aninhadas do tipo mencionado.

A projeção horizontal utilizada para a definição das coordenadas da grade é a projeção estereográfica, cujo pólo de projeção fica próximo do centro da área de domínio. Este tipo de projeção diminui distorções da projeção da área de interesse. Coordenadas cartesianas também podem ser utilizadas pelo RAMS.

Coordenadas cartesianas são utilizadas na horizontal, com $x^*=x$ e $y^*=y$. Na vertical, a coordenada é do tipo σ_z, da forma $z^* = \sigma_z = H\left[\left(z - z_s\right)/\left(H - z_s\right)\right]$ em que: (x, y,

z) são as coordenadas cartesianas; (x^*, y^*, z^*) são as coordenadas transformadas; z_s é a altura da superfície em relação ao nível médio do mar (topografia) e *H* é a altura do topo do modelo (Tripoli & Cotton, 1982).

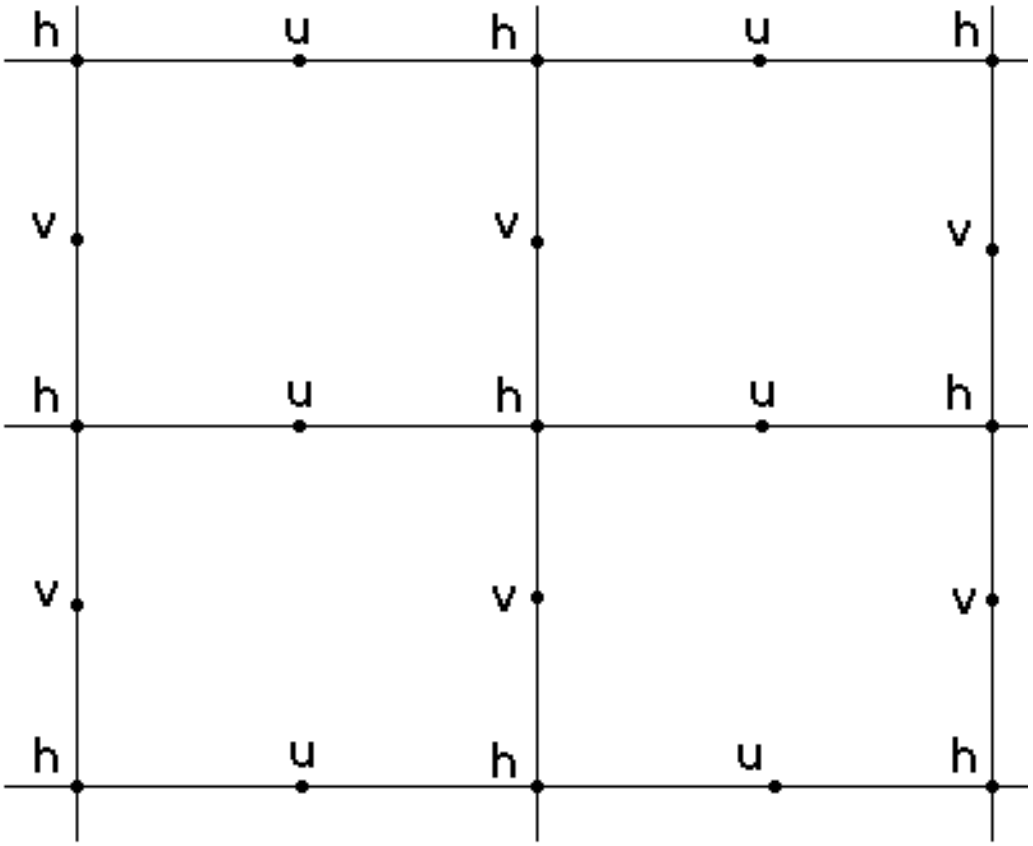

Figura 2.1 - Grade do tipo "C" de Arakawa: *h* representa variáveis termodinâmicas e u e v as componentes zonal e meridional do vento

2.2.1.4 - Condições de contorno e parametrizações

a - Condições de contorno

A condição de contorno lateral, ou de fronteira lateral, tem por princípio permitir que ondas de gravidade e outros fenômenos advectados tenham passagem livre

pela fronteira e, assim, não consentir reflexão para o interior da área de domínio. Supõe-se que estas ondas se movem como a propagação de uma onda linear, formulada matematicamente por $\partial u/\partial t = -c^* (\partial u/\partial x)$, em que: $\partial u/\partial t$ é a taxa de variação temporal da velocidade normal à fronteira; $\partial u/\partial x$ *é* a variação espacial da velocidade normal à fronteira e $c^* = u + c$ é a velocidade de fase modificada pelo Efeito Doppler.

Alguns métodos utilizados pelo RAMS se diferenciam, basicamente, pela forma da obtenção de c^*. Orlanski (1976) propõe o cálculo pela expressão: $c^* = -(\partial u/\partial t)/(\partial u/\partial x)$ calculada no passo de tempo anterior e no primeiro ponto interior à fronteira. Klemp & Lilly (1978) sugerem que se aplique o valor da média vertical segundo Orlanski, para toda a coluna do domínio, enquanto Klemp & Wilhelmson (1978) sugerem o uso de um valor típico para a velocidade de fase da onda de gravidade (10 - 30 m/s). Na prática, qualquer método aplicado como condição lateral não evita totalmente a reflexão, mas é altamente relevante que a reflexão seja mínima.

A condição de contorno na vertical, para o topo do modelo, é tratada diferentemente em relação à horizontal, por causa da diferença existente na forma de propagação da onda de gravidade. A propagação da onda na vertical apresenta velocidade de fase oposta à velocidade de grupo, situação em que os distúrbios poderão ser advectados do domínio do modelo, permitindo a passagem de ondas de energia através do contorno vertical e o efeito da propagação na direção contrária (direção da superfície) deve ser eliminada. No modelo RAMS, para a condição não hidrostática há duas escolhas, a denominada "parede rígida" para $w = 0$, ou a condição de Klemp & Durran (1983) que leva em consideração a propagação da onda de gravidade na vertical e formula uma condição de contorno por intermédio da equação do movimento linear, anelástica, incluído o efeito da força de Coriolis. No intuito de eliminar uma possível reflexão de onda de gravidade interna, é considerada, também, uma "camada absorvente", com espessura convenientemente definida e situada no topo do modelo, evidentemente.

Para a condição hidrostática, a pressão no topo é calculada pela condição de Klemp & Durran (1983) considerando-se a propagação linear, hidrostática e sem o efeito da força de Coriolis ou, então, a pressão é prevista em função da divergência de massa integrada na vertical. Nesta condição, assume-se que a divergência acima do topo do modelo é mínima, comparada com a divergência no domínio.

A condição de contorno na superfície relaciona às diferentes trocas de calor, momentum e massa entre a superfície e a atmosfera. Os fluxos de calor, quantidade de movimento e vapor d'água na camada superficial são computados através de esquema segundo Louis (1979). Na determinação desses fluxos, são considerados os casos em que a superfície é água, solo sem cobertura vegetal ("solo nu") e superfície vegetada. Para a caracterização da superfície, foi formulada uma parametrização denominada modelo de solo e vegetação.

Neste modelo, cada área da grade do RAMS é logicamente dividida em três diferentes classes: água, solo nu e superfície vegetada. A parametrização da camada superficial requer informações da temperatura e umidade da superfície para as três classes. Para a superfície de água (reservatório d'água, lago ou mar) assume-se que a temperatura da superfície e a umidade de saturação à temperatura da água e pressão à superfície são constantes no tempo, mas podem variar no espaço.

Para o solo nu, o RAMS usa um modelo de solo de múltiplas camadas (McCumber & Pielke, 1981), o qual envolve equações prognósticas para a temperatura e a umidade do solo. A temperatura do solo é obtida pela equação do balanço de energia à superfície. Para simulações típicas, este modelo é executado com cerca de sete a doze camadas, para uma profundidade de cerca de cinco metros. Constantes específicas para cada tipo de solo fazem parte do banco de dados do modelo RAMS. Os tipos de solo disponíveis no RAMS são apresentados no Quadro 2.1.

Quadro 2.1 - Tipos de solo constantes do modelo RAMS

01	Areia	02	Franco arenoso
03	Areia franca	04	Franco siltoso
05	Franco	06	Franco argiloso arenoso
07	Franco arenoso siltoso	08	Argila franca
09	Argilo arenoso	10	Argilo siltoso
11	Argila	12	Turfa

Em uma superfície vegetada, ou seja, uma superfície sombreada pela vegetação, o cálculo da temperatura e da umidade do solo depende, também, da transmissividade da camada de vegetação e da temperatura do dossel. De forma similar, é usada a equação do balanço de energia à superfície para o cálculo da temperatura e da umidade à superfície, levando-se em consideração os processos radiativos inerentes a camada de vegetação (Avissar & Pielke, 1989). Parâmetros predefinidos e específicos para cada tipo de vegetação fazem parte do banco de dados do RAMS. No Quadro 2.2 são apresentados os tipos de vegetação utilizada pelo modelo RAMS.

Quadro 2.2 - Tipos de cobertura vegetal utilizada pelo modelo RAMS

01	Plantações	02	Grama curta
03	Árvore com folhas estreitas e persistentes	04	Árvore com folhas estreitas e temporárias
05	Árvore com folhas largas e temporárias	06	Árvore com folhas largas e persistentes
07	Grama alta	08	Deserto
09	Tundra	10	Plantações irrigadas
11	Semi-deserto	12	Superfície de gelo
13	Pântano, brejo	14	Água no interior do continente
15	Oceano	16	Arbusto persistente
17	Arbusto temporário	18	Bosque

b - Parametrização de radiação

A parametrização da radiação de onda curta e longa é feita no modelo RAMS (versão 3b) por dois esquemas diferentes, em que no primeiro não são levados em consideração os efeitos das interações com as nuvens. No caso da radiação de onda curta, é avaliado empiricamente o espalhamento pelo oxigênio, ozônio e dióxido de carbono e também absorção pelo vapor d'água, enquanto que no caso de onda longa o esquema avalia

as quantidades de emissão no infravermelho e a absorção pelo vapor d'água e dióxido de carbono. Nenhum tipo de interação da radiação com nuvens é tratado (Mahrer & Pielke, 1977).

O segundo esquema leva em consideração a interação da radiação com as nuvens (Chen & Cotton, 1983; 1987); na verdade, trata-se de uma solução completa da equação de transferência radiativa. Esta parametrização propicia o tratamento de diversos processos radiativos de ondas curtas, como espalhamento, absorção, transmissão e reflexão por nuvens. Para a radiação de onda longa, permite avaliar-se a emissão da atmosfera clara, emissão de camadas de nuvens e emissão de camadas mistas (nuvens e céu claro). A parametrização de Chen e Cotton possibilita que o conteúdo de água líquida e o vapor presentes na atmosfera, influenciem os fluxos de radiação solar e terrestre.

c - Parametrização turbulenta

O espaçamento horizontal e vertical da grade de um modelo determina as escalas espaciais das variáveis prognosticadas que podem ser resolvidas explicitamente e as que não podem, o chamado efeito da sub-grade. A componente do fluxo não resolvível pode ser expressa como $\overline{u_i'' u_j''}$ para momentum, e $\overline{u_i'' \phi''}$ para um escalar. Os subscritos *i* e *j* denotam as direções espaciais (1, 2, 3), em que: u_i é a componente da velocidade que transporta; u_j é a componente da velocidade transportada; ϕ é a componente escalar transportada; a barra representa a média de Reynolds e o sinal " representa o desvio em relação à média.

No RAMS, para a atmosfera livre, esta parametrização é feita usando-se a teoria K, em que o termo turbulento é avaliado como o produto de um coeficiente turbulento e o gradiente da quantidade transportada. Para escalares, a parametrização é dada por $\overline{u_i'' \phi''} = -K_{h_i}(\partial\phi/\partial x_i)$, em que K_{h_i} é o coeficiente turbulento para o escalar ϕ na direção *i*. K_{h_i} nunca é negativo, implicando em que o fluxo turbulento se dá em sentido contrário ao gradiente do escalar transportado.

Para a componente da velocidade, duas formas diferentes são usadas, dependendo da escala do movimento resolvido pela grade do modelo. Quando o espaçamento horizontal é compatível com o espaçamento vertical e, portanto, os movimentos convectivos são resolvidos, o estresse de Reynolds é avaliado por $-K_{m_i}(\partial u_i / \partial x_j)$, em que K_{m_i} é o coeficiente de mistura turbulenta para momentum. Neste caso, assume-se que $K_{m_i} = K_{m_j}$ e desta forma $\overline{u_i'' u_j''} = \overline{u_j'' u_i''}$. Essa condição é chamada de simetria da componente do estresse de Reynolds.

Se o espaçamento horizontal é maior que o espaçamento vertical em que se requer uma representação explícita do movimento convectivo na vertical, não se deve assumir a simetria de Reynolds, pois esta gera instabilidade numérica.

Atualmente, quatro opções básicas são utilizadas pelo RAMS para calcular K_{m_i} e K_{h_i}, duas das quais baseadas no esquema de Smagorinsky (1963) que relaciona o coeficiente de mistura e a tensão no fluido, ou a taxa de deformação, e inclui correções para a influência da freqüência de Brunt-Vaisala e o número de Richardson, enquanto as outras duas opções fazem o diagnóstico do coeficiente de mistura turbulenta pela energia cinética turbulenta, prognosticada pelo modelo. Se o espaçamento horizontal da grade é grande em comparação ao espaçamento vertical, o esquema de Mellor & Yamada (1974) é usado para a determinação do coeficiente de mistura turbulento. Se o espaçamento horizontal da grade for pequeno e, portanto, os movimentos convectivos são resolvidos, é usado o esquema de Deardorff (1980).

Para a camada superficial, é utilizada a teoria da similaridade para resolver os processos turbulentos em que os fluxos de momentum, calor e vapor são calculados segundo o esquema de Louis (1979) e estão inseridos no modelo de solo e vegetação.

d - Parametrização convectiva

A parametrização convectiva usada no modelo RAMS é do tipo Kuo (1974) com adaptações descritas por Molinari (1985). O esquema tipo Kuo baseia-se no equilíbrio da atmosfera, em que a convecção atua para eliminar a instabilidade condicional gerada

por efeitos da grande escala e evaporação local. As equações da tendência termodinâmica e da tendência de umidade para a convecção úmida são dependentes da instabilidade atmosférica, da velocidade vertical no nível de condensação por levantamento - NCL e da convergência de umidade na camada abaixo das nuvens. Neste processo, a convecção é ativada se todas as condições seguintes são atendidas: i) se há um abastecimento de umidade fornecida pela escala resolvível; ii) a coluna é condicionalmente instável e o topo da nuvem está acima de 650 hPa (não contempla a convecção rasa); iii) há movimento vertical ascendente na base da nuvem e iv) a umidade relativa do ar excede um valor crítico de 80% para um nível abaixo da base da nuvem.

A taxa "I" com que a escala resolvível abastece de umidade uma "nuvem", é parametrizada segundo Molinari & Corsetti (1985) através do fluxo vertical de vapor d'água no nível de condensação por levantamento - NCL. Desta quantidade, uma fração (b) é usada para aumentar a umidade na coluna e o restante (1 - b) precipita. A fração (1 - b) é chamada eficiência da precipitação.

A formulação matemática para a tendência da equação termodinâmica devido à parametrização convectiva, é dada por: $(\partial\theta_{il}/\partial t)_{con} = L(1-b)I\pi^{-1}(Q_1/\int_{z_b}^{z_t} Q_1\, dz)$. Para a tendência da equação da umidade, tem-se $(\partial r_T/\partial t)_{con} = bI(Q_2/\int_{z_b}^{z_t} Q_2 dz)$, em que: L é o calor latente de vaporização, Q_1 e Q_2 são os perfis verticais de aquecimento e umedecimento convectivo, respectivamente. Os demais parâmetros já foram descritos anteriormente.

e – Parametrização de microfísica

A parametrização de microfísica no RAMS, descrita por Walko *et al.* (1995), calcula as fontes e sumidouros das diferentes categorias de hidrometeoros: vapor, gota de nuvem, chuva, "pristine ice", neve, agregados, "graupel" e granizo. A razão de mistura de vapor d'água e gota de nuvem são diagnosticadas, enquanto que, a razão de mistura para as demais categorias são prognosticadas.

Nesta parametrização são levados em consideração os diferentes processos microfísicos, como: colisão e coalescência, nucleação, sedimentação e conversão de uma categoria para outra. A obtenção de cristal de gelo e neve possibilitou contemplar outros processos na parametrização de microfísica, como por exemplo, aqueles relacionados com o efeito radiativo nas nuvens cirros.

A razão de mistura (r_n) e a tendência desta $(\partial r_n/\partial t)_{res}$, são avaliadas nessa parametrização, assim como a tendência da temperatura potencial da água liquida e do gelo devido aos efeitos microfísicos $(\partial \theta_{il}/\partial t)_{res}$.

2.2.1.5 - Estrutura de arquivos

Quando o modelo RAMS (versão 3.b) está devidamente instalado em um computador, seus arquivos ficam distribuídos a partir de um diretório raiz (Walko *et a*l. 1995) conforme esquema apresentado na Figura 2.2. Esta organização dos arquivos facilita a localização de determinadas sub-rotinas. Uma relação dos arquivos existentes em cada diretório é dada após a figura.

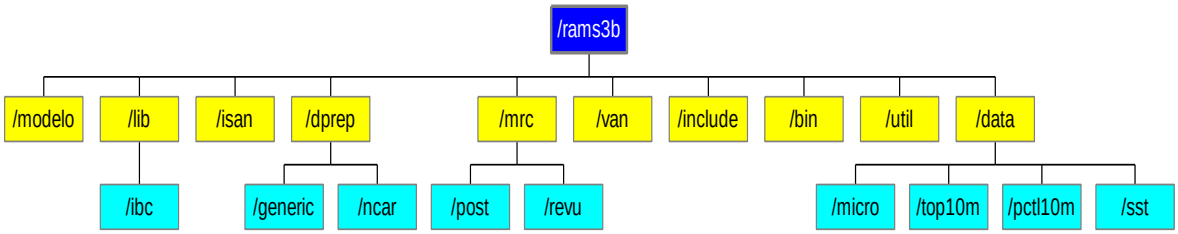

Figura 2.2 - Estrutura de arquivos do modelo RAMS, após instalação

em que:

/modelo contém arquivos de código para o modelo atmosférico e cada arquivo é uma coleção de sub-rotinas agrupadas, de acordo com a sua;

/lib contém informações adicionais do código do modelo e também rotinas matemáticas básicas, freqüentemente acessadas pelo modelo durante o

processamento e pós-processamento;

/lib/libc contém rotinas escritas em linguagem C, normalmente usadas para entrada e saída de dados e alocação de memória;

/isan contém rotinas para análise objetiva tridimensional de dados observados e de assimilação desses dados, para o modelo;

/dprep/ncar contém rotinas que lêem dados observados no formato NCAR e escrevem no formato RAMS; essas saídas são lidas pelo ISAN (programa para análise isentrópica);

/dprep/generic contém rotinas que lêem dados em formato genérico e escrevem no formato RAMS; essas saídas são lidas pelo ISAN (programa para análise isentrópica);

/mrc/revu contém rotinas própias do REVU (programa para visualização) para pós-processamento;

/mrc/post contém rotinas para outros tipos de pós-processamento do RAMS e muitas dessas são chamadas pelo REVU;

/van contém rotinas para produzir saídas do modelo para visualisar no NCAR Graphics;

/include contém arquivos que são inseridos em muitas sub-rotinas do modelo, van e isan;

/bin contém o arquivo mestre "Makefile" usado para instalação do modelo, e outros para recompilação "Make.rams", "Make.lib", "Make.revu" e "Make.van";

/util contém rotinas genéricas para preparar arquivos de topografia, percentagem terra-água ou temperatura da superfície do mar compatível com a grade definida no modelo;

/data/micro contém dados de microfísica;

/data/elev10m contém dados de topografia (com resolução de arco de 10 minutos);

/data/pctl10m contém dados de percentagem terra-água (com resolução de arco de 10 minutos);

/data/sst contém dados de temperatura da superfície do mar, médias mensais climatológicas.

2.2.2 - Experiências com o modelo RAMS no Brasil

Os modelos atmosféricos regionais vêm tendo importância fundamental na previsão numérica do tempo e em estudos de sistemas meteorológicos de mesoescala, formados devido às características locais e não resolvidos pelos modelos de circulação geral. Neste contexto, o modelo RAMS é muito utilizado no Brasil e requer ajustes e modificações para assimilar as características da região para onde está sendo aplicado, quer para fins operacionais ou de pesquisa. A necessidade permanente de se ajustar o modelo RAMS e de melhor compreender os efeitos fisiográficos de pequena escala que interagem com a atmosfera, incentivou vários pesquisadores a trabalharem com este modelo nos últimos 5 anos. Desta forma, será lançada uma discussão sobre as experiências de pesquisadores brasileiros na utilização do modelo RAMS, relatadas em congressos brasileiros de meteorologia.

Silva *et al.* (1996a; 1996b; 1996c; 1996d) relatam a experiência da Fundação Cearense de Meteorologia - FUNCEME, na utilização do RAMS, como ferramenta para a previsão numérica do tempo em escala regional. As limitações operacionais são freqüentemente regidas pela capacidade de processamento da máquina utilizada, do ajuste do modelo às características locais e do acesso às informações para a inicialização do modelo. Eles avaliaram, ainda, a sensibilidade do modelo para com a precipitação convectiva, quando este assimila a temperatura da superfície do mar (TSM) do Oceano Atlântico (costa do NEB) de três formas diferentes: homogênea, climatológica e média semanal, e observaram que o padrão de TSM afeta a precipitação convectiva produzida pelo modelo RAMS e que, em comparação com imagens de satélites, os resultados que mais se aproximam da realidade são aqueles em que o modelo foi assimilado com a TSM média semanal. Fizeram, também, a assimilação de sondagens remotas do tipo TOVS juntamente com as "reanálises" do CPTEC, para inicializar o RAMS. Entre outros resultados, Silva *et al.* verificaram melhoria do campo da precipitação convectiva, quando da inclusão do TOVS. Similarmente, a performance do modelo RAMS foi testada, também, utilizando-se dados de superfície e altitude obtidos durante o Experimento de Mesoescala na Atmosfera do Sertão - EMAS, realizado em março de 1995, em conjunto com as “reanálises” do CPTEC, verificando-se boa relação entre os

dados simulados e os observados de temperatura e umidade relativa do ar, além de grande dispersão em relação ao vento (direção e velocidade).

