AVALIAÇÃO HIDROLÓGICA E METEOROLÓGICA PARA A TRASPOSIÇÃO DE ÁGUAS DA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO

Ana Paula Lima Marques da Silva

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Aprovada por:

_____
Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

_____
Prof. Isimar de Azevedo Santos, DSc.

_____
Prof. Cláudio Freitas Neves, Ph.D.

_____
Prof. Edílson Marton, DSc.

_____
Prof. Manoel de Melo Maia Nobre, Ph.D.

_____
Prof. Pedro Leite da Silva Dias, Ph.D.

_____
Prof. Wallace Figueiredo Menezes, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL
OUTUBRO DE 2004

SILVA, ANAPAULA LIMA MARQUES DA

Avaliação hidrológica e meteorológica para a transposição de águas da bacia do rio São Francisco [Rio de Janeiro] 2004

XVII, 268 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, D.Sc., Engenharia Civil, 2004)

Tese - Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE

1. Rio São Francisco
2. Transposição de águas
3. Modelagem atmosférica
4. Modelagem hidrológica
5. Umidade do solo

I. COPPE/UFRJ II. Título (série)

Aos meus pais,
Iolanda e Antônio Carlos,
pela dedicação, pelo amor
incondicional e pelo estímulo
constante dos meus ideais.

Aos meus irmãos,
Alexandre e Carlos Roberto,
A minha madrinha,
Tia Nevinha,
pelo incentivo e pelo apoio.

As minhas cunhadas,
Lêda e Marcela,
pelas demonstrações
de afeto e de carinho.

AGRADECIMENTOS

A DEUS, pelas graças da vida e da inteligência;

À FAPERJ (Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro) e ao CNPq, pelo apoio financeiro nas etapas deste curso;

Aos Professores Dr. Isimar de Azevedo Santos e Dr. Otto Corrêa Rotunno Filho, pelos ensinamentos transmitidos, pela paciência, dedicação, orientação acadêmica deste trabalho e sobretudo, pela confiança demonstrada, que foram imprescindíveis para a realização desta pesquisa;

Ao Professor Dr. Cláudio Freitas Neves, pela atenção e o privilégio de sua amizade;

Ao corpo docente do Curso de Ciências Atmosféricas e, em especial, àqueles dos quais tive a oportunidade de ser aluna, pelos ensinamentos transmitidos. Também aos seus funcionários, pela atenção e respeito com que sempre me trataram. Em especial, agradeço à Dulce (Meteorologia), à Glace e à Marise (Oceânica), à Rita, à Beth e ao Jairo (Civil), à Valéria, ao Fernando, ao Jairo, ao Raul e ao Franklin (Área de Recursos Hídricos);

Ao meu amigo Edinaldo Santos, pelo carinho e incentivo em todas as fases desta jornada;

Ao Thelmo Fernandes, pelo laço de amizade fortalecido, pelo carinho e pela alegria de poder tê-lo como uma pessoa especial em minha vida;

À Alessandra Cristina Valentim, que me presenteou com sua amizade fraterna. E que, mesmo distante, soube se fazer presente;

Às pessoas maravilhosas com as quais eu convivi e sempre torceram pelo meu sucesso, em especial à Célia Paiva, à Fernanda Thomas, ao Homero, ao Celso, à Lus Fleming, à Michely Libos, ao Marcelo Salimeni, à Olga, à Mônica da Hora, à Rosilene, ao Sibias, ao grupo PET, em especial à Fernanda Brenny, ao Igor e à Vivian Amaral;

Aos colegas do Laboratório de Hidrologia, em especial, Evaristo, Sergio, Paulo Marcelo, Paulo Carneiro e José Roberto, pelos laços de amizade construídos durante esse tempo.

Finalmente, a todas as demais pessoas e instituições que contribuíram para a realização deste trabalho.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

AVALIAÇÃO HIDROLÓGICA E METEOROLÓGICA PARA A TRASPOSIÇÃO DE ÁGUAS DA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO

Ana Paula Lima Marques da Silva

Outubro/2004

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Isimar de Azevedo Santos.

Programa: Engenharia Civil

As adversidades climáticas têm gerado, com freqüência, eventos hidrológicos extremos de precipitação, enchentes e secas, podendo influenciar negativamente no desenvolvimento socioeconômico de uma dada região. Nesta pesquisa, o interesse hídrico desenvolvimentista concentrou-se na região nordeste do Brasil. Por sua vez, o projeto de transposição das águas do rio São Francisco tem merecido, desde longa data, a atenção da sociedade brasileira como uma possível solução para tal desafio. Este trabalho, complementarmente ao instrumental hidrológico do tipo chuva-vazão estrito até hoje empregado na avaliação da transposição, inova ao simular os efeitos da transposição nas regiões doadora e receptora enfocando variáveis meteorológicas através do modelo atmosférico regional RAMS, com destaque para os diferentes fenômenos meteorológicos atuantes na região, em especial o El Niño e La Niña. Inicialmente, foram investigados os comportamentos pluviométrico e fluviométrico nos vários trechos do rio São Francisco. Em uma segunda etapa, simulações diversas foram conduzidas para dados de reanálises do NCEP. Os resultados revelaram que o projeto do rio São Francisco merece ser rediscutido em outras bases técnico-científicas, tendo em vista as distintas configurações de vapor de água e especificidades na interação continente-oceano em períodos de El Niño e La Niña, que afetam significativamente o comportamento hidrológico nos diferentes trechos da bacia do rio São Francisco.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

HYDROLOGIC AND METEOROLOGICAL EVALUATION FOR TRANSPOSITION OF SÃO FRANCISCO'S RIVER BASIN

Ana Paula Lima Marques da Silva

October/2004

Advisors: Otto Corrêa Rotunno FIlho

Isimar de Azevedo Santos.

Department: Civil Engineering

The climatic adversities have generated, frequently, extreme hydrological events of precipitation, floods and droughts, which can negatively influence the socioecomical development of a certain region. In this research, the developmental hydric focus was chosen to be the Northeast of Brazil, in the sence of a development based on water resources. On the other hand, the São Francisco water diversion project has deserved, since a long time, the attention of the Brazilian society as a potential solution for that challenge. This work, jointly with the strict rainfall-runoff hydrologic techniques used up to this moment for the diversion evaluation, innovates with the simulation of the diversion effect on the granting and receiving region, focusing on the meteorological variables through the atmospheric regional model RAMS. In addition, it emphasizes the different meteorological phenomena acting on the region, specially the El Niño and the La Niña. Initially, the rainfall and runoff behavior were examined for the different reaches of the São Francisco river. At a second stage, different simulation runs were conducted with NCEP data reanalysis. The results revealed that the São Francisco project deserves to be reconsidered under a new technical-scientific framework, due to the different water vapor configurations and special features related to the continental-ocean interaction in periods of El Niño and La Niña, which affect significantly the hydrological behavior along the São Francisco river watershed.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO 1
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 9
2.1 - Modelagem hidrológica 10
2.1.1 - Modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão 13
2.1.2 - Discussões sobre o uso de um modelo hidrológico 18
2.1.3 - Calibração de um modelo hidrológico 20
2.1.4 - Aspectos de calibração-validação aplicados a modelos hidrológicos distribuídos com base física 21
2.1.5 - Críticas e diretrizes para modelos hidrológicos distribuídos com base física 22
2.1.6 - Análise de sensibilidade em modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão 24
2.1.7 - Diretrizes da integração hidrológico-atmosférica 27
2.2 - Fenômenos atmosféricos 33
2.3 - Ciclo hidrológico 37
2.4 - Modelos atmosféricos 40
2.4.1 - Sistema de modelagem atmosférica regional (*Regional Atmospheric Modeling System-RAMS*) 45
CAPÍTULO 3 – CARACTERIZAÇÃO DA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO 48
3.1 – A Região Nordeste do Brasil 48
3.1.1 – Zona da mata 48
3.1.2 - Agreste 49
3.1.3 - Sertão 49
3.1.4 – Polígono das secas 49
3.2 - Bacia do rio São Francisco 51
3.2.1 – Características físicas 52
3.2.2 – Características climáticas 54
3.2.3 – Características geológicas 56
3.2.4– Características da cobertura vegetal 56