Hallak & Dias (1996) apresentam a forma de operacionalização da previsão regional com o RAMS, no Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo - DCA/IAG/USP. A título de exemplo, os autores relatam como um vórtice ciclônico é realçado na previsão de 24 horas gerada pelo RAMS em Santa Catarina, intensificando-se três horas mais tarde. O mesmo não é resolvido pelo modelo global do CPTEC, mas sua existência é confirmada pela imagem infravermelho do satélite GOES-8. Os resultados obtidos têm-se mostrado de boa qualidade, adequados às análises de mesoescala.

Silva & Santos (1996) fizeram uma verificação estatística utilizando previsões do RAMS e observações da componente meridional do vento, quando avaliaram: índice de destreza definido pela correlação entre o campo observado e o previsto; erro quadrático médio e índice de sucesso representando a contagem dos acertos na previsão. Em 108 previsões constataram que apenas um terço dos casos apresentou destreza inferior a 70%, o índice crítico de acerto foi ainda maior e que o erro quadrático médio ficou em torno da mesma ordem de grandeza da componente norte-sul do vento. Os resultados foram considerados bons e ofereceram perspectivas animadoras para o uso do RAMS na área subtropical da América do Sul.

Prates & Dias (1996) realizaram duas simulações numéricas através do modelo RAMS para o Estado de Minas Gerais e fronteiras usando, na primeira, a inicialização homogênea, na qual todos os pontos da grade horizontal assumem o mesmo valor e na segunda simulação, a inicialização do modelo é feita da forma não homogênea ou variada, caso em que cada ponto da grade assume valor característico. Para a inicialização variada, utilizaram dados gerados por um modelo de circulação geral da atmosfera, dentre os quais, retiraram uma suposta sondagem vertical para proceder à simulação com inicialização homogênea cuja grade utilizada foi de 42 por 21 pontos, espaçados de 40 km. Compararam alguns parâmetros simulados entre o início da integração numérica e 24 horas após. Na simulação com inicialização homogênea, a evolução dos sistemas forçados pelas condições locais foi melhor evidenciada, refletindo o efeito da topografia no vento e do aquecimento das encostas, causando convergência nos pontos mais altos da topografia e divergência no interior do vale. Para a simulação com

inicialização variada, a precipitação acumulada em 24 horas apresentou maior proximidade com a distribuição espacial observada.

Santos & Dias (1996) utilizaram o modelo RAMS para simular a precipitação na Amazônia em três situações hipotéticas. No teste de controle nenhum forçante foi introduzido, mas no segundo teste uma fonte de calor estacionária foi introduzida após 6 horas de integração, com máximo aquecimento em torno de 5 km de altura e nulos abaixo de 500 m e acima de 16 km e, no terceiro teste, fontes de calor do tipo mencionado acima foram introduzidas em cada ponto da grade calibrados em função da radiação de onda longa emitida (ROLE) observada através do satélite de órbita polar NOAA. No teste de controle, esses pesquisadores observaram a formação de uma camada de nimbustratos em baixos níveis (superfície até 2.000m) no fim da tarde, o que, para a Amazônia, consideraram situação irreal, além de promover improvável resfriamento radiativo. No segundo teste, os resultados foram mais realísticos, com os campos do movimento respondendo a contento à presença da forçante pontual, apresentando o padrão típico de convergência na baixa e média troposfera e divergência na alta troposfera, com precipitação concentrada na região da fonte de calor. Enfim, para o terceiro teste, os resultados revelaram a necessidade de alguns ajustes à técnica pois, embora o movimento vertical ascendente da troposfera média fossem coincidentes com regiões de ROLE mínimas, esses sistemas convectivos não evoluíram a contento, mesmo após 48 horas de integração. Concluíram que os testes com fonte pontual de calor foram animadores com vistas à aplicação de forçante térmico adicional, como forma de simulação da convecção precipitante, tão importante na compreensão da atmosfera do trópico úmido continental.

Cavalcanti *et al.* (1998) realizaram experimento numérico com o modelo RAMS, para avaliar a precipitação ocorrida na Paraíba para os dias 29, 30 e 31 de maio de 1996. Nesses dias, observou-se a atuação de um sistema convectivo de mesoescala atuando na parte Leste do Estado. Na inicialização não homogênea foram usadas as "reanálises" do NCAR/NCEP. Comparações entre a precipitação simulada e a observada indicam que o modelo RAMS foi capaz de simular muito bem a distribuição espacial da precipitação mas, em relação à quantificação, o modelo subestimou os valores observados.

3 - MATERIAL E MÉTODOS

3.1 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A região Nordeste do Brasil - NEB está situada logo abaixo do Equador, ocupando a posição norte-oriental do País, entre 1° e 18° 30' de latitude Sul e 34° 20' e 48° 30' de longitude Oeste. Ocupa uma área de 1.561.177,8 km^2, o que representa 18,3% do território brasileiro (Figura 3.1) e é a região do país mais subdividida politicamente, com nove estados: Alagoas, Bahia, Ceará, Maranhão, Paraíba, Pernambuco, Piauí, Rio Grande do Norte e Sergipe (Garcia & Garavello, 1996).

Quanto ao relevo, sua porção oriental é dominada pelas superfícies tabulares e as chapadas cristalinas, como a Borborema e Diamantina. O Nordeste cristalino estende-se do sul da Bahia ao Ceará, prolongando-se até o sudeste do Piauí, enquanto o Planalto da Borborema constitui-se na mais importante formação topográfica do Nordeste oriental. A exposição de suas encostas, voltadas para leste e sudeste, e a dimensão de seu relevo exercem papel fundamental nas condições climáticas da região. Nas partes central e ocidental, encontra-se o domínio de formações tabulares originadas pelo processo de sedimentação, compreendendo quase todo o Maranhão e Piauí, prolongando-se pelo Estado da Bahia. As depressões de maior destaque estão ao longo do percurso do Rio São Francisco, especialmente na Bahia e em Pernambuco. Destacam-se, também, a Planície do Meio-Norte, localizada no Nordeste ocidental, e a cearense, que se limita ao sul pela Chapada do Araripe, a leste pela Borborema e a oeste pela Ibiapaba e Serra Grande.

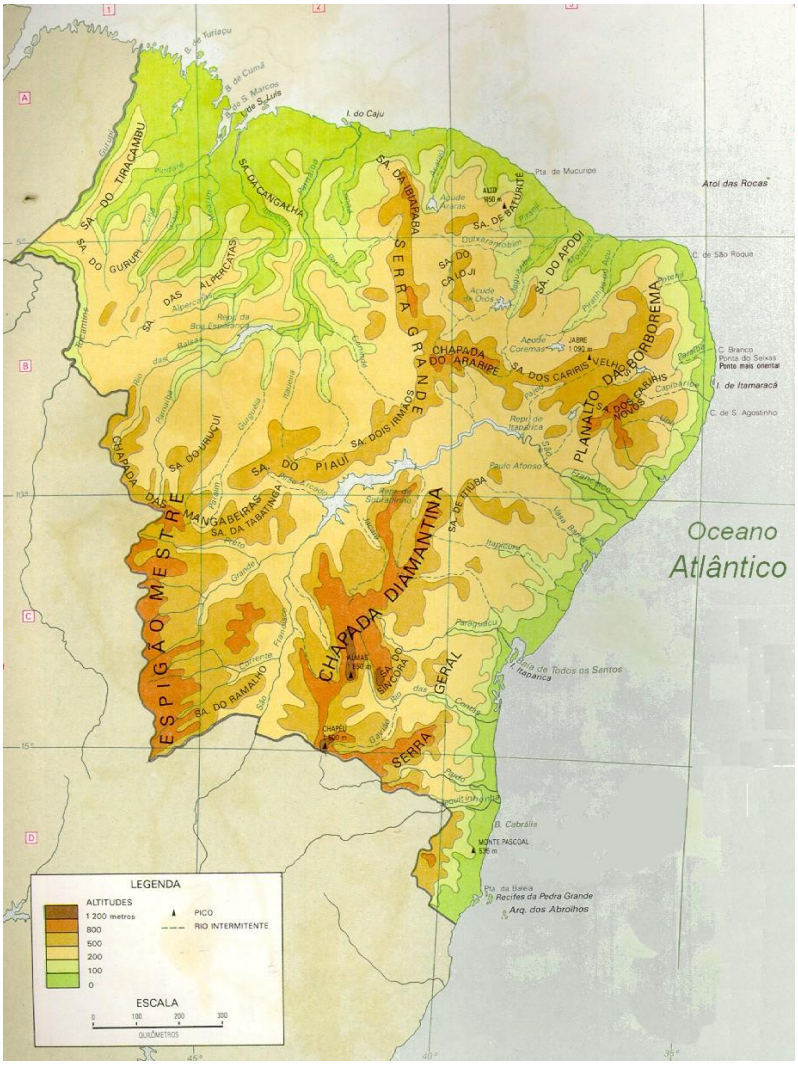

Figura 3.1 - Relevo da região Nordeste do Brasil (Fonte: Simelli, 1991)

As bacias hidrográficas do NEB correspondem a 18% das bacias brasileiras, colocando a região em terceiro lugar, atrás apenas das regiões Norte e Centro-Oeste; no entanto, apesar de sua extensão territorial, a hidrografia nordestina é considerada modesta, devido ao caráter intermitente e irregular de boa parte de seus rios, cujo condicionante principal é o clima semi-árido, que domina grande parte da região. O maior destaque na sua hidrografia é o Rio São Francisco, que compreende uma bacia com área de 487 mil km² e suas cabeceiras se situam em áreas de precipitação abundante. O São Francisco tem sua origem fora dos limites do NEB, em Minas Gerais, banhando, ao longo do seu

percurso, terras dos Estados da Bahia, Sergipe, Alagoas e Pernambuco. Vários pontos desse rio são utilizados para a geração de energia, como em Três Marias, Sobradinho, Itaparica, Paulo Afonso e Xingó. Cerca de 1.000 km são navegáveis, entre as cidades de Pirapora (MG) e Petrolina (PE). O rio tem um significado muito especial para a região, pelo que representa na vida sócioeconômica do Nordeste.

Quatro regiões do NEB são muito bem identificadas: Zona da Mata; Agreste; Sertão (3/4 do território nordestino) e Meio-Norte (Figura 3.2).

O NEB é conhecido pela predominância de características climáticas semi-áridas e por sua grande variabilidade temporal e espacial da precipitação, apresentando anos chuvosos e anos secos. Os sistemas atmosféricos de grande escala atuantes na região e que definem os regimes de precipitação, conforme Strang (1972) são: a) Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) favorecendo a precipitação nos estados do Maranhão, Piauí, Ceará, parte do Rio Grande do Norte e oeste da Paraíba e Pernambuco, nos meses de fevereiro, março e abril (Regime 3); b) penetração de resquícios de frentes frias na parte sul da Bahia e Maranhão em novembro, dezembro e janeiro (Regime 12); c) distúrbios de leste e frentes frias influenciando a precipitação em toda a costa leste do NEB, nos meses de abril maio e junho (Regime 5); d) vórtices ciclônicos de alta troposfera com influência em todo o NEB, nos meses de dezembro e janeiro (Namias, 1972; Kousky, 1979; Kousky & Gan, 1981). Sistemas de mesoescala do tipo complexos convectivos, linhas de instabilidade etc., também oferecem contribuições com as precipitações do NEB e são muito pouco estudados.

A variabilidade interanual da estação chuvosa do NEB (mais precisamente no Norte do NEB) é relacionada a fenômenos externos à região. O "El Niño"/Oscilação do Sul (ENOS) no Oceano Pacífico (Rasmusson & Carpenter, 1982; Tremberth & Shea, 1987; Philander; 1990) e o "Dipolo" do Oceano Atlântico tropical (Moura & Shukla, 1981) estão associados à qualidade da estação chuvosa do NEB. Em anos de "El Niño", o Índice de Oscilação do Sul (IOS), dado pela diferença da pressão atmosférica entre Tahiti (18° S, 150° W) e Darwin (12° S, 130° L), é negativo, indicando alteração na circulação de Walker, acarretando movimento descendente sobre a região do NEB e inibindo a convecção e a conseqüente atuação dos sistemas que produzem chuvas na região; desta forma, está ligado a índices de precipitações pluviométricas abaixo da média. Já o "Dipolo"

atua inibindo a precipitação do NEB quando o Atlântico Norte está mais aquecido que o Sul, provocando a intensificação da circulação da Célula de Hadley, não permitindo que a ZCIT atinja o Norte do NEB. Efeitos contrários aos descritos favorecem uma estação chuvosa com índices pluviométricos acima da média, no NEB porem, as condições dos Oceanos Atlântico e Pacífico tropicais podem produzir efeitos que se compensem, fazendo com que as chuvas do NEB fiquem em torno da média.

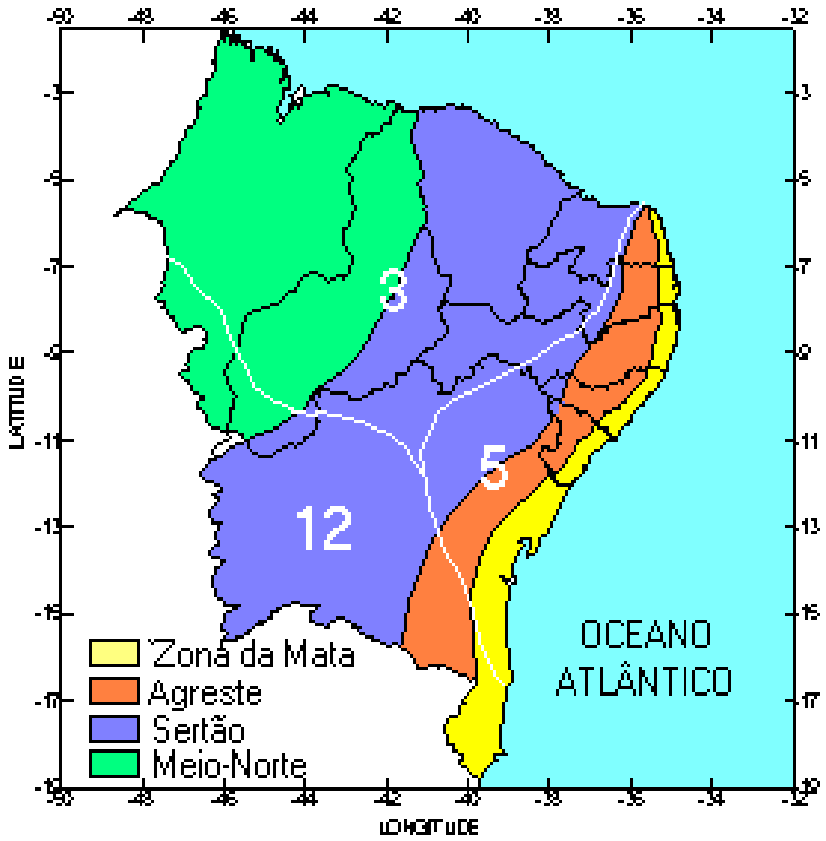

Figura 3.2 - NEB com suas regiões e os regimes de chuva com máximos em 3 - março, 5 - maio e 12 - dezembro. Fonte: Strang, 1972

3.2 - PERÍODO DE ESTUDO

Nesse estudo foram analisados períodos em que o NEB apresentou as seguintes condições: a) alto teor de umidade atmosférica, característica de anos chuvosos cuja precipitação sobre a maior parte da região se dá acima da média; b) baixo teor de

umidade atmosférica, referente a anos secos, em que a maior parte da região apresenta precipitações abaixo da média climatológica e; c) período normal, em que a precipitação ficou em torno da média climática.

Mediante esses critérios e com base em estudos realizados por Roucou *et al*. (1996) selecionaram-se para estudo os anos de 1977 (normal), 1983 (seco) e 1986 (chuvoso). Três meses referentes a cada ano foram analisados e correspondem aos meses de março, abril e maio, período de maior concentração de chuvas nas regiões Norte e Leste do NEB.

As distribuições espaciais das precipitações acumuladas do trimestre março-abril-maio, dos anos de 1977, 1983 e 1986 (P_i) são visualizadas através das Figuras 3.3, 3.5 e 3.7. Nas Figuras 3.4, 3.6 e 3.8 tem-se as distribuições espaciais dos desvios em relação à média climatológica, para os meses e anos mencionados $(P_i - \overline{P})$. Para a construção dessas figuras utilizou-se dados da rede pluviométrica do NEB, com cerca de 1.250 postos e para o cálculo da precipitação pluviométrica média, aproximadamente 92% dos postos apresentaram série temporal superior a 20 anos.

Na Figura 3.4 observam-se pequenos desvios entre -100 e 100mm sobre todo o NEB para o ano de 1977, exceções para pequenas áreas do extremo norte, oeste da Paraíba e sul de Alagoas. Esta distribuição caracteriza o período de março a maio de 1977 como um ano de precipitações normais.

Para o ano de 1983 os desvios observados nas partes Norte e Leste do NEB (Figura 3.6) foram negativos e variam de -100 a -500mm, caracterizando o período de março a maio de 1983 como seco; o que contribuiu muito para este déficit na precipitação do NEB foi a atuação do efeito "El-Ñino", que provocou correntes descendentes sobre o NEB inibindo a precipitação (Roucou *et al*. 1996).

Em 1986 foram observados, para os meses mencionados, desvios positivos entre 100 e 500mm em toda a parte norte do NEB (Figura 3.8). Desta forma, assumiu-se o ano de 1986 como chuvoso nesta parte da região.

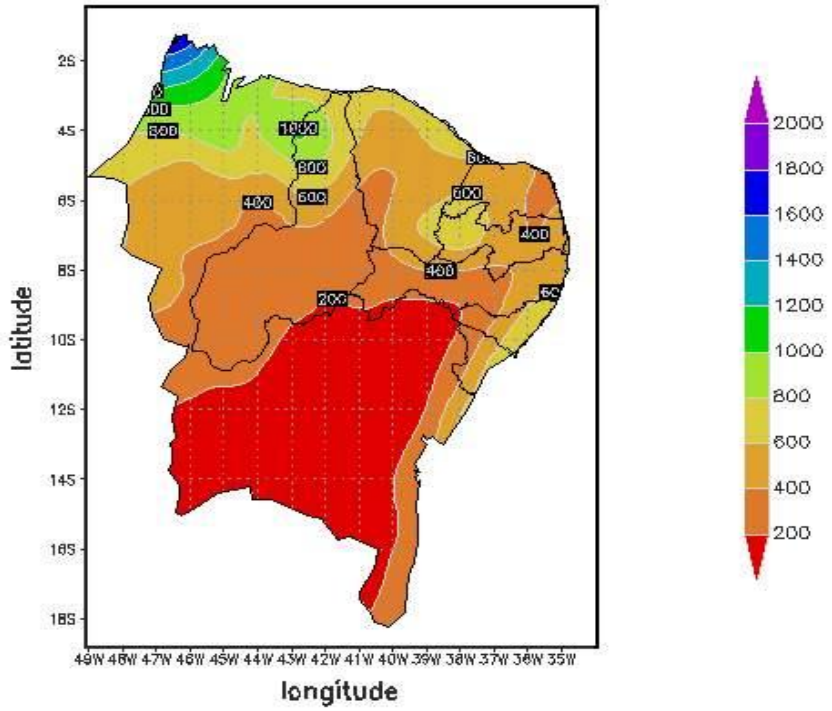

Figura 3.3 - Total pluviométrico (mm) do período março a maio de 1977 *(P_{77})*

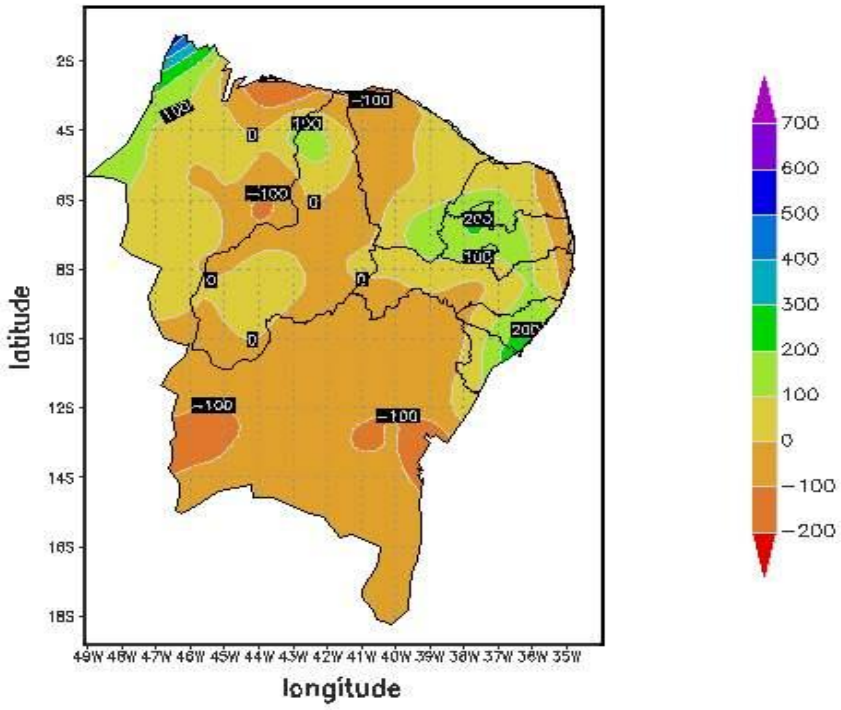

Figura 3.4 - Desvio do total da precipitação de março a maio de 1977, em relação à normal climatológica para o mesmo período $(P_{77} - \overline{P})$ em mm