3.2.5 – Uso e ocupação do solo e seus impactos climáticos nos recursos hídricos 59
3.2.6 - Disponibilidades hídricas 60
3.2.6.1 - Águas subterrâneas 60
3.2.6.2 - Águas superficiais 61
3.2.7 - Saneamento ambiental 62
3.2.7.1 - Abastecimento de água 63
3.2.7.2 - Coleta de esgotos sanitários 64
3.2.8 – Usos múltiplos dos recursos hídricos 65
3.2.8.1 – Irrigação 66
3.2.9 - Geração de energia 67
3.2.10 – Eventos críticos 69
3.2.10.1 – Enchentes 69
3.3 – Projeto de transposição de águas do rio São Francisco 71
3.3.1 – Exemplos de transposição de águas no mundo 72
3.3.2 - Histórico do projeto do rio São Francisco 73
3.3.3 - Descrição do projeto do rio São Francisco 77
CAPÍTULO 4 – METODOLOGIA 80
4.1 – Análise da precipitação na bacia do rio São Francisco 82
4.2 - Análise histórica da vazão na bacia do rio São Francisco 86
4.3 – Modelo Regional RAMS 89
4.3 1 – Características do RAMS 91
4.3.2) Dados de entrada 92
4.3.3) Equações prognósticas e diagnósticas 93
4.3.4) Estrutura da grade 93
4.3.5) Solo e vegetação 93
4.3.6) Modelo de radiação 93
4.3.7) Parametrização convectiva 94
4.3.8) Parametrização de microfísica 94
4.4 – Dados utilizados 94
4.5 – Simulação com o modelo RAMS 95

4.6 – Análise da sensibilidade do modelo 95
4.7 - Avaliação da transposição das águas do rio São Francisco 96
CAPÍTULO 5 - ANÁLISE E RESULTADOS 98
5.1 - Análise da precipitação na bacia do rio São Francisco 98
5.2 - Análise da vazão na bacia do rio São Francisco 112
5.3 – Simulação do Experimento 126
5.3.1 - Análise de Sensibilidade do Modelo RAMS – Umidade do Solo 128
5.3.2 - Representação do vento (m/s) 135
5.3.2.1 - Representação do vento no período de El Niño 136
5.3.2.2 -Representação do vento no período de La Niña 137
5.3.3 – Vapor de água – El Niño 139
5.3.4 -Precipitação – El Niño 147
5.3.5 – Movimento vertical – El Niño 152
5.3.6 - Vapor de água – La Niña 157
5.3.7 – Precipitação - La Niñ 163
5.3.8 – Movimento vertical – La Niña 171
CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES 175
CAPÍTULO 7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 182
APÊNDICE A - FENÔMENOS ATMOSFÉRICOS 218
APÊNDICE B – *REGIONAL ATMOSPHERIC MODELING SYSTEM* – RAMS 233
APÊNDICE C – RAMSIN 257

Lista de Figuras

Figura 1.1 – Índice de desenvolvimento humano municipal das regiões do Brasil (1970-1991) (fonte: IBGE, 1991). 2

Figura 1.2 – Índice de condição de vida –ICV- de renda das regiões do Brasil (1970-1991) (fonte: IBGE, 1991). 2

Figura 1.3 - Distribuição espacial da precipitação (mm) na bacia do São Francisco (Fonte: PRHBH, 2004). 5

Figura 2.1 – Representação esquemática do ciclo hidrológico. 38

Figura 3.1 – Representação da bacia do rio São Francisco (Fonte: PRHBH, 2004). 51

Figura 3.2 - Relevo da bacia do rio São Francisco (Fonte: IBGE,2001). 54

Figura 3.3 – Precipitação média anual do vale do São Francisco (1961 a 1990) (Fonte: PRHBH, 2004). 55

Figura 3.4 – Tipos de vegetação. 57

Figura 3.5 – Densidade demográfica na bacia (Fonte: PRHBH, 2004). 60

Figura 3.6 – Reservatório de águas subterrâneas no Nordeste brasileiro. 61

Figura 3.7 –. Cobertura de abastecimento de águas nas micro bacias que contêm as sedes municipais (Fonte: PRHBH, 2004). 64

Figura 3.8 – Cobertura de coleta de esgoto nas microbacias que contém as sedes municipais (Fonte: PRHBH, 2004). 65

Figura 3.9 – Relação entre área irrigada e área total nas microbacias da Bacia e principais pólos de irrigação da CODEVASF (Fonte:PRHBH, 2004). 67

Figura 3.10 – Hidrelétricas em operação com potência acima de 30MW (Fonte: PRHBH, 2004). 68

Figura 3.11 – Principais reservatórios situados no rio São Francisco (Fonte: PRHBH, 2004). 69

Figura 3.12 – Município da bacia do rio São Francisco com registro de enchentes de cheia – PNSB/IBGE/2000. 70

Figura 3.13 – Esboço do projeto de transposição de águas do rio São Francisco (Fonte: CODEVAF, 1998). 78

Figura 4.1 – Fluxograma da metodologia 81

Figura 4.2 – Avaliação do projeto São Francisco com base no modelo RAMS 90

Figura 5.1 – Mapa das estações pluviométricas na bacia rio do São Francisco. 99

Figura 5.2 – Totais precipitados mensais de 1976 a 2001 na bacia do São Francisco. 100

Figura 5.3 – Totais precipitados mensais na sub-regiões, de 1976 a 2001. 101

Figura 5.4 – Representação gráfica de precipitações média mensal (1976 a 2001), para os anos de El Niño (1986 e 1988) na região do alto São Francisco. 102

Figura 5.5–Representação gráfica de precipitação média mensal (1976 a 2001), para os anos de El Niño (1983,1998) na região do Médio São Francisco. 103

Figura 5.6 – Representação gráfica da precipitação média mensal (1976 a 2001), para os anos de El Niño (1983,1998) na região do Sub-médio São Francisco. 104

Figura 5.7 – Representação gráfica da precipitação média mensal (1976 a 2001), para os anos de El Niño (1983,1998) na região do Baixo São Francisco. 105

Figura 5.8 – Representação gráfica da precipitação média mensal (1976 a 2001), para os anos de La Niña (1989,2001) na região do Alto São Francisco. 106

Figura 5.9 – Representação gráfica da precipitação média mensal (1976 a 2001), para os anos de La Niña (1989,2001) na região do Médio São Francisco. 107

Figura 5.10 – Representação gráfica da precipitação média mensal (1976 a 2001), para os anos de La Niña (1989, 2001) na região do Sub-médio do São Francisco. 108

Figura 5.11 - Representação gráfica da precipitação média mensal (1976 a 2001), para os anos de La Niña (1989, 2001) na região do Baixo São Francisco. 109

Figura 5.12– Representação da precipitação (mm) dos anos de El Niño e La Niña em relação a média climatológica na região do alto São Francisco. 110

Figura 5.13 – Representação da precipitação (mm) dos anos de El Niño e La Niña em relação a média climatológica na região do médio São Francisco. 110

Figura 5.14 – Representação da precipitação (mm) dos anos de El Niño e La Niña em relação a média climatológica na região do sub-médio São Francisco. 111
Figura 5.15 – Representação da precipitação (mm) dos anos de El Niño e La Niña em relação a média climatológica na região do baixo São Francisco. 111
Figura 5.16 – Vazão (m3/s) mínima e média no alto São Francisco em anos de El Niño, com destaque para os eventos compreendidos no período de 1976 a 2001 assinalados por setas vermelhas. 113
Figura 5.17–Vazão mínima e média (m^3/s) no alto São Francisco em anos de La Niña, com destaque para os eventos compreendidos no período de 1976 a 2001 assinalados por setas vermelhas. 113
Figura 5.18 – Vazão mínima e média no médio (m^3/s) São Francisco em anos de El Niño, com destaque para os eventos compreendidos no período de 1976 a 2001 assinalados por setas vermelhas. 114
Figura 5.19 – Vazão mínima e média (m^3/s) no médio São Francisco em anos de LaNiña, com destaque para os eventos compreendidos no período de 1976 a 2001 assinalados por setas vermelhas. 114
Figura 5.20 – Vazão mínima e média (m^3/s) no submédio São Francisco em anos de El Niño, com destaque para os eventos compreendidos no período de 1976 a 2001 assinalados por setas vermelhas. 115
Figura 5.21– Vazão mínima e média (m^3/s) no submédio São Francisco em anos de La Niña, com destaque para os eventos compreendidos no período de 1976 a 2001 assinalados por setas vermelhas. 116
Figura 5.22 – Vazão mínima e média (m^3/s) baixo São Francisco em anos de El Niño, com destaque para os eventos compreendidos no período de 1976 a 2001 assinalados por setas vermelhas. 116
Figura 5.25 – Vazão mínima e média (m^3/s) no baixo São Francisco em anos de La Niña, com destaque para os eventos compreendidos no período de 1976 a 2001 assinalados por setas vermelhas. 118
Figura 5.20 – Valores mínimos, médios e máximos da vazão na bacia do São Francisco, no período de 1933 a 2001. 115
Figura 5.25 – Vazão dos postos de Pirapora, São Francisco, Sobradinho e Xingu, em época de El Niño (1983,1998) e a vazão média no período de 1933 a 2001. 121
Figura 5.26 - Vazão dos postos de Pirapora, São Francisco, Sobradinho e Xingu, em época de La Niña (1989,2001) e a vazão média no período de 1933 a 2001. 121
Figura 5.27 – Percentagem de tempo das vazões do posto Iguatama (4050000), localizado no alto São Francisco. 123

Figura 5.28 – Percentagem de tempo das vazões do posto São Francisco (44200000), localizado no médio São Francisco 124
Figura 5.29 – Percentagem de tempo das vazões do posto Ibo (48590000), localizado no sub-médio São Francisco. 125

Figura 5.30 – Topografia da região Nordeste. 127
Figura 5.31 – Simulação do fluxo de calor sensível diário (W/m^2) na latitude de 11ºS para o ano de 1983 (abril) – (a) umidade do solo de 15%, (b) umidade do solo de 40%. 131
Figura 5.32 – Simulação do fluxo de calor sensível diário (W/m^2) na latitude de 9ºS para o ano de 1983 (abril) – (a) umidade do solo de 5%, (b) umidade do solo de 40%. 132
Figura 5.33 – Simulação do fluxo de calor sensível diário (W/m^2) na latitude de 7ºS para o ano de 1983 (abril) – (a) umidade do solo de 15%, (b) umidade do solo de 40%. 132

Figura 5.34 – Simulação do fluxo de calor sensível diário (W/m^2) na latitude de 5ºS para o ano de 1983 (abril) – (a) umidade do solo de 15%, (b) umidade do solo de 40%. 133
Figura 5.35 – Simulação do fluxo de calor latente diário (W/m^2) na latitude de 11ºS para o ano de 1983 (abril) – (a) umidade do solo de 15%, (b) umidade do solo de 40%. 134
Figura 5.36 – Simulação do fluxo de calor latente diário (W/m^2) na latitude de 9ºS para o ano de 1983 (abril) – (a) umidade do solo de 15%, (b) umidade do solo de 40%. 134
Figura 5.37 – Simulação do fluxo de calor latente diário (W/m^2) na latitude de 7ºS para o ano de 1983 (abril) – (a) umidade do solo de 15%, (b) umidade do solo de 40%. 135
Figura 5.38 – Simulação do fluxo de calor latente diário (W/m^2) na latitude de 5ºS para o ano de 1983 (abril) – (a) umidade do solo de 15%, (b) umidade do solo de 40%. 135
Figura 5.39 – Representação das linhas de corrente do vento para o ano de 1996. 136
Figura 5.40 – Representação das linhas de corrente do vento (m^3/s) para o período de El Niño: (a) março de 1983, (b) abril de 1983, (c) março de 1998 e (d) abril de 1998. 136

Figura 5.41 - Representação das linhas de corrente do vento (m^3/s) para o período de La Niña: (a) março de 1989, (b) abril de 1989, (c) março de 2001 e (d) abril de 2001. 138

Figura 5.42 – Municípios situados nas latitudes 11ºS, 9ºS, 7ºS e 5ºS. 139

Figura 5.43 - Representação do vapor d'água para o mês de março de 1983 no período de El Niño para as latitudes (11ºS, 9,2ºS, 7ºS e 5ºS). 140

Figura 5.44 - Representação do vapor d'água para o mês de abril de 1983 no período de El Niño para as latitudes (11ºS, 9,2ºS, 7ºS e 5ºS). 141

Figura 5.45 – Umidade do ar (g/kg) na latitude de 11ºS e longitude 43ºW para o mês de março de 1983. 142

Figura 5.46 – Umidade do ar (g/kg) na latitude de 9ºS e longitude de 41ºW para o mês de março de 1983 143

Figura 5.47 – Umidade do ar (g/kg) na latitude de 7ºS e longitude de 38ºW para o mês de março de 1983. 143

Figura 5.48 – Umidade do ar (g/kg) na latitude de 5ºS e longitude de 39ºW para o mês de março de 1983. 144

Figura 5.49 - Representação do vapor d'água para o mês de março de 1998 no período de El Niño para as latitudes (11ºS, 9,2ºS, 7ºS e 5ºS). 145

Figura 5.50 - Representação do vapor d'água para o mês de abril de 1998 no período de El Niño para as latitudes (11ºS, 9,2ºS, 7ºS e 5ºS). 146

Figura 5.51 - Representação da precipitação acumulada na superfície para o mês de março de 1983 no período de El Niño para as latitudes (11ºS, 9,2ºS, 7ºS e 5ºS). 148

Figura 5.52 - Representação da precipitação acumulada na superfície para o mês de abril de 1983 no período de El Niño para as latitudes (11ºS, 9,2ºS, 7ºS e 5ºS). 149

Figura 5.53 - Representação da precipitação acumulada na superfície para o mês de março de 1998 no período de El Niño para as latitudes (11ºS, 9,2ºS, 7ºS e 5ºS). 150

Figura 5.54 - Representação da precipitação acumulada na superfície para o mês de abril de 1998 no período de El Niño para as latitudes (11ºS, 9,2ºS, 7ºS e 5ºS). 151

Figura 5.55 – Simulação do movimento vertical para o mês de março, ano de 1983, na latitude de 11ºS e longitude 43ºW, nas seguintes altitudes: (preto) 1734m, (vermelho) 3216m e (azul) 5783m. 154

Figura 5.56 – Simulação do movimento vertical para o mês de março, ano de 1983, na latitude de 9ºS e longitude 41ºW, nas seguintes altitudes: (preto) 1734m, (vermelho) 3216m e (azul) 5783m. 154

Figura 5.57 – Simulação do movimento vertical para o mês de março, ano de

1983, na latitude de 7ºS e longitude 40ºW, nas seguintes altitudes: (preto) 1734m, (vermelho) 3216m e (azul) 5783m. 155
Figura 5.58 – Simulação do movimento vertical para o mês de março, ano de 1983, na latitude de 5ºS e longitude 39ºW, nas seguintes altitudes: (preto) 1734m, (vermelho) 3216m e (azul) 5783m. 155
Figura 5.58– Representação do vapor d'água para o mês de março de 1989 no período de La Niña para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d) 5ºS. 157
Figura 5.60 – Representação do vapor d'água para o mês de abril de 1989 no período de La Niña para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d) 5ºS. 158
Figura 5.61– Representação do vapor d'água para o mês de março de 2001 no período de La Niña para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d) 5ºS. 159
Figura 5.62 – Representação do vapor d'água para o mês de abril de 2001 no período de La Niña para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d) 5ºS. 160
Figura 5.63– Umidade do ar (g/kg) na latitude de 11ºS e longitude 43ºW para o mês de março de 2001. 161
Figura 5.64 – Umidade do ar (g/kg) na latitude de 9ºS e longitude 41ºW Para o mês de março de 2001. 162
Figura 5.65 – Umidade do ar (g/kg) na latitude de 7ºS e longitude 38ºW para o mês de março de 2001. 162
Figura 5.66 – Umidade do ar (g/kg) na latitude de 5ºS e longitude 39ºW para o mês de março de 2001 163
Figura 5.67 – Representação de precipitação acumulada na superfície para o mês de março de 1989 no período de La Niña para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d) 5ºS. 164
Figura 5.68– Representação de precipitação acumulada na superfície para o mês de abril de 1989 no período de La Niña para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d) 5ºS. 165
Figura 5.69 – Representação de precipitação acumulada na superfície para o mês de março de 2001 no período de La Niña para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d) 5ºS. 166
Figura 5.70 – Precipitação (mm) do posto pluviométrico Fazenda Coqueiro (1244019) para o mês de março de 2001. 167