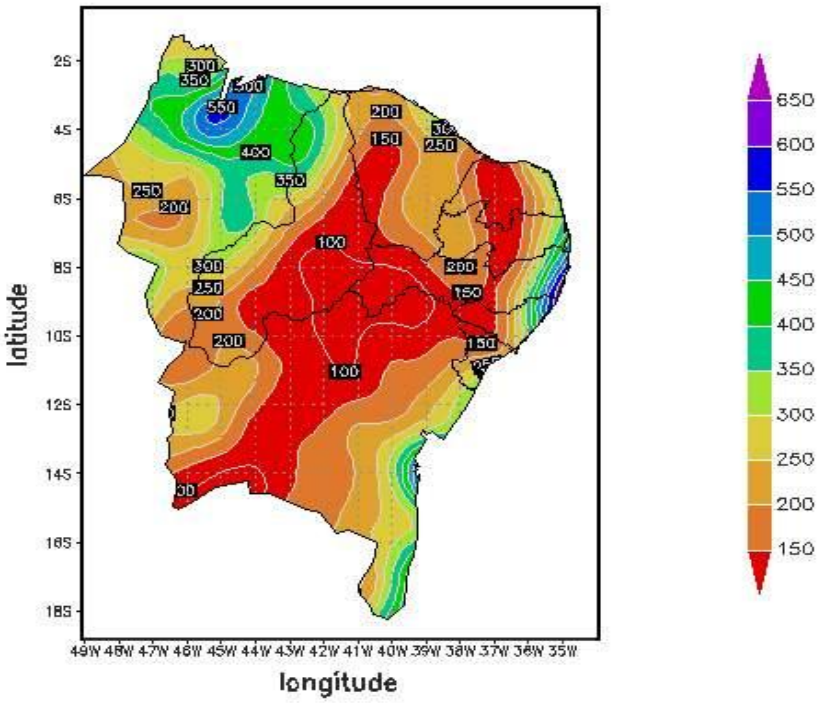

Figura 3.5 - Total pluviométrico (mm) do período março a maio de 1983 *(P_{83})*

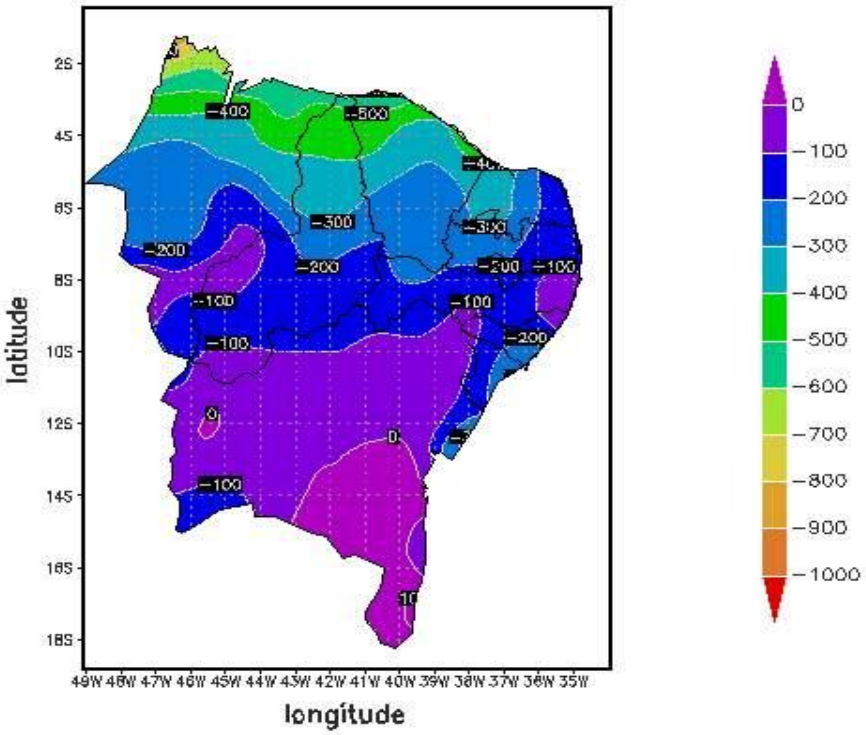

Figura 3.6 - Desvio do total da precipitação de março a maio de 1983, em relação à normal climatológica para o mesmo período $(P_{83} - \overline{P})$ em mm

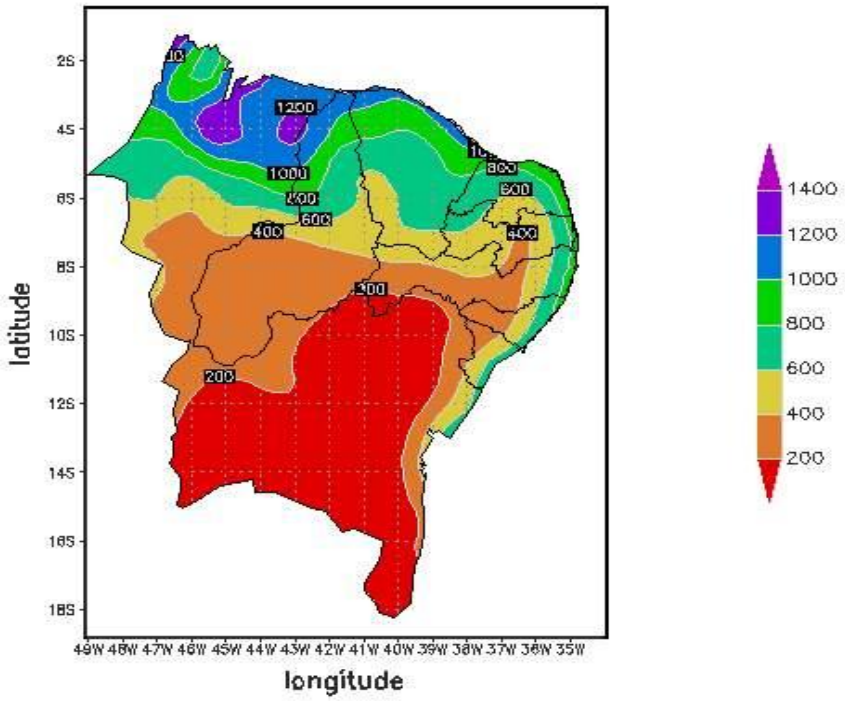

Figura 3.7 - Total pluviométrico (mm) do período março a maio de 1986 *(P_{86})*

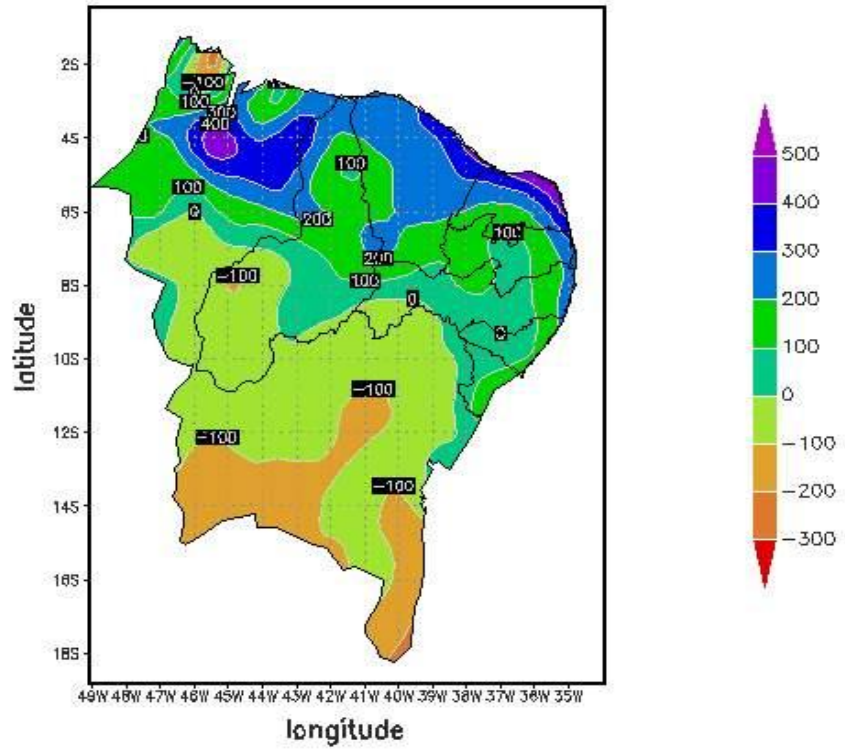

Figura 3.8 - Desvio do total da precipitação de março a maio de 1986, em relação à normal climatológica para o mesmo período $(P_{86} - \overline{P})$ em mm

3.3 - DADOS UTILIZADOS

Os dados de grande escala utilizados para a simulação das informações de menor escala através do RAMS, para os meses e anos especificados, referem-se às "reanálises" do modelo global do "National Center for Atmospheric Research/National Center for Environmental Prediction" - NCAR/NCEP. As variáveis utilizadas são: altura geopotencial, temperatura do ar, umidade relativa do ar e componentes zonal e meridional do vento, para uma grade de 2,5° por 2,5° de latitude e longitude, respectivamente, em 17 níveis padrão de pressão (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200 150, 100, 70, 50, 30, 20 e 10 hPa) para intervalos de 6 horas (00, 06, 12 e 18 UTC).

O projeto "reanálises" do NCAR/NCEP, teve início por volta de 1995 e gerou uma base de informações de variáveis meteorológicas em pontos de grade para 40 anos, de 1957 a 1996. Nesse processamento foi aplicado o estado atual da arte em análise e previsão dentro de um rígido controle de qualidade, para assimilação dos dados observacionais. Diferentes plataformas de observações foram utilizadas na geração das "reanálises", dentre as quais se destacam: estações de superfície, navios, aeronaves, balões piloto, radiossondas, bóias e satélites (Kalnay & Janne, 1991; Kalnay *et al*. 1996).

Tem-se observado que as "reanálises" apresentam altos valores de umidade relativa do ar, nos níveis superiores da atmosfera, quando comparados aos valores observados mas, para o estudo do conteúdo e transporte de vapor d'água na atmosfera, isto não é relevante, dado que a concentração substancial de vapor d'água atmosférico se encontra nos baixos níveis, abaixo de 500 hPa.

Dentro dos propósitos estabelecidos neste trabalho, as "reanálises" se tornaram a maneira mais racional para fornecer informações da grande escala ao modelo RAMS, uma vez que as mesmas apresentam regularidade, consistência física e dinâmica no espaço e no tempo.

3.4 BALANÇO HÍDRICO NA ATMOSFERA

Para a avaliação dos parâmetros do balanço e transporte d'água na atmosfera, foi utilizada a formulação segundo Peixoto (1973) e Peixoto & Oort (1992). Para um ponto da atmosfera em determinado instante, o balanço de água na fase de vapor é expresso pela equação:

$$\frac{D\,q}{D\,t} = S(q)\,, \tag{3.1}$$

em que q é a umidade específica para o vapor d'água e $S(q)$ representa uma taxa de formação (fonte) ou destruição (sumidouro) de vapor d'água por unidade de massa. O termo $S(q) = e - c$, em que "e" é a taxa de evaporação e "c" é a taxa de condensação, todos por unidade de massa. Reescrevendo (3.1), expandindo a derivada material, tem-se:

$$\frac{\partial\, q}{\partial\, t} + \nabla_h \,.\, q\vec{V} + \frac{\partial\, q\omega}{\partial\, \mathrm{p}} = e - c\,. \tag{3.2}$$

Similarmente, uma equação para o balanço na fase condensada pode ser escrita observando-se que a taxa de formação (fonte) ou destruição (sumidouro) de água na fase de condensação é $S(q_c) = -S(q)$ de forma que $S(q_c) = -(e - c)$, logo:

$$\frac{\partial\, q_c}{\partial\, t} + \nabla_h \,.\, q_c\vec{V} + \frac{\partial\, q_c\omega}{\partial\, p} = -(e - c)\,. \tag{3.3}$$

A equação para o balanço total em determinado nível de pressão P, é obtida somando-se as equações (3.2) e (3.3); portanto

$$\left(\frac{\partial\, q}{\partial\, t} + \nabla\,.\, q\vec{V} + \frac{\partial\, q\omega}{\partial\, p}\right) + \left(\frac{\partial\, q_c}{\partial\, t} + \nabla\,.\, q_c\vec{V} + \frac{\partial\, q_c\omega}{\partial\, p}\right) = 0\,. \tag{3.4}$$

A equação (3.4) pode ser integrada ao longo da vertical, com respeito à pressão, desde a superfície P_s, até um nível P_{topo} considerado. A equação resultante para o conteúdo total de água nas três fases (sólido, líquido e vapor) em uma coluna da atmosfera, pode ser expressa por:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla . \vec{Q} - ET = -\frac{\partial W_c}{\partial t} - \nabla . \vec{Q}_c - P \quad , \tag{3.5}$$

em que:

$W = \frac{1}{g} \int_{P_{topo}}^{P_s} q \, dp$ - é o conteúdo de água na forma de vapor;

$W_c = \frac{1}{g} \int_{P_{topo}}^{P_s} q_c \, dp$ - é o conteúdo de água na forma condensada;

$\vec{Q} = Q_\lambda \vec{i} + Q_\phi \vec{j}$ com $Q_\lambda = \frac{1}{g} \int_{P_{topo}}^{P_s} q \, u \, dp$ e $Q_\phi = \frac{1}{g} \int_{P_{topo}}^{P_s} q \, \mathrm{v} \, dp$ - é o fluxo horizontal de água na forma de vapor

$\vec{Q}_c = Q_{c\lambda} \vec{i} + Q_{c\phi} \vec{j}$ com $Q_{c\lambda} = \frac{1}{g} \int_{P_{topo}}^{P_s} q_c \, u \, dp$ e $Q_{c\phi} = \frac{1}{g} \int_{P_{topo}}^{P_s} q_c \, \mathrm{v} \, dp$ - é o fluxo horizontal de água na forma condensada

$ET = -\frac{1}{g} (q \ \omega)_{P_s}$ - é a evapotranspiração e $P = \frac{1}{g} (q_c \ \omega)_{P_s}$ - é a precipitação.

Analisando-se a equação (3.5), observa-se que os parâmetros relacionados à água na forma condensada (água líquida ou sólida) podem ser obtidos, já que q_c pode ser diagnosticada pelo modelo RAMS (Tripoli & Cotton , 1981); entretanto, para escalas de tempo longas (acima de um mês) $\partial W / \partial t$ e $\partial W_c / \partial t$ podem ser desprezado. O termo $\nabla . \vec{Q}_c$ é de fundamental importância em áreas pequenas e representa o transporte da água condensada, existente em partículas de nuvens. Esses termos têm sido desprezados em estudos para escala de tempo de mês ou superior e áreas grandes, ficando

$$\nabla \cdot \vec{Q} = ET - P \,. \tag{3.6}$$

3.4.1 - Avaliação dos parâmetros

Os parâmetros de água precipitável (W) e fluxos zonal (Q_λ) e meridional (Q_ϕ) de vapor d'água, foram avaliados segundo as formulas:

$$W = \frac{1}{g}\sum_{n=1}^{N}\frac{\left[(q)_{n+1}+(q)_n\right]}{2}.\left[(P)_n-(P)_{n+1}\right]; \tag{3.7}$$

$$Q_\lambda = \frac{1}{g}\sum_{n=1}^{N}\frac{\left[(uq)_{n+1}+(uq)_n\right]}{2}.\left[(P)_n-(P)_{n+1}\right]; \tag{3.8}$$

$$Q_\phi = \frac{1}{g}\sum_{n=1}^{N}\frac{\left[(vq)_{n+1}+(vq)_n\right]}{2}.\left[(P)_n-(P)_{n+1}\right]. \tag{3.9}$$

em que N é o número de camadas do modelo.

3.4.2 - Ajuste de massa

Para o cálculo da divergência do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente sobre o norte do NEB, foi idealizado um "cubo" com base delimitada pelas coordenadas 3° - 10° S e 36° - 46° W e altura da superfície, até cerca de 20 hPa. Para garantir a continuidade de massa no "cubo", é feito um ajuste (Rao & Marques, 1984 e Rao *et al.* 1996) que se baseia no fato do fluxo lateral de massa resultante (FLMR) no "cubo" ser zero, ou seja:

$$FLMR = \oint_{"cubo"} \left(\frac{1}{g}\int_{P_{topo}}^{P_s} V_n \, dp\right) dl = 0 \tag{3.10}$$

em que V_n é a velocidade normal à face lateral do "cubo" (positivo saindo e negativo entrando) e *dl* é um elemento infinitesimal do contorno lateral do "cubo".

3.5 PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DA SIMULAÇÃO

A grade foi definida com 62 por 62 pontos na horizontal, espaçamento de 40 km e centrada no ponto 10° S e 40° W, o que cobre toda a região do NEB (Figura.3.9). Na vertical foram adotados 32 níveis, sendo 25 relativos à atmosfera (topo em cerca de 23.600 m ou 20 hPa) e 7 ao solo (profundidades: 00; 06;12; 24; 48; 72 e 100 cm). As saídas das análises foram feitas a cada três horas de integração (00; 03; 06; 09; 12; 15; 18; 21) constituindo-se em oito análises diárias.

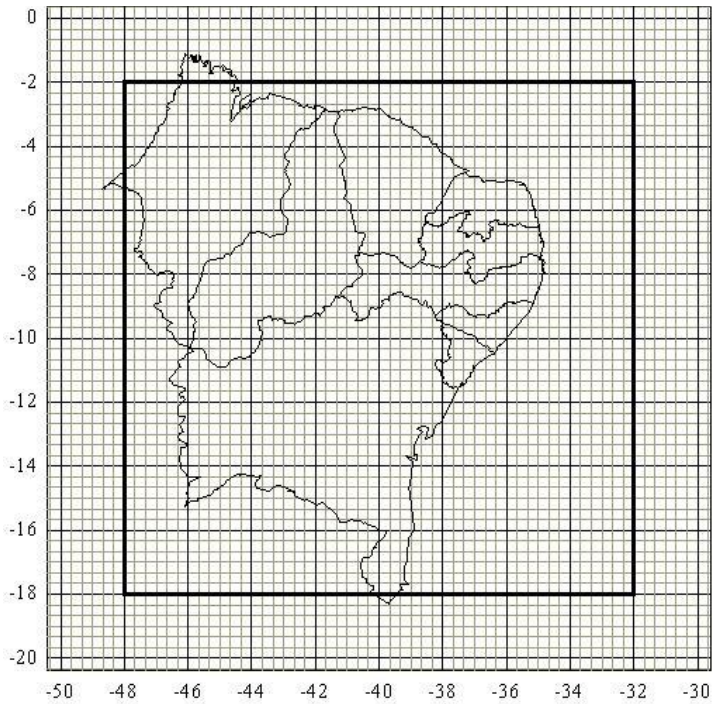

Figura 3.9 - Grade utilizada: 62 x 62 pontos. Área útil para análise: interior ao quadrado

O modelo foi inicializado na forma não homogênea, com as informações de grande escala do NCAR/NCEP, e realimentado pelas fronteiras a cada seis horas de

integração. A formulação adotada é não hidrostática. Foram ativadas as parametrizações: Radiação de onda curta e longa de Chen; Cumulus; Solo e Vegetação; Difusão Turbulenta e Microfísica.

As condições de contorno utilizadas foram: Orlanski (1976) para as bordas laterais; "parede rígida" para o topo com "camada absorvente" para eliminar reflexões; e o o esquema de Louis (1979) que relaciona as diferentes trocas de calor, momento e massa entre a superfície e a atmosfera. A caracterização da superfície é a formulado pelo modelo de solo e vegetação. Fez-se necessário definir uma cobertura vegetal compatível com a vegetação nativa da região e parâmetros associados a cada tipo de vegetação.

Na definição da vegetação, utilizaram-se dados mensais de índice de vegetação por diferença normalizada ("Normalized Difference Vegetation Index" - NDVI), correspondente a um período de 10 anos, de 1981 a 1991, numa malha de pixel com resolução de 8 por 8 km (Braga, 2000). Para inferir o tipo de cobertura correspondente ao inerente ao modelo RAMS, calculou-se a média anual para os 10 anos e, após formatá-la de acordo com a grade do modelo (40 por 40 km), esta foi comparada com um mapa que fornece a vegetação nativa da região. A classificação é apresentada no Quadro 3.1.

Quadro 3.1 - Classificação da vegetação para o NEB com base em informações do NDVI

Cobertura vegetal	Tipo no RAMS	Classes
Árvore com folhas longas e persistentes	06	NDVI $> 0{,}45$
Árvore com folhas longas e temporárias	05	$0{,}45 \geq$ NDVI $> 0{,}40$
Arbusto persistente	16	$0{,}40 \geq$ NDVI $> 0{,}35$
Arbusto temporário	17	$0{,}35 \geq$ NDVI $> 0{,}00$
Oceano	15	$0{,}00 \geq$ NDVI

O resultado desta classificação pode ser observado através da Figura 3.10 para o NDVI, e da Figura 3.11 para o tipo de cobertura vegetal usada pelo RAMS. Cada quadrícula da grade corresponde a 40 por 40 km.

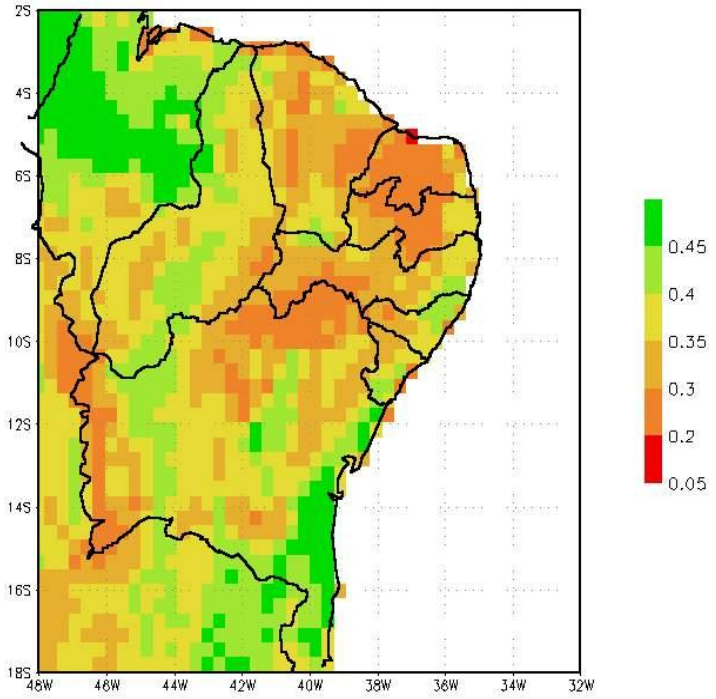

Figura 3.10 - Índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) médio anual

.

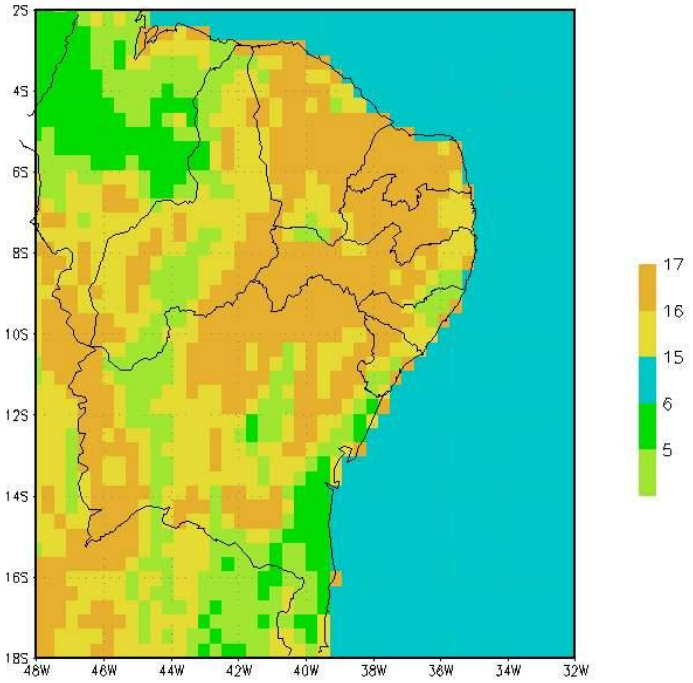

Figura 3.11 - Classificação do tipo de cobertura vegetal conforme o modelo RAMS

A influência da cobertura superficial é parametrizada em função de algumas propriedades físicas de cada tipo de cobertura. O Quadro 3.2 dá os valores característicos dessas propriedades físicas, para os tipos de cobertura 5, 6, 15, 16 e 17, dadas no modelo RAMS. Os valores com asterisco (*) referem-se a valores modificados com base em valores medidos, visando melhor caracterizar a vegetação nativa da região do NEB.