Figura 5.71 - Precipitação simulada acumulada (mm/h) para o mês de março de 2001 (12ºS e 44ºW) 167
Figura 5.72 – Precipitação (mm) do posto pluviométrico Ibo (839031) para o mês de março de 2001. 167
Figura 5.73 - Precipitação simulada acumulada (mm/h) para o mês de março de 2001 (8ºS e 39ºW). 168
Figura 5.74 – Precipitação (mm) do posto pluviométrico Penedo (1036005) para o mês de março de 2001. 168
Figura 5.75 - Precipitação simulada acumulada (mm/h) para o mês de março de 2001 (10ºS e 396W). 168
Figura 5.76 – Precipitação (mm) do posto pluviométrico Santa Maria da Boa Vista (839035) para o mês de março de 2001. 169
Figura 5.77 - Precipitação simulada acumulada (mm/h) para o mês de março de 2001 (8ºS e 396W). 169
Figura 5.78– Representação de precipitação acumulada na superfície para o mês de abril de 2001 no período de La Niña para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d) 5ºS. 170

Figura 5.79 – Simulação do movimento vertical para o mês de março, ano de 2001, na latitude de 11ºS e longitude 43ºW, nas seguintes altitudes: (preto) 1734m, (vermelho) 3216m e (azul) 5783m 171
. Figura 5.80 – Simulação do movimento vertical para o mês de março, ano de 2001, na latitude de 9ºS e longitude 41ºW, nas seguintes altitudes: (preto) 1734m, (vermelho) 3216m e (azul) 5783m. 172

Figura 5.81 – Simulação do movimento vertical para o mês de março, ano de 2001, na latitude de 7ºS e longitude 40ºW, nas seguintes altitudes: (preto) 1734m, (vermelho) 3216m e (azul) 5783m. 172
Figura 5.82 – Simulação do movimento vertical para o mês de março, ano de 2001, na latitude de 5ºS e longitude 39ºW, nas seguintes altitudes: (preto) 1734m, (vermelho) 3216m e (azul) 5783m. 173

Lista de Tabelas

Tabela 3.1 – Estados, área e população envolvidos no polígono das secas. 50

Tabela 3.2 – Estados, área e população envolvidas no semi-árido. 51

Tabela 3.3 – Características das regiões da bacia do rio São Francisco. 55

Tabela 3.4 – Índice de cobertura dos serviços de saneamento da bacia. 63

Tabela 4.1 – Postos pluviométricos da região do alto São Francisco. 83

Tabela 4.2 – Postos pluviométricos da região do médio São Francisco. 84

Tabela 4.3 – Postos pluviométricos da região do sub-médio do São Francisco. 85

Tabela 4.4 – Postos pluviométricos da região do baixo São Francisco. 85

Tabela 4.5 - Postos fluviométricos da região do alto São Francisco (Fonte: ANA, 2003). 87

Tabela 4.6 - Postos fluviométricos da região do médio São Francisco (Fonte: ANA, 2003). 88

Tabela 4.7- Postos fluviométricos da região do sub-médio São Francisco (Fonte: ANA, 2003). 88

Tabela 4.8 - Postos fluviométricos da região do baixo São Francisco (Fonte: ANA, 2003). 89

Tabela 4.9 – Características do modelo RAMS, versão 4.3. 91

Tabela 4.10– Configuração espacial e temporal da simulação. 95

Tabela 4.11 – Configuração vertical de simulação. 95

Tabela 5.1 – Valores máximos anuais de vazões naturais diárias em diversos locais do rio São Francisco. 119

Tabela 5.2 – Valores máximos anuais (EL Niño e La Niña) de vazões naturais diárias em 4 locais do rio São Francisco. 120

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

Um caminho a ser trilhado para o progresso da bacia do São Francisco, conhecido como rio da integração nacional, deve partir da visão de um desenvolvimento sustentável, tema tão controverso e essencial para o estudo e uso adequado dos recursos hídricos. Aspectos demográficos, modernização científico-tecnológica, educação e condições de habitação estão diretamente relacionados com a gestão de uma bacia hidrográfica que integre as dimensões social e ambiental.

A utilização de indicadores socioeconômicos como forma de caracterizar o bem-estar de uma população tem crescido muito nos últimos tempos. Segundo o Programa das Nações Unidas para o Desenvolvimento (PNUD, 1997), o progresso humano e a evolução das condições de vida das pessoas não podem ser medidos somente por sua dimensão econômica. Em função desse aspecto, o Programa das Nações Unidas para o Desenvolvimento elaborou indicadores com o intuito de analisar o bem-estar e a qualidade de vida de municípios, estados e países. Dentre tais indicadores, pode-se destacar o índice de desenvolvimento humano (IDH), o índice municipal de desenvolvimento humano (IDH-M) e o índice de condições de vida (ICV).

Os índices de desenvolvimento humano municipal (IDH-M) e qualidade de vida (ICV) inovam ao avaliar o nível de atendimento das necessidades humanas considerando três aspectos: vida longa e saudável, acesso ao conhecimento e padrão de vida digno. Esses indicadores procuram identificar as desigualdades existentes. Na Figura 1.1, ilustra-se o desenvolvimento das cinco regiões brasileiras no período de 1970 a 1991. Pode-se observar, por exemplo, que a região Nordeste, que abrange a maior parte do percurso do rio São Francisco, não apresentou uma evolução no seu desenvolvimento tão evidente quanto à região Sudeste.

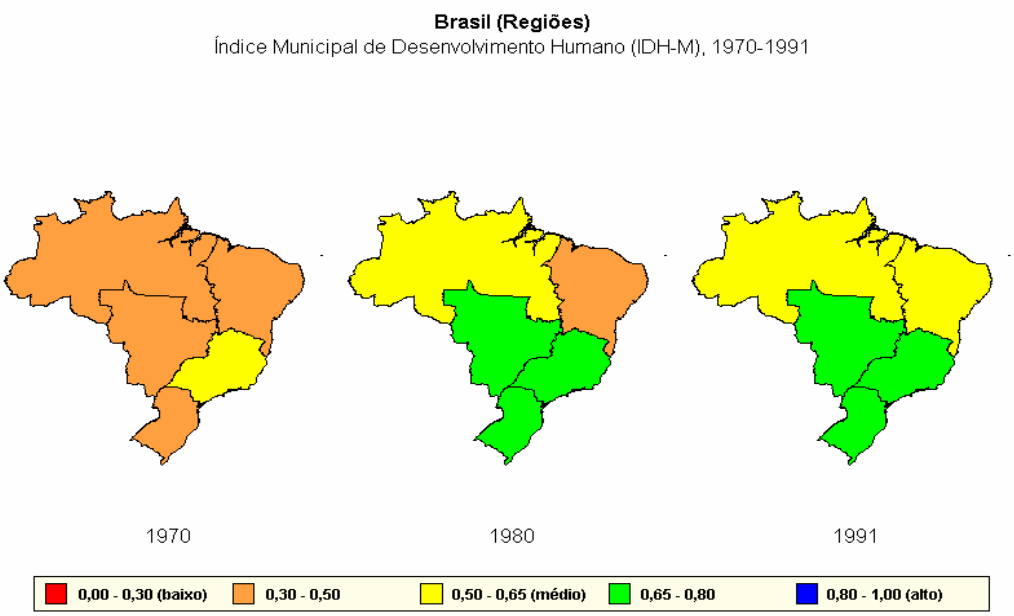


Figura 1.1 - Índice de desenvolvimento humano municipal das regiões do Brasil (1970-1991) (fonte: IBGE, 1991).

Por outro lado, na Figura 1.2, podemos notar que a região Nordeste apresentou um médio índice de desenvolvimento na qualidade de vida, em relação à renda. Na região Sudeste, por sua vez, verifica-se um alto desenvolvimento nesse quesito. Esses resultados denotam a necessidade de, quando se estiver examinando questões de cunho meteorológico e hidrológico na presente dissertação, não se perder de vista o contexto humano do estudo.

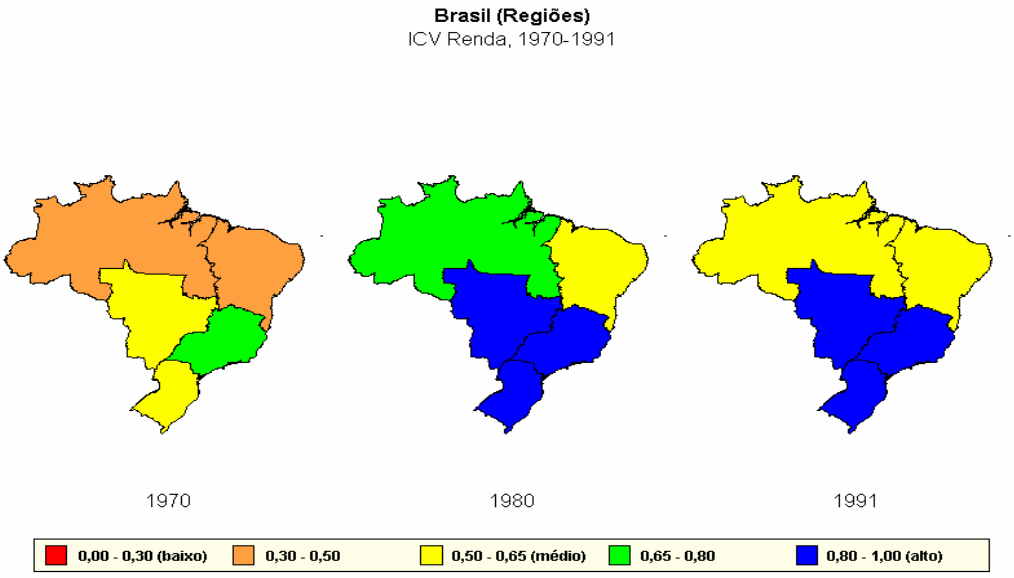


Figura 1.2 – Índice de condição de vida –ICV- de renda das regiões do Brasil (1970-1991) (fonte: IBGE, 1991).

Ressalte-se que, nesta pesquisa, o referencial adotado é a bacia hidrográfica, em particular a bacia hidrográfica do rio São Francisco, tendo como base a lei federal 9.433 de 8 de janeiro de 1997 ou aqui chamada Lei das Águas, que ainda não é conhecida pela maior parte da população brasileira. A sua regulamentação tem sido feita aos poucos, incluindo a criação da Agência Nacional de Águas (ANA) através da lei 9.984 de 17 de julho de 2000, autarquia federal vinculada ao Ministério do Meio Ambiente, Amazônia Legal e Recursos Hídricos com vistas a implementar a política nacional de recursos hídricos. O princípio fundamental reside em uma gestão de recursos hídricos por bacia hidrográfica, descentralizada, com a participação do poder público, dos usuários e da comunidade. A Lei das Águas estabelece a criação da figura do comitê de bacia (dimensão política) e da agência de bacia (dimensão técnica com vistas a fornecer subsídios para as decisões do comitê) com base no modelo francês.

Inicialmente, será estabelecido e esclarecido o núcleo da discussão, de forma que se possa, aos poucos, chegar a um entendimento sistêmico do processo de análise empreendido no presente trabalho: avaliação hidrometeorológica da transposição das águas do rio São Francisco.

Uma das razões apontadas para o subdesenvolvimento do semi-árido no nordeste brasileiro é a existência de desequilíbrio significativo entre o número de habitantes, o espaço ocupado e a tecnologia adotada para a sustentabilidade socioeconômica da região. As grandes aglomerações urbanas, sem apoio de um adequado planejamento, contribuem para a degradação de vários recursos naturais. Nesse contexto, o estudo do ciclo hidrológico é importante, tendo em vista que a água é, de fato, embora não sempre explicitado, o elemento essencial no desenvolvimento das várias civilizações humanas e fonte de conflitos e guerras ao longo da história do homem na Terra. O trabalho de Peixoto e Oort (1992), a título de ilustração, mostrou que a distribuição de água no globo, nos três reservatórios básicos, incluindo oceanos, continentes e atmosfera, totaliza o volume de 1350×10^{15} m^3. Desse total, cerca de 97% estão contidos nos oceanos, 2,4% encontram-se nos continentes, abrangendo as regiões glaciais do Ártico e da Antártica, enquanto somente 0,0001% estão na atmosfera. Apenas 1% de toda a água do planeta está disponível para uso, armazenada nos lençóis subterrâneos, lagos, rios e na atmosfera. Os homens, beneficiários desse ciclo hidrológico, são freqüentemente afetados por variações locais no tempo, secas e cheias, ou pela distribuição espacial irregular por demandarem esse recurso natural em regiões onde não ocorre, muitas vezes, da forma desejada.

As adversidades climáticas, que têm gerado com freqüência, episódios de seca de média e longa duração, podem influenciar negativamente no desenvolvimento socioeconômico da região, porque atingem vastas áreas e perduram por longo tempo.

O estudo das secas, por exemplo, pode ser classificado em três categorias (Projeto Áridas, 1994). A primeira delas trata das causas da seca e procura melhorar o entendimento da circulação atmosférica associada a sua ocorrência. A segunda categoria é direcionada para o entendimento da freqüência e da severidade da seca com a finalidade de caracterizar a sua probabilidade de ocorrência. A terceira categoria procura descrever e compreender os impactos da seca, e as perdas e custos a ela associados. Essas perdas podem ser classificadas como socioeconômicas ou ambientais, necessitando-se estabelecer estratégias visando a redução dos seus impactos.

Mais ainda, o conceito de seca pode variar entre regiões de climas diferentes. Por exemplo, na ilha de Bali, no Pacífico, qualquer período de 6 dias sem chuva é considerado seca, enquanto que, na Líbia, a seca só é reconhecida com dois anos sem chuva. Por sua vez, a comissão de desenvolvimento sustentável da ONU (BANCO MUNDIAL, 1998) define que uma região apresenta escassez de água quando a disponibilidade hídrica for inferior a 1000 m^3/habitante por ano.

O Nordeste, contrariando o senso comum, apresenta valores maiores que esse limite no que tange ao seu regime pluviométrico. Está localizado numa faixa latitudinal onde, em ambos os hemisférios, verificam-se altos índices pluviométricos médios anuais. Porém, o problema da seca do Nordeste refere-se à má distribuição do regime pluviométrico, onde a variação de ano para ano da chuva é muito grande, podendo chover poucas vezes, mas com altas intensidades ou, então, apresentar baixíssimas intensidades durante um longo período de tempo, podendo ser observadas essas especificidades na bacia do rio São Francisco (Figura 1.3).