Quadro 3.2 - Propriedades físicas utilizadas pelo modelo de solo e vegetação

Parâmetros	Tipos de cobertura do RAMS				
	5	6	15	16	17
Albedo	0,20	0,13* 0,15	0,14	0,15* 0,10	0,20
Emissividade	0,95	0,95	0,99	0,97	0,97
Índice de área foliar - IAF	6,00	6,00	0,00	4,00* 6,00	4,00* 6,00
Diferença entre IAF máximo e mínimo	5,00	1,00	0,00	1,00	3,00* 5,00
Fração da superfície do solo coberta pela vegetação	0,80	0,90	0,00	0,80	0,80
Diferença entre a cobertura máxima e mínima	0,30	0,50	0,00	0,20	0,50* 0,80
Rugosidade da superfície	0,80	2,00	0,0024	0,80* 0,10	0,30* 0,10

* Valores modificados em relação à versão original do RAMS

Dada a dificuldade para se obter dados digitalizados do tipo de solo, considerou-se uma distribuição homogênea para toda a região de domínio do modelo, como sendo o tipo 5 (franco). Entre os tipos de solo fornecidos pelo RAMS, escolheu-se um tipo que melhor represente a região em estudo. Esta consideração não reflete a situação real e se constitui numa limitação que poderá ser melhorada.

Foi acrescentada a rotina "rpostlib.f", codificada em linguagem FORTRAN, para proceder ao cálculo do conteúdo de vapor d'água (água precipitável) e dos fluxos zonal e meridional de vapor d'água. No cálculo da divergência do fluxo de vapor foi observado o critério de ajuste de massa para minimizar erros de truncamento por

diferenças finitas (Rao *et al.*, 1984; 1996; 1998). A rotina "rpostlib.f" prepara as variáveis disponíveis no RAMS para visualização através do aplicativo gráfico "Grid Analysis and Display System" - GrADS.

4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 - ÁGUA PRECIPITÁVEL

4.1.1 - Aspectos gerais

Analisando-se os aspectos gerais da distribuição média da água precipitável sobre o NEB e a relação com a fisiografia da região, para o trimestre março-abril-maio dos anos de 1977 (normal), 1983 (seco) e 1986 (chuvoso) conforme simulações feitas através do modelo de mesoescala RAMS, tem-se.

As áreas sombreadas nas Figuras 4.1, 4.3 e 4.5 destacam regiões onde o relevo tem altitudes iguais ou superiores a 600 m, sendo comuns nas três figuras. Essas elevações topográficas correspondem à Chapada Diamantina na parte central do Estado da Bahia, Espigão Mestre na parte oeste da Bahia, Planalto da Borborema na parte central da fronteira da Paraíba e Pernambuco, Chapada do Araripe no sul do Ceará e à Serra da Ibiapaba, na fronteira do Ceará e Piauí. Tal destaque foi dado devido à influência determinante da orografia na configuração da distribuição da água precipitável. Ressalta-se que o detalhamento observado nas análises para água precipitável só foi possível devido ao caráter de mesoescala do RAMS. Em campos obtidos através de sondagens aerológicas ou por modelos globais, em virtude das características da grande escala, não se observa tal detalhamento (Peixoto, 1981; Howarth, 1983; Rathor *et al.*1987).

De forma geral, as isolinhas de água precipitável tendem a contornar as elevações topográficas e diminuem de intensidade em direção ao topo. Uma configuração tipo "cavado" estende-se da Chapada do Araripe à Serra da Ibiapaba, cuja existência persistente se deve à formação montanhosa dessa região. Centros de mínimos valores de água precipitável localizam-se sobre o Planalto da Borborema e a Chapada Diamantina. Um outro destaque, também comum nas três análises de água precipitável mencionadas, é a presença da configuração tipo "crista" sobre parte da bacia do São Francisco nos Estados da Bahia e norte de Minas Gerais. Tipo semelhante de configuração é observado na costa leste do NEB, na interface entre o continente e o oceano. A maior concentração de vapor d'água nesta faixa litorânea deve-se, provavelmente, aos efeitos acoplados dos alísios e brisa marítima sobre as encostas da Borborema e Diamantina. Ao longo do litoral, sobre o continente, tem-se fortes gradientes de água precipitável; já sobre o oceano, esses gradientes são relativamente fracos. O conteúdo de vapor d'água sobre o NEB diminui no sentido norte-sul, e está de acordo com afirmação feita por Rosen *et al.* (1979) de que a água precipitável diminui do equador para os pólos. Certamente, esta característica tem a haver com o aquecimento atmosférico pela radiação solar e, por sua vez, a capacidade da atmosfera de reter vapor d'água.

A concentração de vapor d'água na atmosfera diminui verticalmente, de forma que mais de 40% do conteúdo de vapor d'água no NEB, assim como em outras partes de regiões tropicais, estão abaixo do nível de 850 hPa (Cavalcanti *et al.* 1996; Mo & Higgins, 1996). Valores de água precipitável obtidos através de sondagens aerológicas sobre Campina Grande, Fortaleza e Barbalha, no período de 24/03 a 05/04/1995, revelam que cerca de 85% se concentram entre a superfície e 600 hPa.

As distribuições espaciais dos desvios-padrão da água precipitável em relação à média dos 721 campos simulados (trimestre março-abril-maio) são mostradas por intermédio das Figuras 4.2, 4.4 e 4.6 para os anos de 1977, 1983 e 1986, respectivamente. Para todos os casos analisados, o desvio-padrão aumenta no sentido de nordeste para sudoeste devido, provavelmente, à maior atuação de sistemas transientes nas latitudes mais ao sul e mais para o interior do continente sobre a região do NEB, fazendo com que haja maior variação do conteúdo de vapor dágua na atmosfera.

4.1.2 - Variabilidade interanual

Comparando-se o comportamento da água precipitável média do trimestre março-abril-maio dos anos considerados seco e chuvoso com o ano normal, observa-se que, para 1983 (Figura 4.3) os valores de água precipitável ficaram abaixo dos valores do ano de 1977 (Figura 4.1) sobre a maior parte do NEB, exceto no sul da Bahia e norte do Maranhão. Para 1983, uma isolinha de 34 mm contorna o Vale do São Francisco na Bahia, enquanto para o ano normal tem-se uma variação de 32-36 mm. Ao longo da costa leste, a "crista" se mostra menos intensa, comparada à situação normal, por exemplo: a isolinha de 42 mm que atinge a fronteira de Alagoas e Sergipe no período seco avança para as proximidades de Salvador, na Bahia, no ano normal de 1977.

Para melhor compreensão, ver a Figura 4.7, referente à diferença do campo médio de água precipitável para março-abril-maio de 1983 (seco) menos o de 1977 (normal). Podem-se observar diferenças negativas (linhas pontilhadas) em grande parte da região NEB, distribuindo-se radialmente a partir de um valor máximo negativo (cerca de -1,6 mm) localizado no interior da região, caracterizando que nesse trimestre de 1983 a atmosfera do NEB esteve com menos água na forma de vapor que no ano normal de 1977, cujo padrão observado está perfeitamente coerente com a característica seca do trimestre março-abril-maio de 1983.

Para o trimestre março-abril-maio de 1986 (chuvoso) verifica-se, através da Figura 4.5, que os valores da água precipitável são superiores aos de 1977, para o mesmo trimestre em todo o NEB. Ao longo do Vale do São Francisco, na Bahia, a variação da água precipitável é de 34-38 mm e, portanto, superior aos valores dos outros anos. Ao longo da costa leste, a "crista" tem maior intensidade, visto que a isolinha de 42 mm atinge a latitude 14° S, posição mais ao sul, em relação à posição citada anteriormente como exemplo. De forma semelhante, este aumento do conteúdo de vapor d'água em relação ao trimestre normal pode ser melhor verificado pela diferença entre o campo médio da água precipitável para março-abril-maio de 1986 menos o de 1977 (Figura 4.8). Neste caso, as maiores diferenças localizam-se no sul da Bahia e diminuem em direção ao norte da região. Comprova-se, portanto, que no período chuvoso de março-abril-maio de 1986, o

NEB concentrou maior quantidade de vapor d'água em sua atmosfera em comparação aos anos seco e normal, o que é absolutamente consistente.

Com relação aos desvios-padrão, o ano de 1977 (Figura 4.2) apresentou maiores valores que 1983 (Figura 4.4) e, este por sua vez, maiores que 1986 (Figura 4.6). Os menores desvios-padrão ocorreram para o trimestre de 1986 de onde se deduz que, no ano chuvoso a variabilidade temporal da água precipitável no trimestre março-abril-maio é menor que no ano seco.

Na Tabela 4.1 encontram-se valores calculados da água precipitável, média espacial para o trimestre março-abril-maio dos anos de 1977, 1983 e 1986, para cada um dos estados do NEB, assim como para toda a região. Pode-se observar que a água precipitável para 1986 (chuvoso) foi superior a 1977 (normal) e, este por sua vez, a 1983 (seco) para todos os Estados. Comparado aos demais, o Maranhão foi o que apresentou os maiores valores de água precipitável, devido à localização próxima ao equador, da cobertura de floresta e da característica do relevo, em sua maior parte formado por planícies. Os menores valores foram observados para a Bahia, uma vez que sua extensa área com grandes elevações, como Diamantina e Espigão Mestre, além de sua localização ao sul do NEB, contribuem para isso.

A água precipitável média do período março-abril-maio, para o NEB, foi de 38,9 mm para o ano normal de 1977; de 38,2 mm para o ano seco de 1983 e de 40,2 mm para o ano chuvoso de 1986. A diferença entre o ano chuvoso e o ano seco foi de 2 mm, o que representa uma diferença, em termos de volume, da ordem de 3×10^9 m^3 (três bilhões de metros cúbicos) de água na forma de vapor d'água. Sendo o armazenamento médio da atmosfera do NEB de $61{,}08 \times 10^9$ m^3 (sessenta e um bilhões e oitenta milhões de metros cúbicos) esta diferença representa 3,3% do conteúdo médio, nesta época do ano. Na Tabela 4.1 tem-se o cálculo do armazenamento médio para cada Estado do NEB.

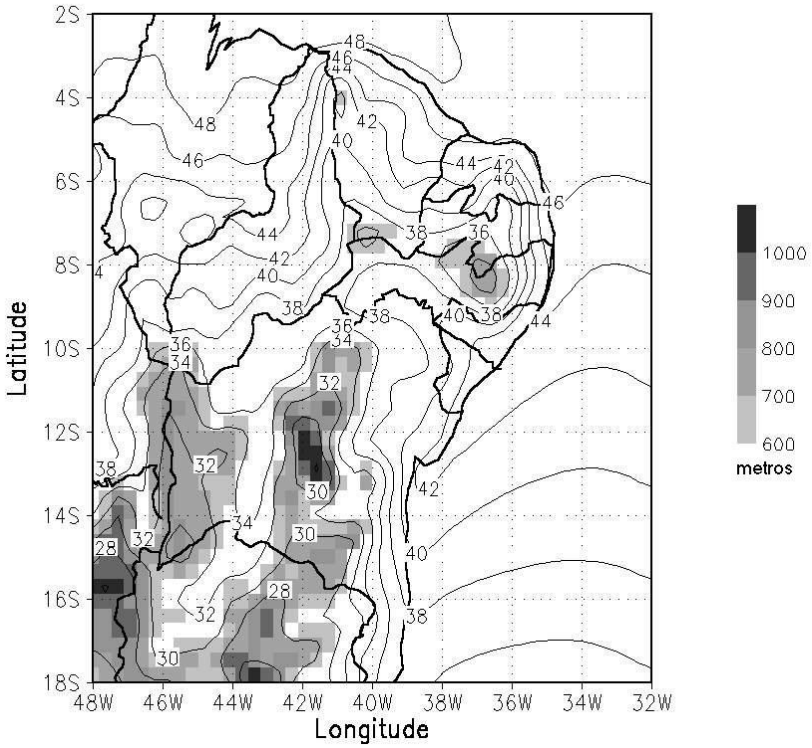

Figura 4.1 - Água precipitável (mm) média para o período março-abril-maio de 1977 (normal). Parte sombreada destaca o relevo superior a 600 m

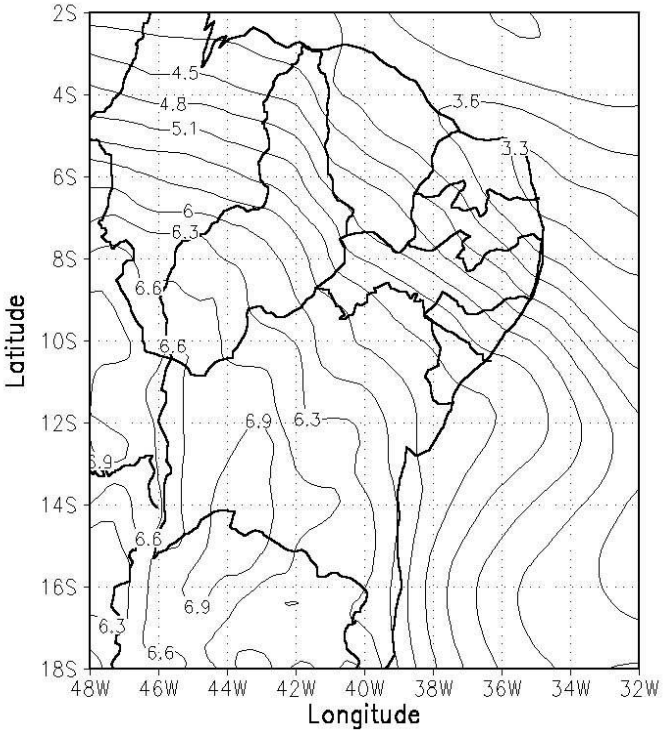

Figura 4.2 - Desvio-padrão da água precipitável (mm) em relação à média do período março-abril-maio de 1977 (normal)

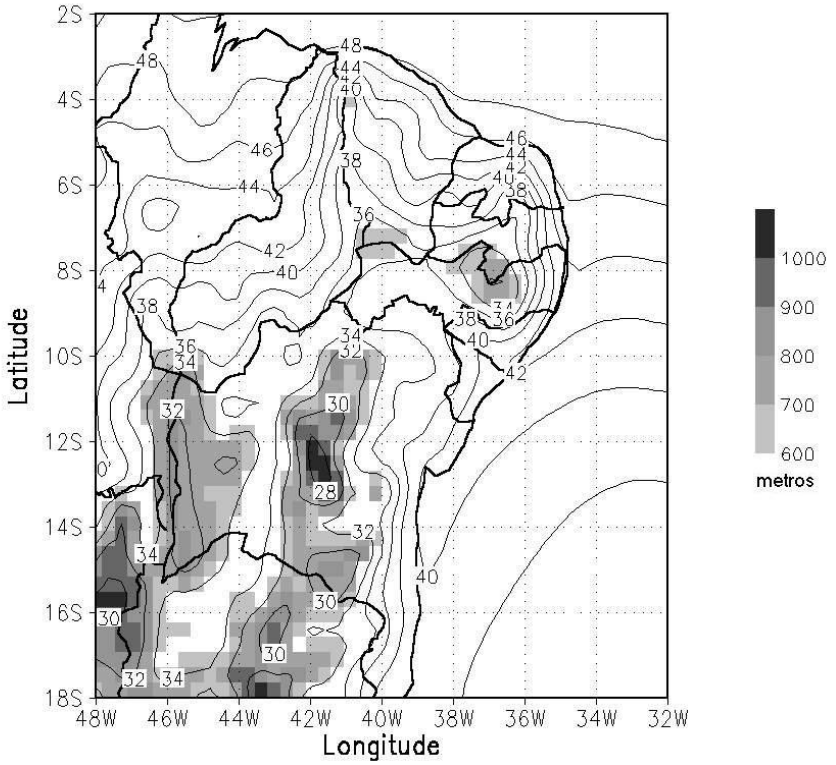

Figura 4.3 - Água Precipitável (mm) média para o período março-abril-maio de 1983 (seco). Parte sombreada destaca o relevo superior a 600 m

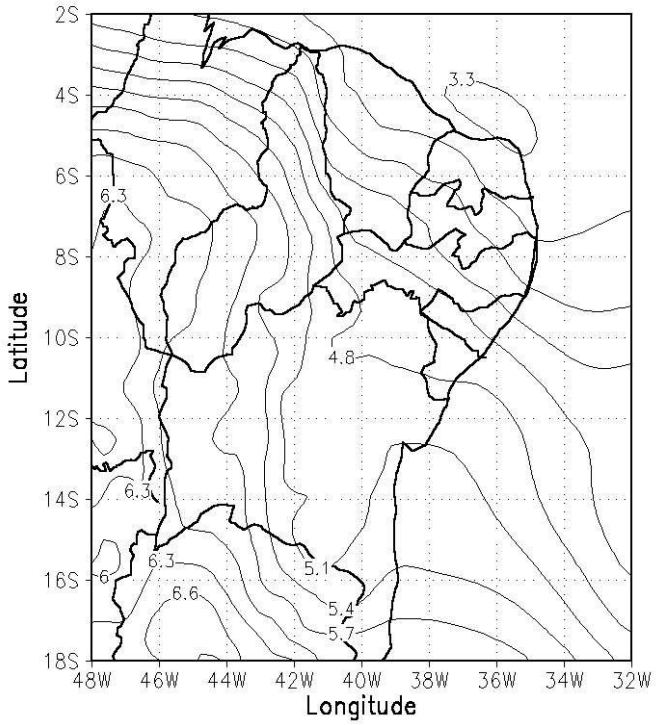

Figura 4.4 - Desvio-padrão da água precipitável (mm) em relação à média do período março-abril-maio de 1983 (seco)

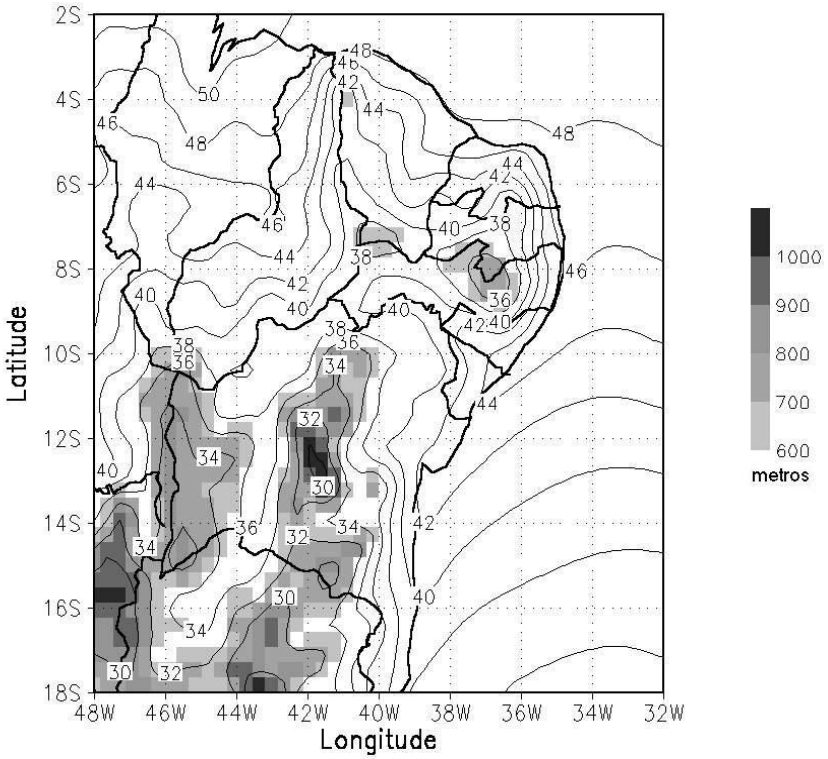

Figura 4.5 - Água precipitável (mm) média para o período março-abril-maio de 1986 (chuvoso). Parte sombreada destaca o relevo superior a 600 m

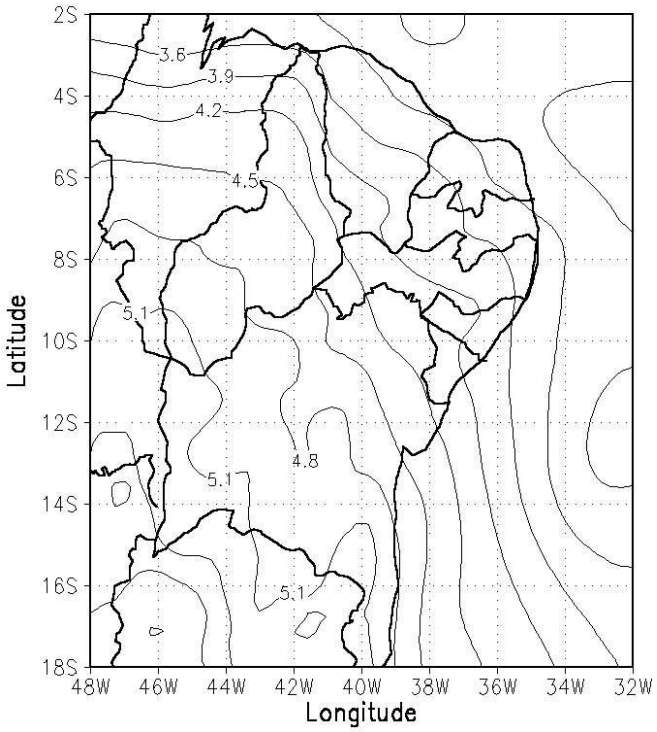

Figura 4.6 - Desvio-padrão da água precipitável (mm) em relação à média do período março-abril-maio de 1986 (chuvoso)