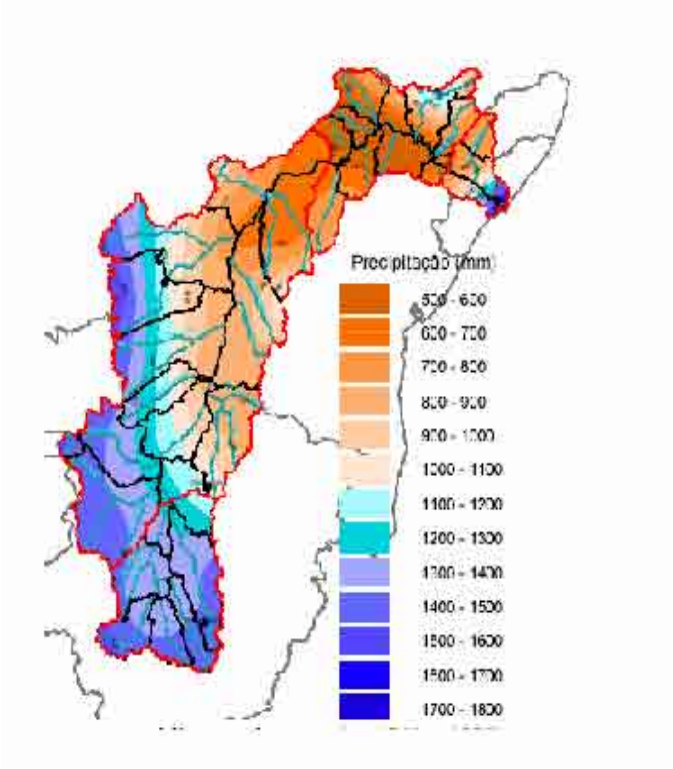


Figura 1.3 - Distribuição espacial da precipitação (mm) na bacia do São Francisco (Fonte: PRHBH, 2004).

A precipitação tem um comportamento bastante diferenciado nas sub-regiões da bacia, variando entre 500mm até 1800mm (PBHBH,2004). Assim, não se pode considerar a média anual de precipitação com valor de 1036 mm na bacia do São Francisco como um parâmetro representativo.

Ao longo dos anos, reservatórios de acumulação superficial foram construídos com o objetivo de diminuir o efeito da variação da precipitação, fazendo com que esta seja uma região com significativa quantidade de reservatórios. No entanto, a grande parte dos açudes construídos não são capazes de suportar grandes períodos de estiagem, devido a perda de água em função da alta taxa de evaporação, da ordem de 1550 mm anual na região do sub-médio do São Francisco (ANA/PAE, 2004).

Diversos fatores influem na variabilidade sazonal da precipitação na região do nordeste do Brasil. A influência dos fenômenos atmosféricos interferem no regime de precipitação e no regime fluviométrico relativos à bacia do rio São Francisco. Os fenômenos atmosféricos que mais interferem na região são: El Niño, La Niña, dipolo do Atlântico, ventos alísios, brisas terrestres, Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e vórtices ciclônicos em altos níveis. A presença desses fenômenos está ligada a causas

físicas, como o aquecimento ou resfriamento da temperatura da superfície do mar, seja do oceano Pacífico, seja do oceano Atlântico.

Em face ao exposto, destaca-se que esta pesquisa tem como proposta de tese simular a avaliação dos efeitos da transposição do rio São Francisco enfocando as variáveis meteorológicas através do modelo atmosférico regional de mesoescala RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*), com destaque para os diferentes fenômenos meteorológicos atuantes na região, em especial El Niño e La Niña. Para atingir esse objetivo, será feita, inicialmente, a análise dos totais mensais precipitados durante o período de 1976 até 2001, como também a análise histórica dos dados de vazão. Esse estudo foi conduzido dividindo-se a bacia do São Francisco em 4 regiões: alto, médio, sub-médio e baixo.

Assim, procurou-se estudar o comportamento da água na atmosfera sobre a região do nordeste do Brasil (NEB) através de informação convencional relativa às camadas de ar superior, obtidas através de radiossondagens. Todavia, os seguintes problemas surgiram: um único horário de observações (12:00 UTC); séries temporais com muitas falhas (dias sem sondagens); distribuição espacial irregular; por fim, o fato que a rede está praticamente inoperante desde 1995.

Uma alternativa considerada foi a utilização de dados oriundos de modelos numéricos globais, as denominadas reanálises. Cabe ressaltar que o projeto de reanálises do NCEP foi iniciado em 1995, gerando uma base de informações de variáveis meteorológicas em pontos de grade. Diferentes observações foram utilizadas na geração das reanálises, dentre as quais se destacam: estações de superfície, navios, aeronaves, balões piloto, radiossondas, bóias e satélites (Kalnay et al., 1996).

Esses dados, além de apresentarem consistência física e dinâmica imposta pelos modelos, contêm informações obtidas por outros meios não convencionais disponíveis que tentam suprir a deficiência em áreas sem ou com pouca medição.

Cabe salientar que os modelos globais servem para assimilar informações de grande escala, enquanto os modelos regionais oferecem aos pesquisadores uma possibilidade de melhor caracterizar o problema a ser analisado. Mesmo com todo o avanço científico alcançado no processo de modelagem, que tem como base as equações da dinâmica dos fluídos e condições de contorno, as características térmicas dos oceanos e radiossondagens dos vários níveis da atmosfera, os prognósticos das condições futuras da atmosfera, expressas em campos de configurações espaciais de

precipitação a nível mensal, bimestral, trimestral, entre outros, ainda estão em caráter experimental.

Adicione-se ainda que os modelos numéricos regionais podem assimilar dados de reanálises com vistas à simulação de dados em escala maior que a dos modelos globais e, dessa forma, possibilitando a compreensão de efeitos de mesoescala.

A fim de investigar alguns aspectos concernentes à viabilidade da transposição das águas do rio São Francisco, levando-se em consideração o uso de modelo regional para entender os processos físicos que afetam o clima, é necessário proceder uma análise de sensibilidade do modelo utilizado. Sabe-se que as características da superfície influenciam na modelagem climática. Optou-se, neste trabalho, por observar o comportamento do modelo RAMS frente a dois níveis de umidade do solo, 15% e 40%, para um mesmo período com cobertura vegetal (semi-deserto), tanto na região doadora como na área receptora. As variáveis analisadas foram o fluxo de calor sensível e calor latente, tendo como objetivo detectar mudanças na atmosfera.

As questões principais a serem abordadas, ao longo do trabalho, são, em síntese:

- há comportamento diferenciado da precipitação e da vazão ao longo da bacia do São Francisco?;
- os fenômenos atmosféricos El Niño (1983, 1998) e La Niña (1989, 2001) interferem positivamente ou negativamente ao longo do período estudado (março e abril)?;
- o modelo RAMS utilizado é capaz de apresentar comportamentos distintos diante de diferentes níveis de umidade do solo?;
- existem erros na representação dos fenômenos atmosféricos?

Feita essa exposição inicial, no texto que segue, é realizada a revisão bibliográfica no Capítulo 2, onde procura-se situar o trabalho nas áreas de modelagem hidrológica e atmosférica. São também destacados alguns conceitos meteorológicos, geológicos e soluções alternativas para minimizar a seca, além de exemplos de transposições de águas realizadas no mundo, importantes para fundamentar e contextualizar esta pesquisa.

No Capítulo 3, é descrita a metodologia utilizada, incluindo as características do modelo RAMS, os dados de entrada, as equações prognósticas e a estrutura de grade empregada. Também são abordadas a análise de sensibilidade do modelo e a análise

histórica da precipitação e da vazão nas quatros sub-regiões da bacia do São Francisco, destacando-se a influência dos fenômenos atmosféricos El Niño e La Niña.

No Capítulo 4, é apresentada uma caracterização da área de estudo relativa à bacia do rio São Francisco, incluindo características físicas, climáticas, geológicas, cobertura vegetal da região, uso e ocupação do solo e seus impactos climáticos nos recursos hídricos, disponibilidades hídricas da região, saneamento ambiental, usos múltiplos dos recursos hídricos (irrigação e geração de energia) e eventos críticos ocorridos.