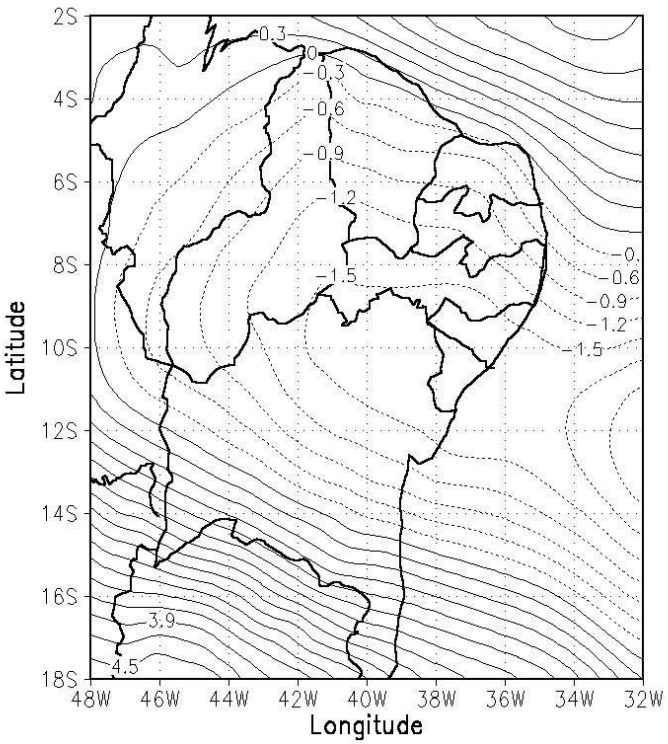

Figura 4.7 - Diferença entre o campo médio de água precipitável (mm) para março-abril-maio de 1983 (seco) e o de 1977 (normal)

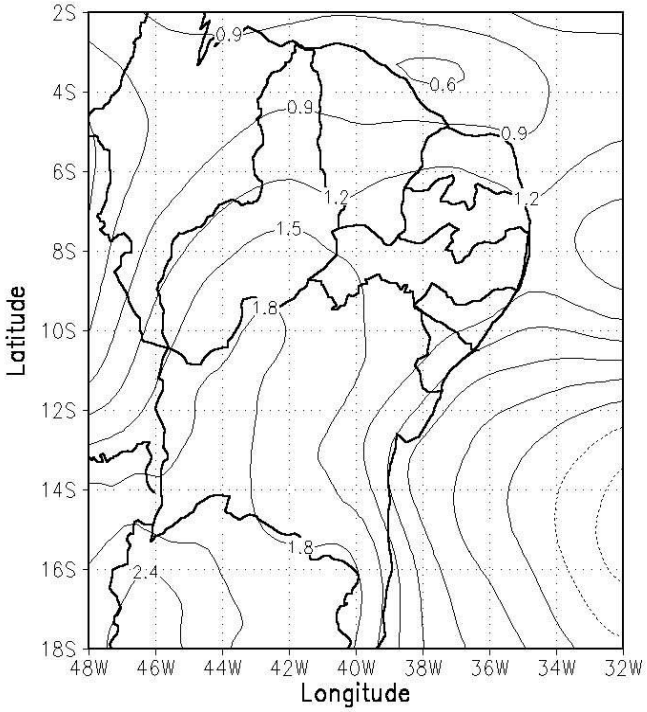

Figura 4.8 - Diferença entre o campo médio de água precipitável (mm) para março-abril-maio de 1986 (chuvoso) e o de 1977 (normal)

Tabela 4.1 - Água precipitável (mm) e armazenamento médio (10^9 m^3) para os Estados do NEB no trimestre março-abril-maio de 1977, 1983 e 1986

Estados do NEB	Água Precipitável para março-abril-maio				Área e Armazenamento médio de água (vapor)	
	1977 (mm)	1983 (mm)	1986 (mm)	Média (mm)	Área (km^2)	Volume (10^9 m^3)
Maranhão - MA	43,1	42,8	44,0	43,3	333.365,6	14,43
Piauí - PI	41,5	40,6	42,9	41,7	252.378,5	10,52
Ceará - CE	40,9	40,1	41,9	41,0	149.325,7	6,12
R. Grande do Norte - RN	42,7	42,0	43,8	42,8	53.306,8	2,28
Paraíba - PB	38,4	37,4	39,8	38,5	56.584,6	2,18
Pernambuco - PE	37,7	36,3	39,2	37,7	98.937,8	3,73
Alagoas - AL	41,5	39,9	42,9	41,4	27.933,1	1,16
Sergipe - SE	40,7	39,0	41,9	40,5	22.050,4	0,89
Bahia - BA	34,4	34,0	36,1	34,8	567.295,3	19,76
Nordeste do Brasil - NEB	38,9	38,2	40,2	39,1	1.561.177,8	61,08

4.2 - FLUXO DE VAPOR D'ÁGUA

4.2.1 - Aspectos gerais

O fluxo de vapor d'água atmosférico integrado verticalmente, tende a expressar a configuração do escoamento do ar nos baixos níveis da atmosfera, devido às características da distribuição vertical do vapor d'água, que decresce com a altitude havendo, portanto, maior concentração nas camadas inferiores da atmosfera.

Nas Figuras 4.9 (a) e (b) observa-se que o transporte médio de vapor d'água para o trimestre março-abril-maio dos anos de 1983 (seco) e 1986 (chuvoso) reflete fortemente a atuação dos Alísios de sudeste sobre o Oceano Atlântico, entre 2° e 12° S, e também sobre o NEB, exceto para o Piauí e Maranhão, onde o transporte se dá praticamente zonal, assim como sobre a Bahia, onde se percebe uma curvatura em que a componente meridional muda de direção, passando a atuar de norte para sul, em virtude da influência do anticiclone semipermanente do Atlântico Sul.

Neste contexto e relacionada aos Alísios, a componente meridional do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente, expressa uma contribuição para a configuração da Célula de Hadley (Rosen *et al.*, 1979; Mo & Higgins, 1996) e, por sua vez, a atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) formada pela convergência dos Alísios. Os efeitos da atuação da ZCIT sobre o NEB dependem de seu posicionamento mais ao sul do equador terrestre e estão diretamente relacionados à maior ou menor intensificação do fluxo meridional de vapor d'água no período estudado. Esta influência na qualidade da estação chuvosa do norte do NEB, será discutida posteriormente.

Observa-se, também, que o fluxo zonal de vapor d'água atmosférico integrado verticalmente sobre o NEB e sobre o Oceano Atlântico próximo da costa, é de leste para oeste o que contribui para que a água evaporada pelo oceano, nessa parte do Atlântico Sul, seja transportada, em forma de vapor, para o interior da região. Este resultado evidencia a importância do Oceano Atlântico no fornecimento de vapor d'água para o NEB; portanto, estudar os processos físicos e dinâmicos que ocorrem nessa região do Atlântico é fundamental para se compreender melhor os mecanismos relacionados ao abastecimento de vapor d'água para o NEB.

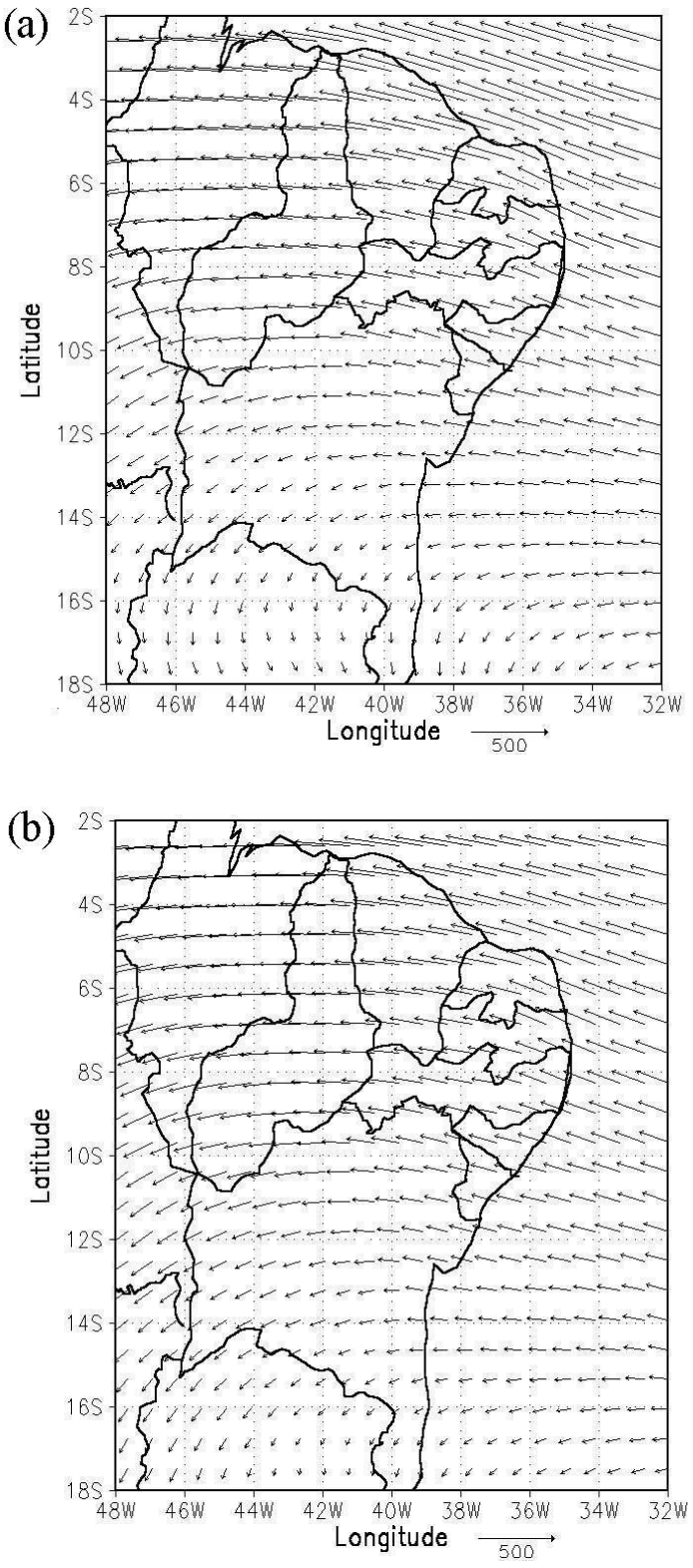

Figura 4.9 - Fluxo de vapor d'água integrado verticalmente - $\vec{Q}$ (kg/m.s), médias para: (a) 1983 (seco) e (b) 1986 (chuvoso)

4.2.2 - Variabilidade interanual

Comparando-se os dois campos do fluxo de vapor d'água referentes às Figuras 4.9 (a) e (b) parece não haver diferenças significativas; entretanto, observando-se cuidadosamente, percebe-se que para 1983 (a) o fluxo é mais intenso que para 1986 (b), além de pequenas mudanças na direção do fluxo. A componente meridional também é mais intensa em (a) que em (b).

As Figuras 4.10 (a) e (b) representam as subtrações de 1983 (seco) e 1986 (chuvoso) em relação a 1977 (normal) para o fluxo de vapor d'água atmosférico, integrado verticalmente; portanto, para 4.10 (a) referente a 1983, observa-se que, entre 2° e 10° S, a diferença é positiva de sul para norte, e indica que neste ano o fluxo meridional de vapor d'água foi mais intenso que no ano normal e, por conseqüência, impediu a penetração da ZCIT para latitudes um pouco ao sul do equador inibindo a convecção e a precipitação sobre o norte do NEB contribuindo para a caracterização de ano seco. Nas latitudes mais altas, entre 12° e 18° S, a diferença do fluxo meridional é negativa e também se mostrou mais intensa em 1983 que em 1986. A configuração verificada no Atlântico Sul para o campo da diferença (1983 menos 1977) sugere que o centro de alta pressão do Atlântico estava posicionado mais próximo da costa do NEB que no ano normal sendo, portanto, responsável pela intensificação do fluxo em 1983.

Fazendo-se o mesmo tipo de análise para a diferença referente a 1986 (chuvoso) em relação a 1977 (normal) verifica-se que estas aumentam de valor do norte para o sul e que o fluxo meridional é negativo (de norte para sul) em toda a região do NEB. Para a parte entre 2° e 10° S, a explicação é de que o fluxo meridional do vapor d'água para 1986 foi menos intenso que o normal tendo, como conseqüência, a penetração da ZCIT sobre o NEB até latitudes não alcançadas no ano normal. Este padrão favoreceu a convecção e a precipitação, caracterizando o ano de 1986 como chuvoso. A configuração verificada no Atlântico Sul para o campo da diferença (1986 menos 1977) sugere que o centro de alta pressão do Atlântico estava posicionado mais afastado da costa do NEB que no ano normal, sendo,

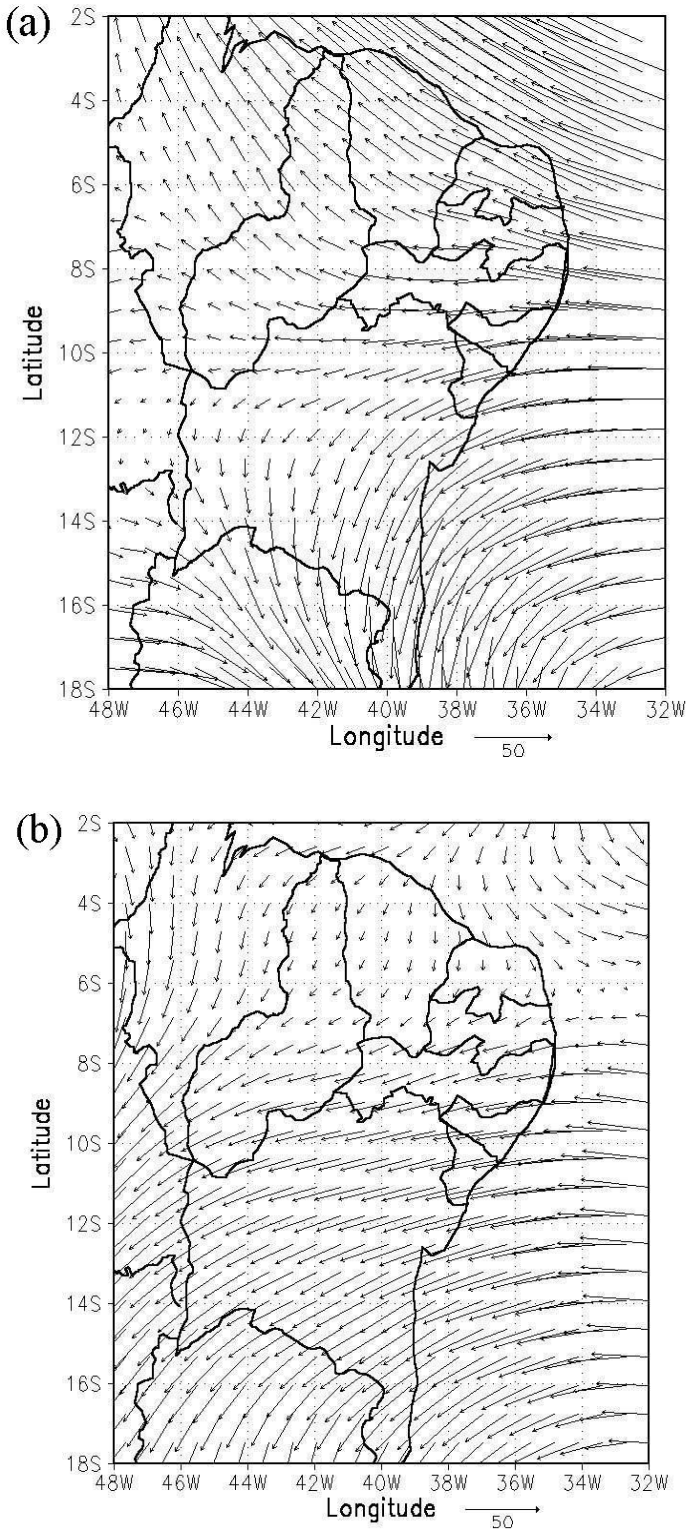

Figura 4.10 - Desvio do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente - $\vec{Q}$ (kg/m.s) para o trimestre março-abril-maio, dos anos: (a) 1983 (seco) e (b) 1986 (chuvoso) em relação à média de 1977 (normal)

portanto, responsável pela desintensificação do fluxo de vapor d'água atmosférico em 1986 (chuvoso).

A variação interanual da componente meridional do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente mostrou-se mais significativa para a caracterização dos contrastes, entre os anos estudados, que a componente zonal. Portanto, optou-se por analisar, com maior detalhamento, o comportamento da componente meridional média entre 48° e 32° W (média zonal) em função da latitude. Desta forma, na Figura 4.11 (a) cada curva representa o comportamento trimestral de cada ano; já nas Figuras 4.11 (b); (c) e (d) relativas aos anos de 1977; 1983 e 1986, respectivamente, as curvas representam os comportamentos quinzenais ao longo de cada trimestre (6 quinzenas). Nessas figuras, quanto mais afastada estiver a curva em relação ao eixo central, de valor nulo, mais intenso será o fluxo meridional (média zonal) podendo este assumir valores negativos, indicando transporte de norte para sul ou positivos, indicando transporte no sentido contrário.

Na Figura 4.11 (a), entre 2° e 10° S, a curva correspondente a 1983 tem valores mais intensos que para 1986; entretanto, o ano de 1977 ficou numa situação intermediária. Lembrando que, se nessa faixa de latitude o fluxo meridional de vapor d'água integrado verticalmente, está associado a atuação da ZCIT sobre a região, em 1983 este sistema atuou de forma menos menos intensa que em 1986 cujo resultado comprova o que já foi mencionado, para justificar a característica do NEB de 1983 (seco) e 1986 (chuvoso) para o trimestre março-abril-maio.

As seis curvas das Figuras 4.11 (b); (c) e (d) referem-se à divisão do trimestre em quinzenas para os anos de 1977; 1983 e 1986, respectivamente. Na parte norte da Figura 4.11 (c), 66,7% das quinzenas apresentaram valores mais intensos do fluxo meridional (média zonal) convergindo para 80 kg/m.s, próximo de 2° S. Por outro lado, na Figura 4.11 (d), 50% das quinzenas apresentaram valores próximo de zero entre 2° e 10° S e uma outra curva com valores inferiores a 40 kg/m.s. As duas quinzenas de maio de 1986 foram as que mais se afastaram do padrão que indica a atuação da ZCIT na região, época em que esta migra para o Hemisfério Norte. No ano de 1977, Figura 4.11 (b) tem-se que 83,3% das quinzenas convergem para 35 kg/m.s em 2° S. É interessante observar que, além de serem conservadas as características da variação interanual, há indicação de variações dentro da própria estação chuvosa do norte do NEB.

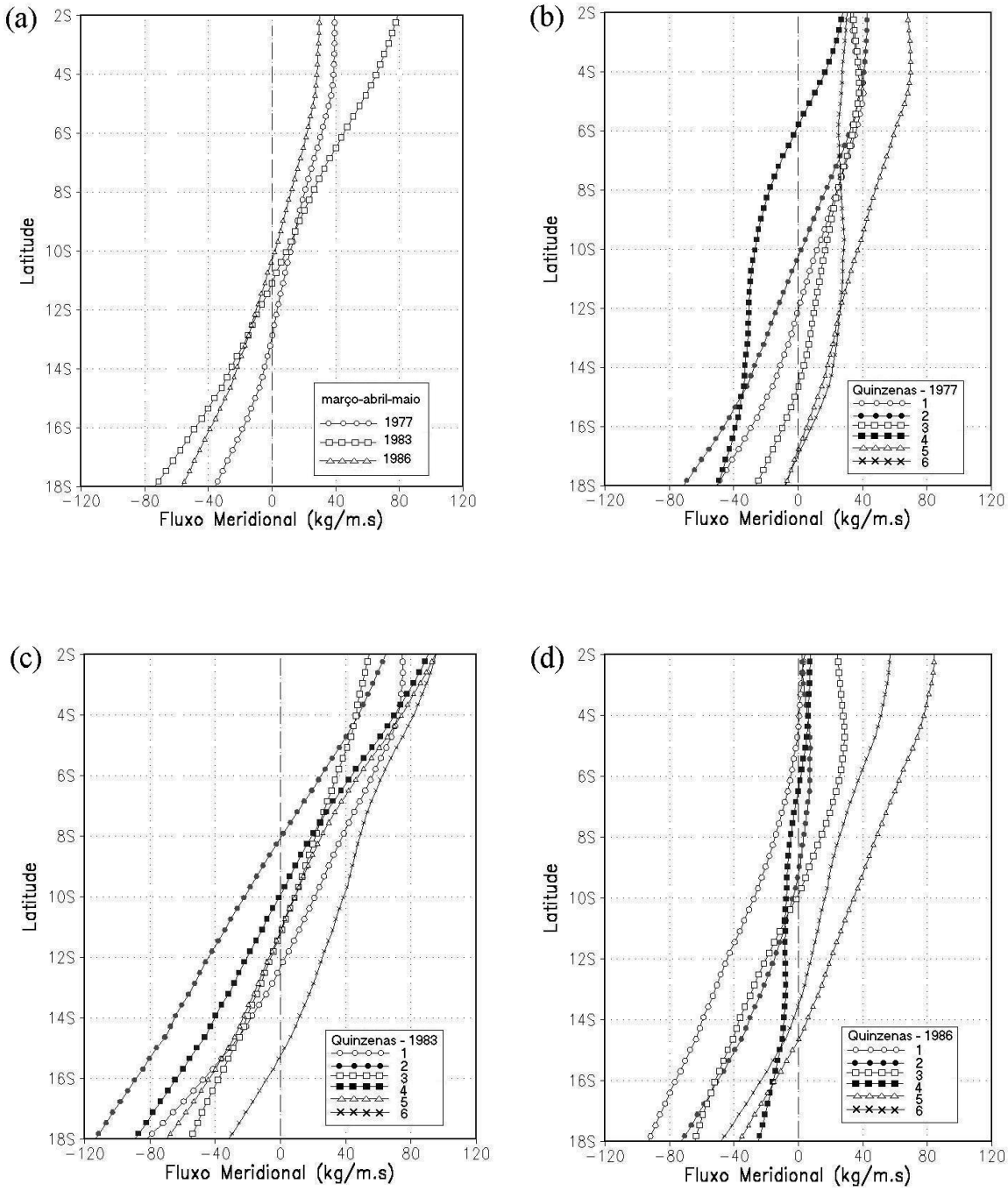

Figura 4.11 - Distribuição média zonal (48°-32° W) da componente meridional do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente - Q_{ϕ} (kg/m.s) para: médias trimestrais (a) e quinzenais (b) 1977 (normal); (c) 1983 (seco); (d) 1986 (chuvoso)

Um refinamento maior dessa análise é apresentado com o auxílio das Figuras 4.12 (a) e (b) para 1983 e 1986, respectivamente. Foi plotada a média zonal entre os meridianos de 48° e 32° W para o fluxo meridional de vapor d'água correspondente ao transporte de norte para sul (valores menores que zero). Essas médias, obtidas a cada três horas de integração do modelo, são mostradas em função da latitude, em que o procedimento teve como meta verificar o comportamento temporal de um padrão que indique a atuação da ZCIT sobre o norte NEB.

Nas Figuras 4.12 (a) e (b), observa-se, entre 10° e 18° S, freqüente incidência de fluxo meridional de vapor d'água de norte, comum às duas situações, cuja característica reflete o comportamento médio do fluxo de vapor d'água observado anteriormente (Figuras 4.9 a e b); este padrão parece ser regido pela atuação do anticiclone semipermanente do Atlântico Sul, mas para a faixa de 2° a 10° S a incidência é pequena em 1983, comparada ao ano de 1986, indicando que no trimestre seco de 1983, o fluxo meridional de vapor d'água esteve atuando fortemente nessa faixa de latitude, impedindo que a Zona de Convergência Intertropical alcançasse posição satisfatória para favorecer a ocorrência de chuvas nessa faixa do NEB. Para o trimestre de 1986 tem-se um padrão diferente ao de 1983, na faixa de 2° a 10° S. Observa-se (Figura 4.12.b) grande incidência de fluxo de vapor d'água de norte para sul (comportamento instável) principalmente nos meses de março e abril (60 primeiros dias) indicando uma atuação mais efetiva da ZCIT. Nos últimos 30 dias houve considerável diminuição desse padrão, com menos incidência de fluxo de vapor d'água de norte, natural para a época do ano, quando a Zona de Convergência Intertropical já migra para alcançar latitudes mais altas do Hemisfério Norte.

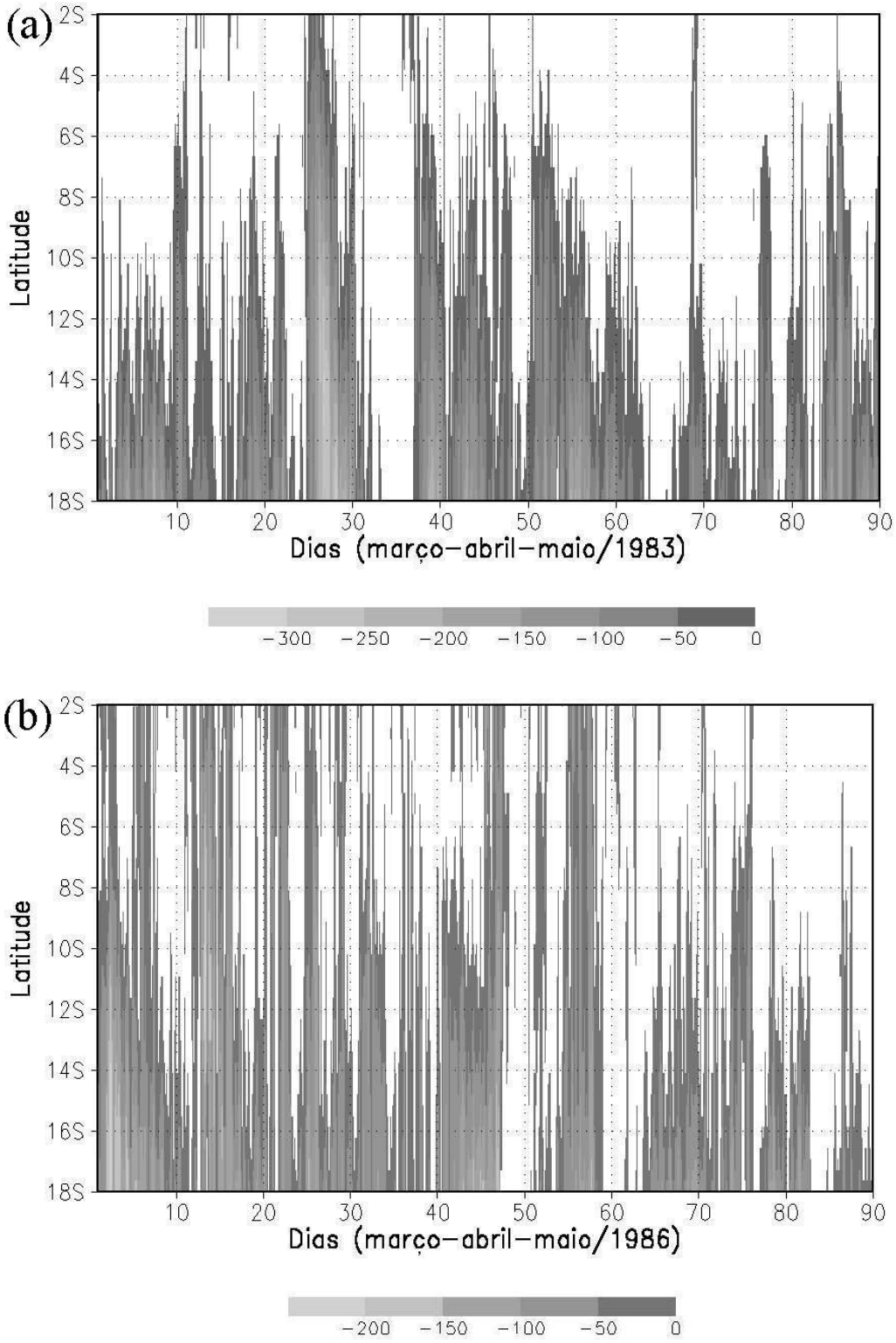

Figura 4.12 - Distribuição da média zonal do fluxo meridional de vapor d'água integrado verticalmente - Q_ϕ (kg/m.s) a cada 3 horas de integração: (a) 1983 (seco); (b) 1986 (chuvoso). Plotada somente a componente de norte para sul

4.3 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO

4.3.1 - Aspectos gerais

A distribuição espacial da evapotranspiração e da evaporação média diária sobre o NEB e sobre o oceano, obtida pela integração do fluxo de calor latente médio do trimestre ao longo do dia, é apresentada através das Figuras 4.13 (a) e (b). O intervalo estabelecido de 3 horas para cada saída da simulação, feita pelo modelo RAMS, representou uma limitação quando da integração diária do fluxo médio de calor latente e, por conseqüência, na evapotranspiração; entretanto, os valores obtidos mostraram-se coerentes com valores medidos em diferentes situações (Azevedo *et al.*, 1993; Ávila Netto, 1997; Silva, 2000). Observa-se maior evaporação sobre o oceano, próximo à costa do NEB, que a evapotranspiração verificada no interior da região, cuja causa provável é a maior disponibilidade de água, ventos mais fortes e menor albedo superficial, acarretando mais energia disponível para o processo de evaporação. No continente, além da menor disponibilidade de energia (maior albedo, ventos mais fracos) há limitação na disponibilidade de água; este resultado demonstra a importância do Atlântico Tropical próximo à costa do NEB, como fonte de vapor d'água para a atmosfera dessa região.

As Figuras 4.14 (a) e (b) representam a média espacial sobre o NEB dos fluxos médios horários de Calor Latente (LE); Calor Sensível (H) e Saldo de Radiação (R_n) para o trimestre estudado. A mesma representação é feita para a parte do Atlântico Tropical, compreendida entre 2° e 18° S e do litoral, até 32° W (Figuras 4.15 a; b). Diferenças peculiares são observadas entre o continente e o oceano, em que o saldo de radiação (R_n) sobre o oceano é superior ao simulado para o continente. Sobre o NEB, os valores do saldo de radiação mostraram-se coerentes com os valores observados (Netto, 1997; Silva, 2000; Leitão *et al.*, 2000; Leitão & Oliveira, 2000); já para o oceano não foi possível esta comprovação. Diferentes condições de cobertura de nuvens e albedo sobre o NEB e o oceano, provavelmente influenciaram essas diferenças.

Outro aspecto importante relacionado às diferenças entre o oceano e o continente (NEB) é o caso do fluxo de calor latente LE. Sobre o interior da região, o ciclo diurno de LE aumenta de intensidade no início da manhã (6:00 h) atingindo um máximo ao meio-dia (12:00 h) e retornando para um valor mínimo no final da tarde (18:00 h); desta forma, a taxa máxima de evapotranspiração média ao longo do dia ocorre às 12 h. Considerando-se que o fluxo de calor no solo (S) é pequeno, a integração diária do saldo de radiação sobre o continente é aproximadamente igual à soma dos fluxos de calor latente e sensível ($R_n \cong LE + H$) conforme comprovam as áreas delimitadas nas Figuras 4.14 (a) e (b).

Para o oceano, observa-se que apenas o saldo de radiação (R_n) apresenta ciclo diário e os demais fluxos, calor latente (LE) e calor sensível (H) têm comportamentos praticamente constantes ao longo das 24 h. Este fato leva ao entendimento de que grande parte do saldo de energia recebida do nascer ao pôr-do-sol, é armazenada no oceano e convertida em energia latente e sensível, ao longo de todo o período de 24 h. O comportamento praticamente constante do fluxo de calor sensível (H) explica a quase inexistência de um ciclo diário de temperatura sobre a superfície do oceano, porém, esses resultados foram obtidos através de formulações teóricas inerentes no modelo RAMS e, portanto, necessitam de medições sobre o oceano, para comprovação dos mesmos.

4.3.2 - Variabilidade interanual

A variabilidade interanual da evapotranspiração para o trimestre março-abril-maio, entre os anos seco e chuvoso, é também analisada por intermédio da Figura 4.13 (a) para 1983 e (b) para 1986. Sobre a região sul do NEB observa-se uma área com evapotranspiração inferior a 2,8 mm/dia e maior para 1983, indicando maior evapotranspiração em 1986 sobre a Bahia, visto que a maior parte do Estado evapotranspirou acima de 2,8 mm/dia. Observando-se a isolinha de 3,2 mm/dia, percebe-se que a maior parte da área dos Estados de Sergipe, Alagoas e Pernambuco apresentou evapotranspiração inferior a esse valor em 1983, e superior em 1986; sendo assim, a

evapotranspiração para esses Estados também foi maior em 1986. Para o restante do NEB, Paraíba, Rio Grande do Norte, Ceará e Maranhão, praticamente não há diferença na distribuição de evapotranspiração entre os anos de 1983 e 1986.

A distribuição simulada da evaporação sobre a parte do oceano em estudo, comporta-se como um grande núcleo centrado próximo à costa da cidade de Natal, no Rio Grande do Norte, sendo este mais intenso em 1983 (Figura 4.13 a). A evaporação em seu centro é de 5,6 mm/dia para 1983 contra 4,8 mm/dia para 1986; consequentemente, o gradiente observado ao longo da costa do NEB também é maior em 1983. Sobre o continente evapotranspirou mais em 1986, mas para o oceano evaporou mais em 1983.

Com relação aos fluxos médios (em espaço e tempo) do saldo de radiação, calor latente e calor sensível para o NEB (Figuras 4.14 a e b) e para o oceano (Figuras 4.15 a e b) as diferenças são pequenas em relação aos dois anos; entretanto, sobre o NEB o saldo de radiação e fluxo de calor latente são maiores em 1986, enquanto o fluxo de calor sensível é maior em 1983; para o oceano, o saldo de radiação é bem maior em 1986, mas os fluxos de calor latente e sensível não apresentaram diferenças marcantes.

A relação entre o fluxo de calor sensível e calor latente, dada pela razão de Bowen, é pequena sobre o NEB e concordante sobre o oceano quando comparadas aos valores apresentados por Sellers (1969) de 0,56 para América do Sul e 0,11 para o Oceano Atlântico. Provavelmente, a media espacial e temporal sobre o NEB não retrata o que ocorre em áreas específicas.

A Tabela 4.2 fornece os valores das médias instantâneas do saldo de radiação (R_n) e dos fluxos de calor latente (LE) e sensível (H) assim como o percentual destes em relação ao saldo de radiação e a razão de Bowen, como forma de sumariar as discussões precedentes.

Comentários em relação ao comportamento dos fluxos de calor latente e sensível no oceano, são suposições e requerem maiores investigações para que se tirem conclusões, já que não foi possível compara-los com dados observados.

Tabela 4.2 - Médias instantâneas diárias do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H) para o caso do NEB e oceano, respectivamente, em (W/m^2)

REGIÃO	ANO	R_n	LE	H	LE/R_n	H/R_n	$\beta=H/LE$
NEB	1983	200	-172	-21	86%	10%	0,12
	1986	211	-183	-17	87%	8%	0,09
Oceano	1983	303	-268	-24	88%	8%	0,09
	1986	362	-254	-30	70%	8%	0,12

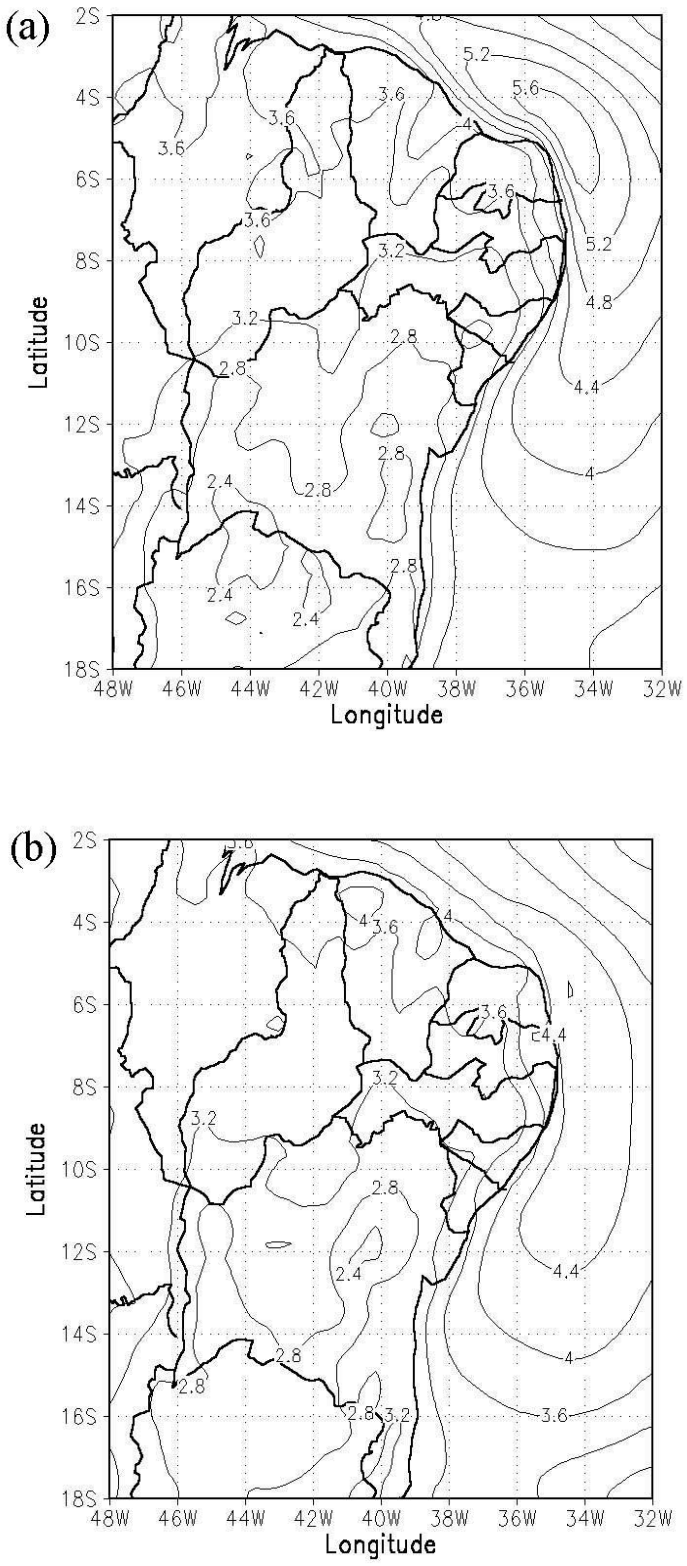

Figura 4.13 - Distribuição espacial da evapotranspiração (evaporação) média diária para o trimestre março-abril-maio de: (a) 1983 e (b) 1986 (mm/dia)

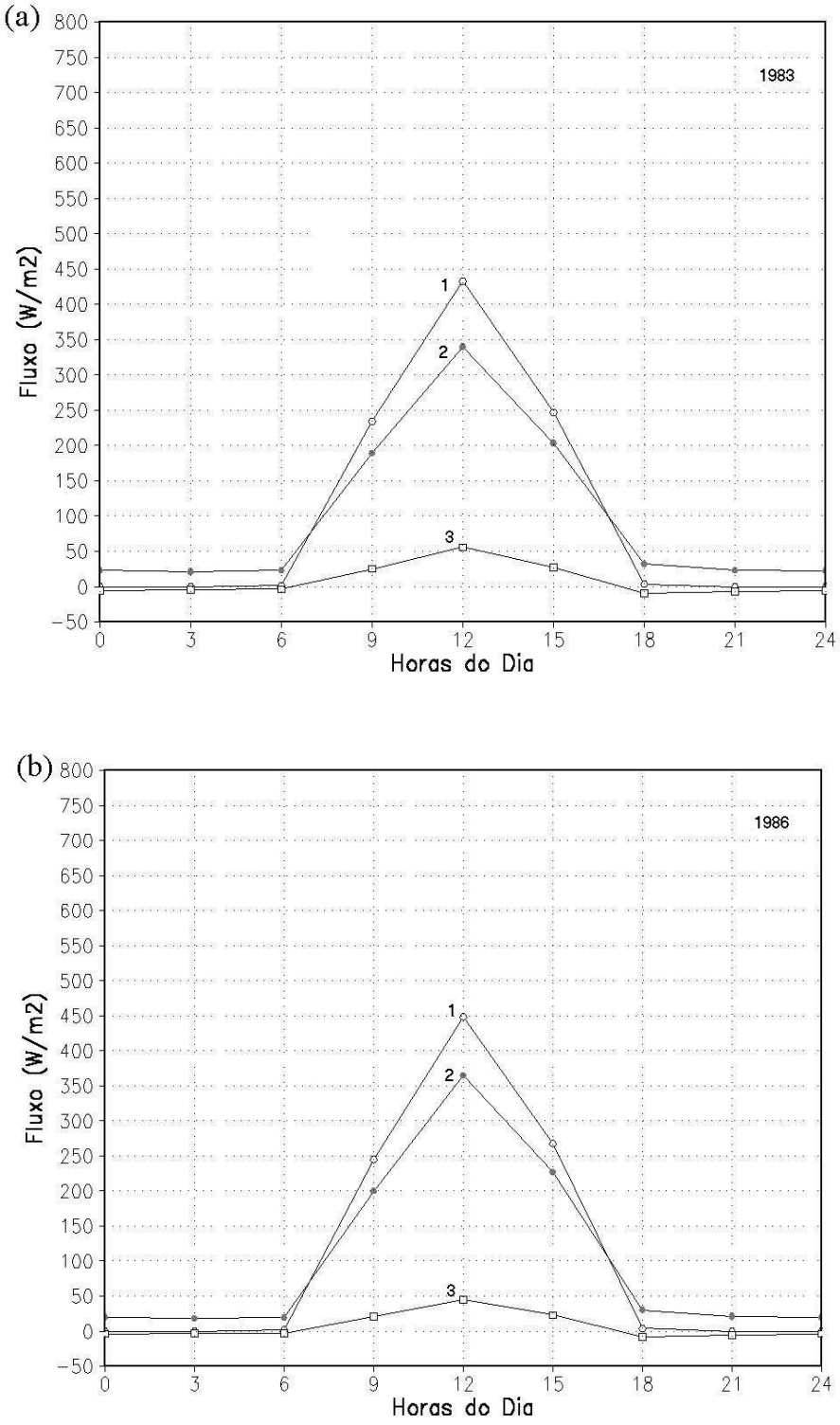

Figura 4.14 - 1) Saldo de radiação - (R_n); 2) Fluxo de Calor Latente - (LE) e 3) - Fluxo de Calor Sensível - (H) em (W/m^2) para o NEB. Média de março-abril-maio: (a) 1983 e (b) 1986

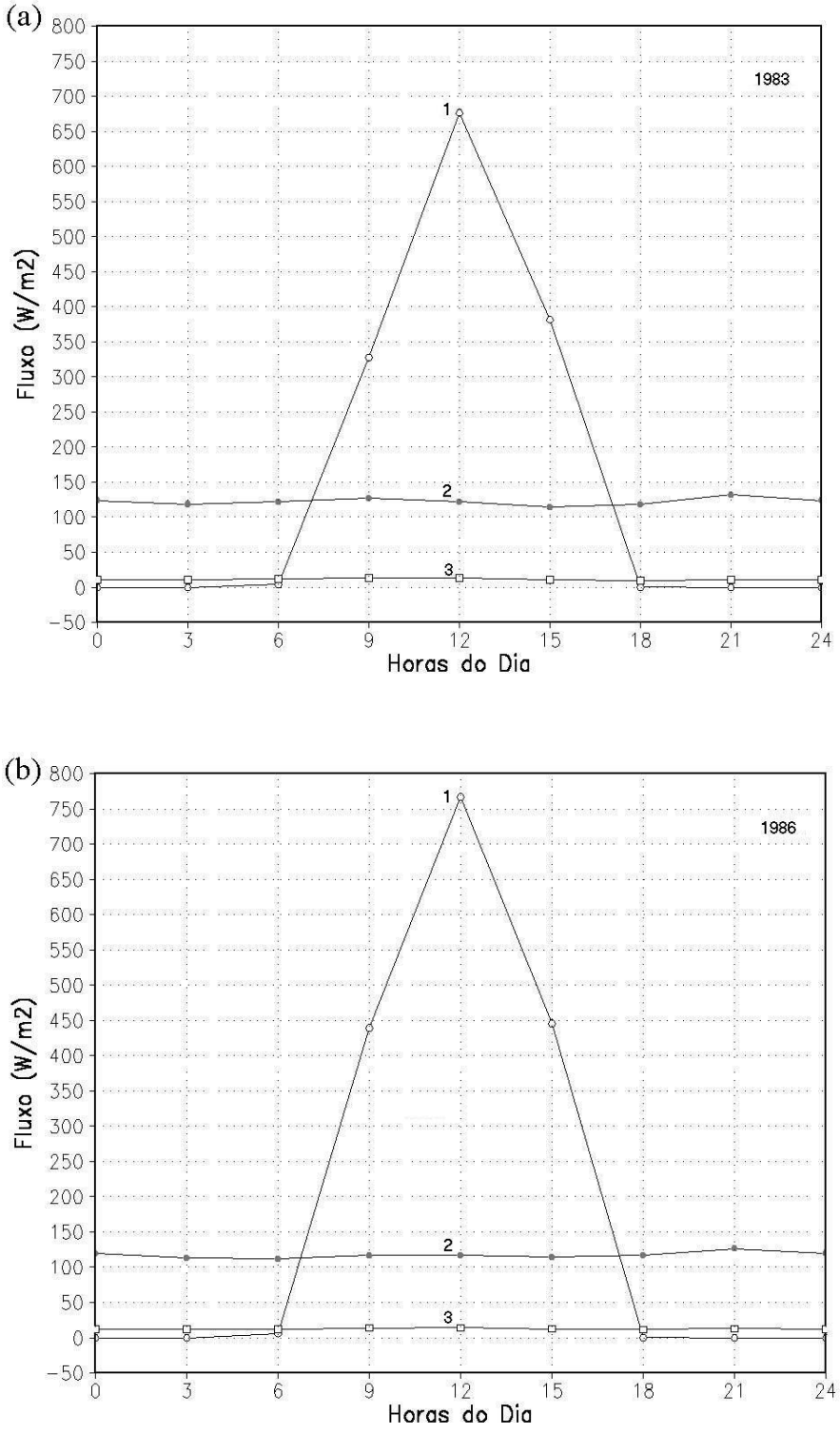

Figura 4.15 - 1) Saldo de radiação - (R_n); 2) Fluxo de Calor Latente - (LE) e 3) - Fluxo de Calor Sensível - (H) em (W/m^2) para o oceano. Média de março-abril-maio: (a) 1983 e (b) 1986

4.4 - BALANÇO DE MASSA

Na Tabela 4.3 tem-se valores para o fluxo de massa resultante de cada uma das 23 camadas estabelecidas na simulação com o RAMS (da superfície até cerca de 23.500 m) sobre um retângulo formado pelos meridianos de 46° e 36° W e os paralelos de 3° e 10° S, correspondendo a uma área de 86.435 x 10^7 m^2. Esta área representa a parte norte do NEB em que o período chuvoso ocorre em março-abril-maio. Nesse trimestre e para 1983, é observada predominância de exportação de massa nas camadas inferiores da atmosfera, da superfície até 1000m; nas camadas intermediárias prevalece a importação de massa e, nas camadas superiores, a exportação de massa. Para o trimestre março-abril-maio de 1986, tem-se predominantemente importação de massa nas camadas inferiores e intermediárias da atmosfera, com exportação de massa nas camadas altas. Em ambos os períodos analisados, o balanço final de massa é zero. Desta forma, é garantida a continuidade de massa, de forma que, não havendo fonte nem sumidouro, toda massa que entra no "cubo" deve sair.