No Capítulo 5, apresentam-se as condições de contorno e as condições atmosféricas nas integrações numéricas. São destacados, inicialmente, os cenários de precipitação para o alto, médio, sub-médio e baixo São Francisco, como também os cenários de vazão, contrastando as médias mensais histórias com anos de El Niño e de La Niña. Adicionalmente, são discutidos os parâmetros meteorológicos e hidrológicos para os meses selecionados nas análises de simulação conduzidas com o modelo RAMS. O diagnóstico foi feito selecionando-se o conjunto dos meses março e abril separadamente, para anos secos (1983,1998) e para anos chuvosos (1989, 2001), na latitude de 11ºS, localizada na região do médio São Francisco, na latitude de 9,2ºS, região de captação das águas, 7ºS, latitude que engloba o sul do Ceará, região central da Paraíba e do Piauí e 5ºS, região central do Ceará e norte do Piauí, regiões receptoras da transposição de águas. Ressalta-se a importância de analisar o comportamento da atmosfera em latitudes diferentes com o objetivo de caracterizar o comportamento hidrometeorológico das regiões doadora e receptora de água. Finalmente, no Capítulo 6, sintetizam-se as conclusões encontradas com base nos resultados do Capítulo 5, juntamente com considerações e recomendações finais.

CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A unidade básica de estudo adotada, nesta pesquisa, é a bacia hidrográfica, aqui entendida como bacia social, contemplando os vários espaços existentes, político, econômico e cultural, na relação homem–meio ambiente. O espaço político é representado pelas instituições e pelas leis vigentes. O espaço econômico engloba as atividades que permitem ao homem produzir, distribuir, acumular e consumir bens materiais e serviços. O espaço cultural contempla as relações e os serviços básicos necessários às comunidades como saúde, educação, habitação e saneamento. Engloba as tradições, as crenças e as tecnologias adotadas para o desenvolvimento das atividades econômicas e políticas. O meio ambiental é o local físico onde tudo ocorre, onde agem as características climáticas e onde estão disponíveis os recursos naturais.

O homem é o único agente modificador que pode interferir nesta situação e mudá-la, devendo levar em consideração não só os aspectos naturais, como também o socioeconômico e cultural.

Castro (1989) comenta que a bacia hidrográfica, como unidade aglutinadora da ação integrada para o planejamento de um determinado estudo, vem sendo utilizada por vários países há algumas décadas. O uso desse referencial deve-se ao fato de ser a água o elo de ligação entre os elementos do ambiente natural e as atividades antrópicas, sendo sua qualidade e quantidade o reflexo de como os demais recursos ambientais estão sendo manejados.

Araújo (2000) chamou a atenção para a distribuição de água no globo terrestre e para o desperdício hídrico que ocorre no Brasil. Lembrou que a bacia hidrográfica não vem sendo tratada, no Brasil, como uma unidade de planejamento e que a calha principal do rio São Francisco é simplesmente um fundo de vale por onde passam as águas de seus afluentes.

Marengo (2001) aborda que não há estudos regionais detalhados que apontem conclusivos indicadores de mudanças de clima e que identifiquem aquecimento regional, porém mudanças na circulação da atmosfera a nível regional foram detectadas. O autor conclui que os efeitos relativos ao clima, à tecnologia agrícola, à economia e à política continuarão a ter profundos efeitos sobre a agricultura, e as respostas às mudanças do ambiente serão incluídas na adaptação geral dos cultivos.

Feita essa breve discussão sobre a bacia hidrográfica como unidade de estudo, procura-se, no texto que se segue, abordar, com mais detalhes, aspectos hidrometeorológicos que fundamentam o trabalho.

Nesse sentido, é revisado, inicialmente, o estado atual da modelagem hidrológica, mais especificamente o emprego de modelos do tipo chuva-vazão, uma das abordagens adotadas nos vários estudos de avaliação da transposição das águas do rio São Francisco. Esta revisão traz à luz as contribuições científicas nessa área, ao mesmo tempo que identifica limitações no tratamento mais geral das relações entre a chuva e vazão.

É posição da autora que há necessidade de se ampliar o escopo de assuntos temáticos tratados no projeto de transposição do rio São Francisco, com base em um referencial meteorológico, que venha a atuar complementarmente e sinergicamente à avaliação hidrológica determinística e estocástica, que tem consistido, até o momento, no instrumental utilizado para avaliar e iluminar essa proposta de retirada de água da bacia do rio São Francisco, sem conhecer, na sua plenitude, a sensibilidade e impacto nas variáveis físicas principais, tanto na região doadora como na região receptora. Dessa forma, a presente revisão bibliográfica preocupou-se em discutir os fenômenos atmosféricos intervenientes e o procedimento de modelagem atmosférica, trazendo uma nova perspectiva integrada no tratamento da questão do São Francisco. Nota-se, em particular, que o nordeste brasileiro, devido à localização no extremo leste da América do Sul tropical, está submetido à influência de fenômenos meteorológicos, que lhe conferem características únicas em semi-áridos de todo o mundo.

Sustenta-se, nessa visão integrada, que será objeto também da revisão bibliográfica, que a variável umidade do solo aparece como variável chave de integração entre modelos hidrológicos e modelos atmosféricos. Cabe ainda lembrar que a precipitação, variável de entrada em modelos hidrológicos, transforma-se em variável de saída nos modelos atmosféricos, o que permite uma série de conjecturas e desdobramentos no tratamento hidrometeorológico, integrado da transposição das águas do rio São Francisco.

2.1 - Modelagem hidrológica

A água é uma das mais importantes e fundamentais substâncias no sistema terra-atmosfera. O entendimento das leis mais gerais que governam a distribuição de água no planeta é essencial para o seu uso racional e proteção. Mais especificamente, o estudo e

modelagem dos processos físicos que compõem o ciclo hidrológico é parte fundamental da ciência hidrológica. Adicionalmente, pode-se compreender a bacia hidrográfica como a unidade onde são modelados os processos físicos ou como a unidade de gestão dos recursos hídricos sob a perspectiva do planejamento urbano e regional.

A hidrologia trabalha, principalmente, com o movimento, a distribuição e armazenamento da umidade. Partindo de uma perspectiva global, três sistemas estão envolvidos: sistema atmosférico, sistema terrestre e sistema oceânico. O domínio da hidrologia está confinado ao sistema terrestre, mas pode incluir aspectos dos sistemas atmosférico e oceânico, que diretamente afetam o movimento da umidade no sistema terrestre.

Por outro lado, a busca constante de um equilíbrio entre desenvolvimento e meio ambiente deve ser uma meta permanente a ser atingida pela sociedade. Uma bacia hidrográfica, apesar de suas variadas características topográficas, geológicas, climáticas e diversidade de sua utilização, representa um clássico exemplo de ecossistema, onde as relações entre o homem e a natureza merecem ser estudadas e entendidas.

Atualmente, não é mais aplicável a ação empírica e isolada na resolução e tomada de decisão acerca dos problemas que provocam direta ou indiretamente impactos, conflitos e depredações ao meio ambiente, sendo essencial o desenvolvimento de uma visão holística na identificação e abordagem das variáveis pertinentes a um estudo ambiental e, mais especificamente, sob a ótica do gerenciamento de recursos hídricos em uma bacia hidrográfica. A preservação da qualidade ambiental em uma bacia hidrográfica é altamente desejável, não só ao bem estar e segurança do homem como de todos os seres vivos que vivem em parceria naquela área.

O planejamento urbano e regional no contexto de bacias hidrográficas constitui um desafio, pois a ocupação não ordenada dessas áreas, principalmente em regiões metropolitanas, acarreta inúmeras alterações ambientais que, em última análise, afetam milhares de habitantes. Dentre tais alterações, destaca-se a modificação do regime hídrico de microbacias e macrobacias com conseqüente agravamento do problema de enchentes.

Uma das formas de estabelecer o planejamento urbano e regional de uma bacia hidrográfica é o conhecimento da ocupação do solo dessa área através de mapas de uso do solo. As técnicas tradicionais para elaboração desses mapas exigem detalhada coleta de dados, quase sempre onerosa pela logística necessária aos levantamentos de campo. Esses mapas ficam, muitas vezes, defasados no tempo, dada a forma intensa, rápida e

desordenada de ocupação de uma bacia. Os avanços observados nas técnicas de análise de imagens digitais e na tecnologia de sua aquisição (sensores a bordo de plataformas orbitais) possibilitam a geração de mapas quase em tempo real e uma otimização dos levantamentos de campo. Dessa forma, uma imagem pode ser usada nos modelos de determinação e monitoramento da ocupação do solo.