Para melhor se compreender essas questões, construiu-se a Tabela 4.4, que expressa o fluxo de massa resultante sobre a área já mencionada para as camadas sup.-850; 850-700; 700-500; 500-200; 200-20 hPa. Na camada sup.-850 hPa, onde se concentram cerca de 40% do conteúdo total de água precipitável, há exportação de massa para o ano seco de 1983 e importação para o ano chuvoso de 1986. Condições semelhantes, com exportação em 1983 e importação em 1986, ainda se verificam quando se toma o saldo na camada sup.-700 hPa. Esses resultados indicam que as condições dinâmicas no período chuvoso dessa área do NEB, favoreceram a convecção em 1986, com importação de massa nos níveis baixos e médios, e exportação nos níveis altos. Já para o trimestre março-abril-maio de 1983, as condições dinâmicas atuaram, em média, desfavoravelmente, inibindo ou reduzindo a convecção com exportação de massa nas camadas baixas e altas, e importação nas camadas intermediárias.

Tabela 4.3 - Fluxo de massa resultante (10^7 kg/s) para o trimestre março-abril-maio dos anos de 1983 e 1986. Área base: 36 ° - 46° W e 3° - 10° S

Camadas (m)	Ano de 1983	Ano de 1986
0 - 157	-23,20	-61,65
157 - 288	-9,61	-53,71
288 - 446	7,65	-43,21
446 - 636	28,62	-26,57
636 - 827	51,58	-1,42
827 - 1136	68,29	27,51
1136 - 1463	62,04	46,43
1463 - 1855	31,93	43,39
1855 - 2362	-16,63	22,13
2362 - 2891	-74,21	-14,04
2891 - 3569	-109,72	-57,11
3569 - 4383	-87,07	-74,16
4383 - 5360	-41,60	-44,16
5360 - 6532	-11,14	3,03
6532 - 7939	8,17	26,15
7939 - 9638	-7,58	8,53
9638 - 11583	-38,47	-34,78
11583 - 13593	-13,30	-3,50
13593 - 15593	51,01	54,27
15593 - 17593	59,61	60,88
17593 - 19593	24,15	42,14
19593 - 21593	15,59	37,40
21593 - 23593	23,89	42,45
Balanço	0,0	0,0

Tabela 4.4 - Balanço de massa para o trimestre março-abril-maio dos anos de 1983 e 1986. Área base: 36 ° - 46° W e 3° - 10° S

Camadas	Fluxo de massa (10^7 kg/s)	
(hPa)	Ano de 1983	Ano de 1986
Sup - 850	185,4	-112,6
850 - 700	-58,9	51,5
700 - 500	-238,4	-175,4
500 - 200	-49,0	2,9
200 - 020	160,9	233,6
Importação	-346,3	-288,0
Exportação	346,3	288,0
Balanço	0,0	0,0

O esquema gráfico traçado nas Figuras 4.16 (a) e (b) representa um sumário dos resultados discutidos anteriormente, em que as setas entrando no "cubo" indicam importação de massa e as que saem do "cubo", indicam exportação de massa. Neste contexto, no ano seco de 1983 os principais causadores da redução dos índices pluviométricos observados no trimestre mais chuvoso do ano, foram os efeitos dinâmicos que, em média, atuaram inibindo a convecção nessa área do NEB, uma vez que se verificou haver substancial disponibilidade de vapor dágua na atmosfera em baixos níveis.

Resultados semelhantes em outras situações utilizando-se radiossondagens, foram observados por Cavalcanti (1986) revelando a capacidade que teve o modelo RAMS em reproduzir condições favoráveis e desfavoráveis à precipitação sobre o NEB. Esta capacidade demostrada na simulação com o RAMS, é de importância relevante, pois, possibilita definir-se áreas que correspondam às delimitações de uma bacia hidrográfica, como também, fazer prognósticos para essa bacia.

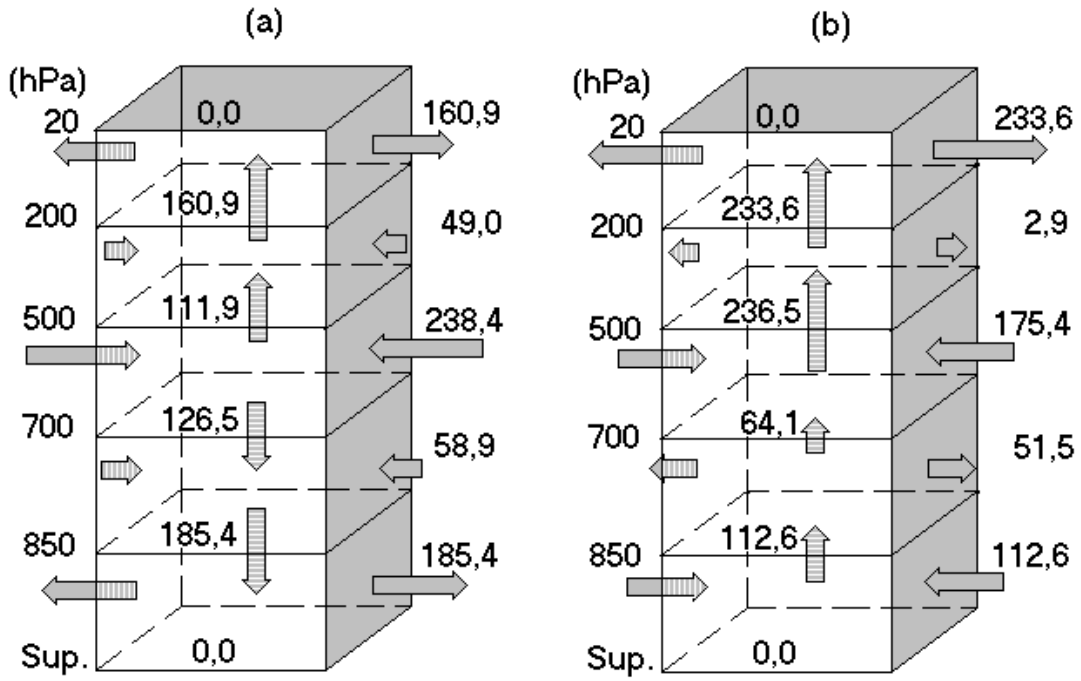

Figura 4.16 - Balanço de massa (10^7 kg/s) para o trimestre março-abril-maio de: (a) 1983 e (b) 1986. Área base: 36 ° - 46° W e 3° - 10° S

4.5 - BALANÇO DE VAPOR D'ÁGUA

O conteúdo de vapor d'água atmosférico que atravessou as faces laterais do "cubo" (faces leste; oeste; norte e sul) e o fluxo resultante obtido pela soma das faces, são apresentados por intermédio das Tabelas 4.5 e 4.6 para o trimestre março-abril-maio de 1983 e 1986, respectivamente. Os valores negativos indicam entrada de vapor d'água no "cubo" e os positivos, saída. Portanto, os resultados demonstram que a entrada de vapor d'água na parte norte do NEB se dá, efetivamente, através da face leste (em 36° W ao longo de 3°-10° S) numa intensidade de cerca de -20 x 10^7 kg/s. Esse resultado comprova a importância do Oceano Atlântico Sul no processo de fornecimento de vapor d'água para o

NEB e sua variabilidade depende essencialmente do posicionamento do anticiclone semi-permanente do Atlântico Sul.

Outro destaque é dado à face norte (em 3° S ao longo de 46°-36° W), zonalmente posicionada em três graus sul, por representar bem o comportamento da atuação do fluxo meridional de vapor d'água. Observa-se que em 1983 o fluxo de vapor d'água saindo do "cubo" através desta face, foi de 5,8 x 10^7 kg/s contra 1,0 x 10^7 kg/s para 1986. Desta forma, comprova-se, mais uma vez, que no ano seco de 1983 o fluxo meridional de vapor d'água atuou mais intensamente nesta latitude e, por sua vez, inibiu a penetração da ZCIT, assim como sua contribuição à pluviosidade desta área do NEB.

Os números apresentados nas Tabelas 4.5 e 4.6 poderão também ser interpretados como a quantidade de água em relação à área do retângulo, para o período de um dia. Para tanto, basta que se multiplique pelo fator de conversão dado por 10^{-7} ($\frac{86.400}{86.435\ 10^7}$ kg/m^{2}dia $\cong$ 10^{-7}mm/dia).

O resultado da integração vertical em cada face está representado nas Figuras 4.17 (a) e (b) para 1983 e 1986, respectivamente. Em 1983 tem-se importação de vapor d'água de -20,5 mm/dia na face leste e de -1,4 mm/dia na face sul e exportação de 17,9 mm/dia na face oeste e 5,8 mm/dia na face norte. A resultante para as quatro faces dá uma exportação de vapor d'água de 1,8 mm/dia indicando que, em março-abril-maio deste ano, a evapotranspiração excedeu a precipitação.

Procedendo da mesma forma, verifica-se que em 1986 houve importação de vapor d'água de -19,0 mm/dia na face leste e de -1,1 mm/dia na face sul e exportação de 17,4 mm/dia na face oeste e de 1 mm/dia na face norte. Assim, a resultante para as quatro faces do "cubo" dá uma importação de -1,7 mm/dia, caso em que a precipitação excedeu a evapotranspiração, sendo plenamente coerente com a caracterização de que em março-abril-maio de 1986 foi chuvoso.

Tabela 4.5 - Fluxo de vapor d'água (10^7 kg/s) por camada da atmosfera em cada face do cubo delimitado por 36 ° - 46° W e 3° - 10° S, para o trimestre março-abril-maio de 1983

Camada (m)	Leste	Oeste	Norte	Sul	Resultante
0 - 157	-0,691	0,362	0,473	-0,462	-0,318
157 - 288	-0,965	0,762	0,689	-0,556	-0,070
288 - 446	-1,279	1,151	0,920	-0,582	0,210
446 - 636	-1,616	1,534	1,158	-0,548	0,528
636 - 827	-1,912	1,893	1,314	-0,450	0,845
827 - 1136	-2,122	2,148	1,229	-0,263	0,992
1136 - 1463	-2,235	2,203	0,832	0,015	0,815
1463 - 1855	-2,289	2,078	0,281	0,303	0,373
1855 - 2362	-2,261	1,863	-0,219	0,413	-0,204
2362 - 2891	-2,086	1,609	-0,493	0,385	-0,585
2891 - 3569	-1,687	1,237	-0,452	0,289	-0,613
3569 - 4383	-1,093	0,791	-0,199	0,173	-0,328
4383 - 5360	-0,579	0,427	-0,004	0,082	-0,074
5360 - 6532	-0,187	0,161	0,064	0,007	0,045
6532 - 7939	0,086	-0,038	0,085	-0,031	0,102
7939 - 9638	0,208	-0,156	0,065	-0,070	0,047
9638 - 11583	0,152	-0,125	0,033	-0,066	-0,006
11583 - 13593	0,046	-0,038	0,020	-0,026	0,002
	-20,510	17,862	5,796	-1,387	1,761

Tabela 4.6 - Fluxo de vapor d'água (10^7 kg/s) por camada da atmosfera em cada face do cubo delimitado por 36 ° - 46° W e 3° - 10° S, para o trimestre março-abril-maio de 1986

Camadas (m)	Leste	Oeste	Norte	Sul	Resultante
0 - 157	-0,699	0,141	0,093	-0,493	-0,958
157 - 288	-0,926	0,505	0,213	-0,575	-0,783
288 - 446	-1,173	0,851	0,329	-0,598	-0,591
446 - 636	-1,409	1,201	0,450	-0,556	-0,314
636 - 827	-1,579	1,531	0,561	-0,451	0,062
827 - 1136	-1,670	1,807	0,596	-0,305	0,428
1136 - 1463	-1,717	1,978	0,473	-0,122	0,612
1463 - 1855	-1,766	1,986	0,167	0,124	0,511
1855 - 2362	-1,807	1,836	-0,207	0,371	0,193
2362 - 2891	-1,746	1,634	-0,501	0,460	-0,153
2891 - 3569	-1,525	1,357	-0,565	0,395	-0,338
3569 - 4383	-1,197	1,004	-0,436	0,321	-0,308
4383 - 5360	-0,867	0,697	-0,224	0,249	-0,145
5360 - 6532	-0,565	0,426	-0,043	0,139	-0,043
6532 - 7939	-0,271	0,281	0,024	0,026	0,060
7939 - 9638	-0,060	0,115	0,033	-0,039	0,049
9638 - 11583	0,011	0,017	0,017	-0,039	0,006
11583 - 13593	0,008	-0,002	0,011	-0,013	0,004
	-18,958	17,365	0,991	-1,106	-1,708

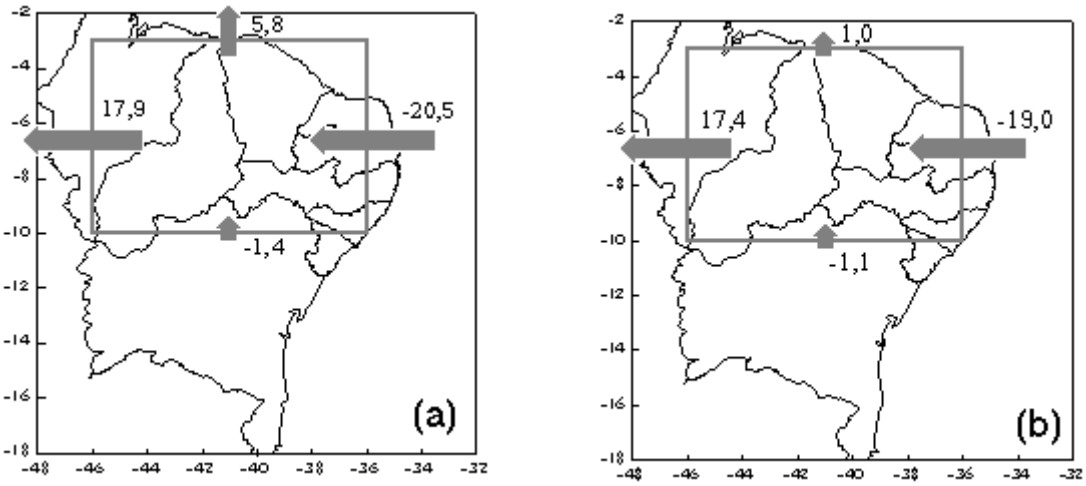

Figura 4.17 - Balanço do fluxo de vapor d'água (mm/dia) nas faces laterais do cubo (36°-46° W e 3°-10°S) sobre o NEB (mm/dia): (a) 1983 e (b) 1986

Por intermédio da Tabela 4.7 é possível notar o comportamento de cada mês do trimestre nos dois anos contrastantes. Para 1983, os três meses apresentaram balanço positivo (exportação de vapor d'água) enquanto para 1986 todos os meses apresentaram balanço negativo (importação de vapor d'água) com importação máxima em março, diminuindo seqüencialmente em abril e maio, quando já se estabelece o final do período de chuvas na área.

Pelas contribuições em diferentes camadas para o balanço de vapor d'água (Tabela 4.8) pode-se verificar que as maiores contribuições se dão nos níveis baixos da atmosfera, entre a superfície e 850 hPa, sendo que, nessa camada, a quantidade de vapor d'água exportada em 1983 foi de duas vezes a importada em 1986. Para 1983 tem-se exportação de 3,2 mm/dia e importação de -1,4 mm/dia, com balanço final de 1,8 mm/dia, mas para 1986 tem-se exportação de 0,6 mm/dia e importação de -2,3 mm/dia com balanço final de -1,7 mm/dia. Esses resultados são mostrados graficamente, através da Figura 4.18.

Tabela 4.7 - Balanço do fluxo de vapor d'água nas faces laterais do cubo (36°- 46° W e 3°-10°S) sobre o NEB (mm/dia)

	Ano de 1983				Ano de 1986			
Faces	março	abril	maio	trimestre	março	abril	maio	trimestre
Leste	-18,1	-21,2	-22,2	-20,5	-14,9	-19,6	-22,3	-19,0
Oeste	15,0	18,8	19,8	17,9	13,3	18,9	19,9	17,4
Norte	5,1	4,6	7,6	5,8	-1,7	-0,8	5,4	1,0
Sul	-0,2	-0,9	-3,1	-1,4	0,5	-0,4	-3,4	-1,1
Balanço	1,8	1,3	2,1	1,8	-2,8	-1,9	-0,4	-1,7

Tabela 4.8 - Balanço de vapor d'água para o trimestre março-abril-maio dos anos de 1983 e 1986

	Vapor d'água (mm/dia)	
Camadas (hPa)	Ano de 1983	Ano de 1986
Sup - 850	3,0	-1,5
850 - 700	-0,4	0,5
700 - 500	-1,0	-0,8
500 - 200	0,2	0,1
200 - 020	-	-
Importação	-1,4	-2,3
Exportação	3,2	0,6
Balanço	1,8	-1,7

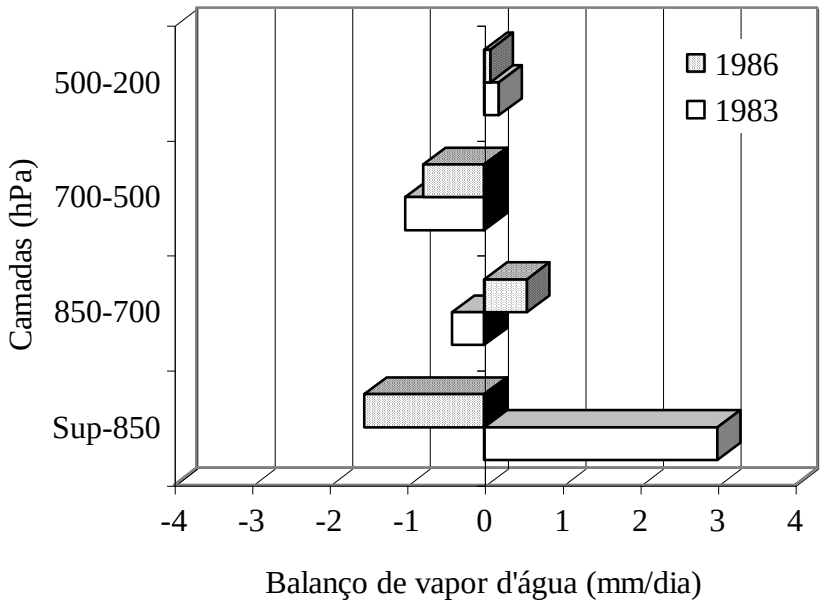

Figura 4.18 - Balanço de vapor d'água (mm/dia) para o trimestre março-abril-maio de 1983 e 1986

4.6 - TERMOS DA EQUAÇÃO DO BALANÇO D'ÁGUA

Na Tabela 4.9 são apresentados os valores dos termos da equação do balanço d'água avaliados para o "cubo", que correspondem à evapotranspiração $<\overline{ET}>$, divergência do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente $<\overline{\nabla.\vec{Q}}>$ e precipitação $<\overline{P}_i>$, em que a barra "—" representa a média no tempo e "< >" a média no retângulo. O índice "i" no termo da precipiação equivale a "r" $(i \equiv r)$ e indica que a mesma foi obtida pelo resíduo $\left(<\overline{P}_r> = <\overline{ET}> - <\overline{\nabla.\vec{Q}}>\right)$. Para o índice igual a "R" $(i \equiv R)$ a precipitação foi obtida pelo modelo RAMS e, finalmente, para o índice igual a "o" $(i \equiv o)$ implica na precipitação observada, ou seja, medida através de pluviômetro.

Os valores das taxas diárias da pluviosidade obtidas pelos resíduos mostraram-se relativamente próximos dos observados; entretanto, as taxas obtidas pelo modelo RAMS apresentaram grande discrepância, quando comparadas com as precipitações observadas, fato explicável, dado que, o modelo utiliza para obter a precipitação, a parametrização de Kuo que leva em consideração grandes convecções (convecção profunda) ou seja, nuvens de grande desenvolvimento vertical, porém na região do NEB as convecções em nuvens rasas, embora não produzam precipitação, contribuem significativamente no processo de desenvolvimento das nuvens profundas. Parametrização desenvolvida por Souza (1999), leva em conta as nuvens rasas (convecção rasa) e está sendo implementada com sucesso no modelo RAMS. Outra questão para explicar este fato está relacionado com o termo "b" da parametrização de Kuo, uma vez que o mesmo não está devidamente ajustado para a região do NEB, afetando diretamente a eficiência da precipitação (1-b) gerada através do modelo.

Tabela 4.9 - Precipitação (mm/dia) para o trimestre março-abril-maio dos anos de 1977, 1983 e 1986: $<\overline{P}_r>$ obtida pelo resíduo; $<\overline{P}_R>$ obtida pelo RAMS e $<\overline{P}_O>$ observado (área: 36°- 46° W e 3°-10°S)

	Evapotranspiração	Divergência	Precipitação		
	$<\overline{ET}>$	$<\overline{\nabla \cdot \vec{Q}}>$	$<\overline{P}_r>$	$<\overline{P}_R>$	$<\overline{P}_O>$
1977	3,3	-0,4	3,7	1,3	4,9
1983	3,6	1,8	1,9	0,9	2,0
1986	3,5	-1,7	5,2	1,5	5,9

A opção de se estimar a precipitação em função dos demais termos do balanço d'água se deve à possibilidade de comparação com a precipitação observada mas,

dependendo da natureza da aplicação, é preferível calcular-se a evapotranspiração pelo resíduo $<\overline{ET}> = <\overline{\nabla.\vec{Q}}> + <\overline{P}>$.

Os resultados do balanço d'água para o norte do NEB através do RAMS, mostraram-se satisfatórios, apesar de que, em estudos futuros, faz-se necessário superar algumas limitações na inicialização da simulação, como uso da temperatura da superfície do mar observada para o período, ao invés da média climatológica, e o comportamento espacial do tipo de solo e umidade, ao invés de uma condição homogênea.

Os resultados obtidos da precipitação no norte do NEB através dos resíduo, levam a crer que existe boa consistência nos dados de vento, umidade específica e fluxo de calor latente gerados nessa simulação.

5 - CONCLUSÕES

Os resultados obtidos através das simulações feitas pelo "Regional Atmospheric Modeling System" - RAMS, para o estudo do teor e transporte do vapor d'água atmosférico integrado verticalmente na atmosfera do Nordeste do Brasil - NEB, no trimestre março-abril-maio dos anos de 1977 (normal), 1983 (seco) e 1986 (chuvoso), permitiram as seguintes conclusões:

1. a água precipitável na atmosfera sobre o NEB diminui de norte para sul, apresenta uma variação significativa com a orografia, de forma que regiões baixas armazenam mais vapor d'água que regiões altas e é maior ao longo do litoral do NEB que em seu interior, com forte gradiente ao longo da costa, caracterizando bem a interface oceano/continente;

2. no ano chuvoso de 1986, a concentração de vapor d'água sobre o NEB foi mais alta que no ano seco de 1983; entretanto, esta diferença não se constitui no principal fator responsável pela qualidade da estação chuvosa do norte do NEB, uma vez que, em ambos os anos, houve bastante vapor d'água disponível na atmosfera;

3. o suprimento de vapor d'água para a atmosfera do NEB é feito pelos ventos Alísios, que transportam umidade do Oceano Atlântico Tropical para o interior da região e variam dependendo do posicionamento do Anticiclone Semipermanente do Atlântico Sul;

4. em 1986, na parte norte do NEB, a componente meridional do fluxo de vapor d'água, verticalmente integrada, esteve menos intensa que a normal, constituindo-se num indicativo da atuação que a Zona de Convergência Intertropical sobre a região;

5. a atmosfera sobre o norte do NEB esteve mais instável no trimestre chuvoso de 1986, apresentando maior incidência de componente meridional do fluxo de vapor d'água negativa, ou seja, de norte para sul;

6. a distribuição de evapotranspiração e os fluxos superficiais de calor latente e sensível, e o saldo de radiação, mostraram-se consistentes, com valores observados sobre o continente; entretanto, os resultados para o oceano carecem de comprovações através de medições;

7. as condições dinâmicas no período chuvoso do norte do NEB favoreceram a convecção em 1986, com importação de massa nos níveis baixos e médios, e exportação nos níveis altos; já para 1983, as condições dinâmicas, atuaram em média, desfavoravelmente, inibindo ou reduzindo a convecção com exportação de massa nas camadas baixas e altas, e importação nas camadas intermediárias;

8. o fluxo de vapor d'água através da face norte do "cubo" sobre o NEB foi o que apresentou maior variação, 5,8 mm/dia para 1983 e 1,0 mm/dia para 1986, uma diferença de 4,8 mm/dia (redução de 83%) e confirma o enfraquecimento do fluxo meridional de vapor d'água favorecendo a atuação da Zona de Convergência Intertropical sobre esta região, em 1986;

9. no período chuvoso houve importação de vapor d'água de -1,7 mm/dia e, no período seco ocorreu exportação de 1,8 mm/dia;

10. as taxas da pluviosidade para o norte do NEB, obtidas pelos resíduos, mostram-se concordantes em comparação com os valores observados.

Esta simulação feita com o modelo RAMS, foi capaz de reproduzir, com coerência, entendimentos obtidos anteriormente em estudos com sondagens aerológicas.

Este fato contribui, efetivamente, para credenciar este modelo como importante ferramenta a ser utilizada em estudos do vapor d'água atmosférico e seu transporte na região do NEB. O uso desta ferramenta possibilita fazerem-se prognósticos, simularem-se situações idealizadas e, o mais importante, permite autonomia operacional com baixo custo financeiro. Desta forma e motivado pelo desenvolvimento deste trabalho, foi possível criar-se as condições iniciais de infra-estrutura no DCA/CCT, capazes de possibilitar a continuidade da pesquisa nesta área, entre outras relacionadas à modelagem de mesoescala.

6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ÁVILA NETTO, J. ***Necessidades hídricas da videira européia.*** Campina Grande: DCA/CCT/UFPb, 1997. 85p (Dissertação de mestrado).

AVISSAR, R.; PIELKE, R.A. A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. ***Monthly Weather Review.*** AMS, Boston, USA. 117, 2113-2136. 1989.

AZEVEDO, P.V.; RAO, T.V.R.; AMORIM NETO, M.S.; PEREIRA, J.R.O.; SOBRINHO, J.E.; MACIEL, G.F. Necessidades hídricas da cultura do algodoeiro. ***Pesquisa Agropecuária Brasileira***, Brasilia. 7, 863-870. 1993.

BARNES, S.L. A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. ***Journal of Applied Meteorology.*** AMS, Boston, USA. 3, 396-409. 1964.

BENTON, G.S.; ESTOQUE, M.A. Water-vapour transfer over the North American Continent. ***Journal of Meteorology.*** 11, 462-477. 1954.

BRAGA, C.C. Inter-relações entre padrões de índices de vegetação e de pluviometria no Nordeste do Brasil. Campina Grande, CDRN/CCT/UFPb. 2000. 129 p. (Tese de doutorado).

CAVALCANTI, E.P. ***Aspectos energéticos da atmosfera sobre o Nordeste do Brasil.***. Campina Grande, CMMet/DCA/CCT/ UFPb. 1986. 88 p. (Dissertação de Mestrado).

CAVALCANTI, E.P.; AZEVEDO, P.V. de; GANDU, A.W. Transporte e balanço d'água na atmosfera do Nordeste Brasileiro. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA E II REUNIÃO LATINO-AMERICANA DE AGROMETEOROLOGIA, 1999, Florianópolis. ***Anais, CD ROM.*** Florianópolis: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia. 1999.

CAVALCANTI, E.P.; CEBALLOS, J.C.; VALADÃO, C.E. de Á. Vapor d'água sobre Campina Grande, Barbalha e Fortaleza durante o experimento "EMAS". In: IX CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1996, Campos do Jordão. ***Anais, Vol. 1.*** Campos do Jordão: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 850-854. 1996.

CAVALCANTI, E.P.; SOUZA, F.A.S.; FILHO, M.F.G.; GANDU, A.W. Simulação numérica da precipitação para o Estado da Paraíba. ***Atmosfera & Água.*** Maceió, AL. 4, 36-40. 1998.

CHEN, C.; COTTON, W.R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. ***Boundary Layer Meteorology.*** Dordrecht. Netherlands. 25, 289-321. 1983.

CHEN, C.; COTTON, W.R. The physics of the marine stratocumulus-capped mixed layer. ***Journal of the Atmospheric Sciences.*** AMS, Boston, USA. 44, 20, 2951-2977. 1987.

CHEN, T.C.; PFAENDTNER, J. On the atmospheric branch of the hydrological cycle. ***Journal of Climate***. AMS, Boston, USA. 6, 161-167. 1993.

DEARDORFF, J.W. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. ***Boundary Layer Meteorology.*** Dordrecht. Netherlands. 18, 495-527. 1980.

GAFFEN, D.J.; ELLIOTT, W.P. Column water vapor content in clear and cloudy skies. ***Journal of Climate.*** AMS, Boston, USA. 6, 2278-2287. 1993.

GARCIA, H.C.; GARAVELLO, T.M. ***Lições de geografia.*** 7. Ed. São Palulo: Editora Scipione Ltda, 1996. 128 p.

HALLAK, R.; DIAS, P.L. da S. A operacionalização da previsão regional com o RAMS no DCA/IAG/USP. In: IX CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. Campos do Jordão, 1996. ***Anais, volume 1***. Campos do Jordão: Sociedade Brasileira de Meteorologia 795-799. 1996.

HASTENRATH, S.L. The flux of atmospheric water vapor over Caribbean Sea and Gulf of Mexico. ***Journal of Applied Meteorology.*** AMS, Boston, USA. 5, 778-788. 1966.

HIGGINS, R.W.; MO, K.C.; SCHUBERT, S.D. The moisture budget of the central United States in springs as evaluated in the NCEP/NCAR and NASA/DAO reanalyses. ***Monthly Weather Review.*** AMS, Boston, USA. 124, 939-963. 1996.

HOWARTH, D.A. Seasonal variations in the vertically integrated water vapor transport fields over the Southern Hemisphere. ***Monthly Weather Review.*** AMS, Boston, USA. 111, 1259-1272. 1983.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. ***Bulletin of the American Meteorological Society.*** AMS, Boston, USA. 77, 3, 437-471. 1996.

KALNAY, E.; JANNE, R. Summary of the NMC/NCAR reanalysis workshop of April 1991. ***Bulletin of the American Meteorological Society.*** AMS, Boston, USA. 72, 12, 1897-1904. 1991.

KLEMP, J.B.; DURRAN, D.R. An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoescale models. ***Monthly Weather Review.*** AMS, Boston, USA. 111, 430-444. 1983.

KLEMP, J.B.; LILLY, D.K. Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. ***Journal of the Atmospheric Sciences.*** AMS, Boston, USA. 35, 78-107. 1978.

KLEMP, J.B.; WILHELMSON, R.B. The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. ***Journal of the Atmospheric Sciences.*** AMS, Boston, USA. 35, 1070-1096. 1978.

KUO, H.L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. ***Journal of the Atmospheric Sciences.*** AMS, Boston, USA. 31, 1232-1240. 1974.

KOUSKY, V.E. Frontal influences on Northeast Brazil. ***Monthly Weather Review.*** AMS, Boston, USA. 107, 1140-1153. 1979.

KOUSKY, V.E.; GAN, M.A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical south Atlantic. ***Tellus.*** Copenhagen, Denmark. 33, 539-551. 1981.

LEITÃO, M.M.V.R.; OLIVEIRA, G.M. Influência da irrigação sobre o albedo. ***Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental***. Campina Grande, PB. 2, 214-218. 2000.

LEITÃO, M.M.V.R.; MOURA, M.S.B.; SALDANHA, T.R.F.C.; SOBRINHO, J.E.; OLIVEIRA, G.M. Balanço de radiação sobre um solo descoberto para quatro períodos do ano. ***Revista de Ciência & Tecnologia***. Santa Barbara do Oeste, SP. 15, 57-64. 2000.

LOUIS, J.F. A parametric model of vertical eddy fluxes in atmosphere. ***Boundary Layer Meteorology***. Dordrecht. Netherlands. 17, 187-202. 1979.

MAHRER, Y.; PIELKE, R.A. A numerical study of the airflow over irregular terrain. ***Beitrage zur Physik der Atmosphere.*** 50, 98-113. 1977.

McCUMBER, M.C.; PIELKE, R.A. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. ***Journal of Geophysical Research.*** Washington, USA. 86, 10, 9929-9938. 1981.

MELLOR, G.L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. ***Journal of the Atmospheric Sciences.*** AMS, Boston, USA. 31, 7, 1791-1806. 1974.

MO, K.C.; HIGGINS, R.W. Large-scale atmospheric moisture transport as evaluated in the NCEP/NCAR and the NASA/DAO reanalyses. ***Journal of Climate.*** AMS, Boston, USA. 9, 1531-1545. 1996.

MOLINARI, J. A general form of Kuo's cumulus parameterization. ***Monthly Weather Review.*** AMS, Boston, USA. 113, 1411-1416. 1985.

MOLINARI, J.; CORSETTI, T. Incorporation of cloud-scale and mesoscale downdrafts into a cululus parameterization: results of one- and three-dimensional integrations. ***Monthly Weather Review.*** AMS, Boston, USA. 113, 485-501. 1985.

MOURA, A.D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. ***Journal of the Atmospheric Sciences.*** AMS, Boston, USA. 38, 2653-2675. 1981.

NAMIAS, J. Influence of northern hemisphere general circulation on drought in Northeast Brazil. ***Tellus.*** Copenhagen, Denmark. 24, 336-343. 1972.

NYBERG, A. A computation of the evaporation in Southern Sweden during 1957. ***Tellus.*** Copenhagen, Denmark. 4, 473-483. 1965.

ORLANSKI, I. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. ***Journal Comput. Phys.*** 21, 251-269. 1976.

PEIXOTO, J.P. ***O campo da divergência do transporte de vapor de água na atmosfera.*** In: Rev. Fac. Ciências de Lisboa, Portugal. separata, 2ª série B. v. 7, 25-56. 1959.

PEIXOTO, J.P. ***Atmospheric vapor flux computations for hydrological purposes. World Meteorological Organization.*** Geneve: WMO/IHD Report n. 20 WMO. 1973. 83p.

PEIXOTO, J.P. ***Moisture transport in the atmosphere over the Mediterranean region.*** Paris: UNESCO. Technical Documents in Hydrology. 1981. 34p.

PEIXOTO, J.P.; OORT, A.H. ***The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate.*** Variation in the Global Water, D. Reidel Publishing. 5-65. 1983

PEIXOTO, J.P.; OORT, A.H. ***Physics of climate.*** New York: American Institute of Physics, 1992. 520 p.

PHILANDER, S.G.H. ***El Niño, La Niña, and the southern oscilation.*** Academic Press. 1990. 293 p.

PIELKE, R.A. ***Mesoscale meteorological modeling***. Academic Press. 1984. 612p.

PIELKE, R.A.; COTTON, W.R.; WALKO. R.L.; et al. A comprehensive meteorological modeling system - RAMS. ***Meteorology and Atmospheric Physics.*** Austria. 49, 69-91. 1992.

PRATES, J.E.; DIAS, M.A.F da S. da. Assimilação de dados em um modelo regional em área com topografia complexa: uma análise de desempenho. In: IX CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. Campos do Jordão, 1996. ***Anais, volume 2***. Campos do Jordão: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1400-1403. 1996.

RAO, V.B.; CAVALCANTI, I.F.A.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. ***Journal of Geophyssical Research.*** Washington, USA. 27, 26539-26551. 1996.

RAO, V.B.; CHAPA, S.R.; CAVALCANTI, I.F.A. Moisture budget in the tropics and the Walker circulation. ***Journal of Geophyssical Research.*** Washington, USA. 103, 13713-13728. 1998.

RAO, V.B.; MARQUES, V. da S. Water vapor characteristics over Northeast Brazil during two contrasting years. ***Journal of Climate and Applied Meteorology.*** AMS, Boston, USA. 23, 3. 440-444. 1984.

RASMUSSON, E.M. Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America: Part I. Characteristics of the water vapor flux field. ***Monthly Weather Review.*** AMS, Boston, USA. 95, 7. 403-426. 1967.

RASMUSSON, E.M.; CARPENTER, T.H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. ***Monthly Weather Review.*** AMS, Boston, USA. 110, 354-384. 1982.

RASMUSSON, E.M. A study of hydrology of eastern North America using atmospheric vapor flux data. ***Monthly Weather Review.*** AMS, Boston, USA. 99, 2. 1971.

RATHOR, H.S.; ARAÚJO, M.A.A.; MELLO, C.C. Atmospheric water vapour flux and its divergence over the drought prone region of tropical Northeast Brazil. ***Revista Brasileira de Geofísica.*** Rio de Janeiro, Brasil. 3, 107-113. 1987.

ROSEN, R.D.; SALSTEIN, D.A.; PEIXOTO, J.P. Variability in the annual fields of large-scale atmospheric water vapor transport. ***Monthly Weather Review.*** AMS, Boston, USA. 107. 26-37. 1979.

ROSEN, R.D.; SALSTEIN, D.A.; PEIXOTO, J.P. Streamfunction analysis of interannual variability in large-scale water vapor flux. ***Monthly Weather Review.*** AMS, Boston, USA. 107. 1682-1684. 1980.

ROUCOU, P.; ARAGÃO, J.O.R. de; HARZALLAH, A.; FONTAAINE, B.; JANICOT, S. Vertical motion changes related to north-east Brazil rainfall variability: A GCM simulation. ***International Journal of Climatology.*** AMS, Boston, USA. AMS, Boston, USA. 16, 879-891. 1996.

SALATHÉ , E.P.; CHESTERS, D.; SUD, Y.C. Evaluation of the upper-tropospheric moisture climatology in a general circulation model using TOVS radiance observations. ***Journal of Climate.*** AMS, Boston, USA. 8, 2404-2414. 1995.

SALSTEIN, D.A.; ROSEN, R.D; PEIXOTO, J.P. Modes of variability in annual hemispheric water vapor and tranport fields. ***Journal of the Atmospheric Sciences.*** AMS, Boston, USA. 40, 788-803. 1983.

SANTOS, I. de A.; DIAS, P.L. da S. O impacto da inicialização física no estudo da precipitação amazônica. In: IX CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. Campos do Jordão, 1996. ***Anais, volume 2***. Campos do Jordão: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1300-1305. 1996.

SELLERS, W.D. ***Physical climatology***. 3. Ed. Chicago, University of Chicago Press, 1969. 272p.

SILVA, M.G.A.J. da; SANTOS, I.A. Uma verificação estatística de modelo de mesoescala no sudeste do Brasil. In: IX CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. Campos do Jordão, 1996. ***Anais, volume 2***. Campos do Jordão: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 974-976. 1996.

SILVA, R.R. da; FERREIRA, A.G.; OLIVEIRA, R.S.; GANDU, A.W. Assimilação pelo RAMS da TSM e sua influência na previsão numérica da precipitação sobre o NEB**.** In:

IX CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. Campos do Jordão, 1996. ***Anais, volume 1***. Campos do Jordão: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 447-450. 1996b.

SILVA, R.R. da; FILHO, V. de P.S.; GANDU, A.W.; et al. RAMS analisys performance of atmospheric simulations during EMAS-I-Experiment. In: IX CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. Campos do Jordão, 1996. ***Anais, volume 1***. Campos do Jordão: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 775-778. 1996d.

SILVA, R.R. da; TEXEIRA, R.F.B.; GANDU, A.W.; SAKAMOTO, M.S. Assimilação de sondagens TOVS para inicializar o modelo de mesoescala RAMS**.** In: IX CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. Campos do Jordão, 1996. ***Anais, volume 1***. Campos do Jordão: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 603-607. 1996c.

SILVA, R.R. da; VITORINO, M.I.; COSTA, A.A.; et al. A experiência da FUNCEME na utilização do RAMS como ferramenta de previsão numérica de tempo. In: IX CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. Campos do Jordão, 1996. ***Anais, volume 1***. Campos do Jordão: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 770-774. 1996a.

SILVA, V. de P.R. da. ***Estimativa das necessidades hídricas da mangueira.*** Campina Grande. CDRN/DCA/CCT/UFPb. 129p. 2000. (Tese de doutorado).

SIMELLE, M.E. ***Geoatlas.*** São Paulo: Editora Ática. 1991.

SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations. Part I, The basic experiment. ***Monthly Weather Review.*** AMS, Boston, USA. 91, 99-164. 1963.

SOUZA, E.P. de. ***Estudo teórico e numérico da relação entre convecção e superfícies heterogêneas na região amazônica.*** São Paulo. DCA/IAG/USP. 1999. 121p (Tese de doutorado).

SPAR, J. A suggested technique for quantitative precipitation forecasting. ***Monthly Weather Review.*** AMS, Boston, USA. 81, 217-221. 1953.

STRANG, D.M.G. ***Análise climatológica das normais pluviométricas do Nordeste Brasileiro.*** São José dos Campos: CTA, 1972. (IAE-M-02/72).

TRENBERTH, K.E.; SHEA, D.J. On the evolution of the Southern Oscillation. ***Monthly Weather Review.*** AMS, Boston, USA. 115, 3078-3096. 1987.

TRIPOLI, G.J.; COTTON, W.R. A numerical investigation of several factors contributing to the observed variable intensity of deep convection over south Florida. ***Journal of Applied Meteorology.*** AMS, Boston, USA. 19, 1037-1063. 1980.

TRIPOLI, G.J.; COTTON, W.R. The use of ice-liquid water potential temperature as a thermodynamic variable in deep atmospheric models. ***Monthly Weather Review.*** AMS, Boston, USA. 109, 1094-1102. 1981.

TRIPOLI, G.J.; COTTON, W.R. The Colorado State University three-dimensional cloud mesoescale model - 1982. Part I: General theoritical framework and sensitivity experiments. ***Journal de Recherches Atmosphériques.*** 16, 185-219. 1982.

WALKO, R.L.; TREMBACK, J.C.; HERTENSTEIN, R.F.A. ***The regional atmospheric modeling system***. Version 3b, User's Guide. Fort Collins: ASTER Division. 1995. 121 p.

WALKO, R.L.; COTTON, W.R.; MEYERS, M.P.; HARRINGTON, J.Y. New RAMS cloud microphysics parameterization part I: the single-moment scheme. ***Journal of Atmospheric Research***. Elsevier Science B.V., Amsterdam. 38, 29-62. 1995.

WITTMEYER, I.L.; HAAR, T.H.V. Analysis of the global ISCCP TOVS water vapor climatology. ***Journal of Climate.*** AMS, Boston, USA. 7, 325-333. 1994.