Os modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão, por sua vez, procuram representar os fenômenos físicos em uma bacia hidrográfica com o objetivo de melhor entender o ciclo hidrológico e simular efeitos como os causados pelas inundações, mudança na cobertura do solo, desmatamento, poluição, erosão do meio natural, entre outros. O progresso nessa área tem sido atingido através do desenvolvimento e uso de duas grandes classes de modelos: concentrados e distribuídos. Contudo, muitos tópicos permanecem em aberto para discussão tais como a melhora nas fontes de dados, calibração, validação, parametrização e escalas de alimentação e operação desses modelos.

Nos últimos anos, grande esforço tem sido dedicado na melhor compreensão da fase terrestre do ciclo hidrológico através de trabalhos experimentais e modelagem matemática. Como Dooge (1986) diz, a maioria dos problemas que surgem na modelagem hidrológica de bacias hidrográficas não se enquadram no contexto da mecânica analítica ou da mecânica estatística. Na verdade, o estudo hidrológico de bacias hidrográficas situa-se na categoria de sistemas complexos com algum grau de organização.

Os processos hidrológicos podem ser analisados com base na hidráulica e na física do solo, mas o elevado grau de variabilidade espacial em bacias hidrográficas de diferentes tamanhos sugere problemas sérios na especificação de parâmetros. Beven (1989) preocupou-se com o tratamento do problema de excesso de parâmetros na modelagem hidrológica. Jakeman e Hornberger (1993) abordaram o problema da parametrização em excesso através de um referencial estatístico definindo em que nível os dados de entrada limitam a complexidade de modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão. Larsen *et al*. (1994) estudaram o problema da similaridade de processos de escoamento superficial entre bacias, além do uso de parametrizações adimensionais para quantificá-los. Apesar de todo esse esforço, a definição dos parâmetros associados com processos físicos, tal como infiltração, utilizados em modelos hidrológicos, permanece um problema em aberto. Em função da grande variabilidade espacial de muitas das variáveis envolvidas como chuva, topografia, propriedades físicas do solo e vegetação,

os hidrólogos usualmente recorrem a modelos genéricos do sistema hídrico sem referência à estrutura mais detalhada dos componentes dos processos físicos envolvidos. A natureza da operação do sistema é inferido a partir das observações de entrada e de saída, através de algum processo de ajuste do modelo.

Talvez a propriedade mais importante de um modelo matemático é o grau de representação dado às variações espaciais e temporais nos parâmetros de entrada e saída. Pode-se, então, diferenciar entre um modelo concentrado e um modelo distribuído. Enquanto, nos modelos concentrados, assume-se que os parâmetros e variáveis variam somente com o tempo, define-se modelos distribuídos como aqueles em que os parâmetros e variáveis variam tanto no espaço quanto no tempo.

No passado, seguindo Beven e O'Connell (1982), modelos concentrados de uma natureza física/semi-empírica têm se constituído no tipo mais comum. Esses modelos não tem necessariamente permitido aumentar a compreensão dos sistemas sob análise, nem os parâmetros desses modelos tem obrigatoriamente uma base física sólida. Contudo, esses modelos ainda têm um importante papel nas aplicações de engenharia.

Na última década do século XX, o foco foi alterado em direção ao desenvolvimento de modelos hidrológicos espacialmente distribuídos. Beven e O'Connell (1982) propuseram algumas áreas nas quais modelos distribuídos fisicamente embasados poderiam ser aplicados, tais como mudanças na bacia hidrográfica, entradas e saídas espacialmente variáveis, movimento de poluentes e sedimentação através da bacia e previsão da resposta hidrológica de bacias hidrográficas não monitoradas.

Na medida em que a evolução em modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão é notável, pareceu valioso abordar, no presente capítulo, algumas das discussões que têm sido apresentadas na literatura durante os últimos anos relativas a esse tipo de modelo.

2.1.1 - Modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão

Modelos de simulação hidrológica têm se tornado uma parte fundamental de quase todos os aspectos de hidrologia. Por exemplo, condições do tempo existentes e previsíveis são fornecidas aos modelos para estimar futuras vazões de enchente para operações de emergência, combate a inundações e regularização de reservatórios. Modelos são utilizados em estudos de planejamento para avaliar os benefícios e impactos de planos alternativos de uso da terra ou medidas de controle de enchentes. Em estudos de projetos, modelos são utilizados para ajudar no desenvolvimento de

especificações para as estruturas de engenharia de forma a resolver problemas de controle de enchentes, navegação e abastecimento de água.

Devido à complexidade dos processos físicos que ocorrem na natureza, sugestões são feitas para simplificar a representação desses processos em um modelo hidrológico, de modo que se chegue tão próximo do comportamento da natureza quanto possível. Canedo (1989) mostrou, através de um exemplo, como simplificações adotadas em modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão podem gerar incertezas em termos de balanço de massa de água. Uma das razões é que dois ou mais processos que ocorrem simultaneamente na natureza são, muitas vezes, representados como ocorrendo seqüencialmente.

Aitken (1973) estudou 17 aplicações de modelos do tipo chuva-vazão, publicadas na literatura, notando que, em muitas delas, a vazão era superestimada ou subestimada em função da estrutura dos modelos utilizados. O'Donnel e Canedo (1980) apresentaram uma breve revisão a respeito das incertezas que ocorrem quando modela-se uma bacia hidrográfica. Essas incertezas estão dadas a seguir:

Registro de dados

- erros na coleta de dados brutos,
- informações pontuais são tomadas como médias espaciais,
- informações contínuas são referenciadas por médias temporais,
- processos de estimação para variáveis não diretamente observadas (por exemplo evaporação).

Estrutura do modelo

- conhecimento imperfeito dos processos físicos que ocorrem na bacia,
- aproximações introduzidas na representação dos processos físicos,
- substituição de propriedades variáveis espacialmente na bacia por valores concentrados (por exemplo, capacidade de infiltração),
- tratamento de processos que ocorrem simultaneamente como se cada um desses processos ocorresse isoladamente,
- omissão de alguns processos que ocorrem, dado que não atendem o objetivo de uma certa modelagem.

Calibração do modelo

- escolha da função objetivo,

- tamanho da amostra a ser utilizada na fase de ajuste do modelo, variabilidade que pode afetar o processo de calibração em virtude do uso de diferentes amostras, critérios para declarar convergência dos parâmetros no processo de otimização, dificuldades na estimação adequada dos parâmetros.

Através da identificação, separação e quantificação das fontes de incerteza e seus efeitos no processo de modelagem, uma visão quantitativa mais apropriada da confiabilidade da modelagem de bacias hidrográficas emergirá.

Classificação dos modelos matemáticos

Segundo Clarke (1973), os modelos matemáticos podem ser divididos em quatro grupos principais: a) estocástico-conceitual; b) estocástico-empírico; c) determinístico-conceitual; d) determinístico-empírico.

De acordo com Chow (1964), se a chance de ocorrência das variáveis é levada em conta e o conceito de probabilidade é introduzido na formulação do modelo, o processo e modelo são ditos estocásticos. Por outro lado, se a chance de ocorrência das variáveis envolvidas no processo é ignorada, e o modelo segue uma lei definida que não a lei das probabilidades, o modelo e os processos são ditos determinísticos. Yevjevich (1974) discutiu as características determinísticas e estocásticas de variáveis hidrológicas.

A segunda parte da classificação, ou seja, a distinção entre modelos conceituais e empíricos, baseia-se no fato de se querer diferenciar modelos que utilizam equações que levam em consideração os processos físicos que ocorrem na natureza e modelos que fazem uso de equações empíricas que simulem esses mesmos processos. Esses modelos que fazem uso de relações empíricas são, muitas vezes, denominados, na literatura, como modelos do tipo caixa-preto. No entanto, essa distinção é extremamente difícil em vista do fato de que alguns modelos, classificados e reconhecidos como conceituais, apresentam, na verdade, determinadas equações empíricas para exprimir um determinado processo físico. Isso justifica a tendência de se classificar os modelos hidrológicos atuais como semi-conceituais e quase empíricos, ainda que todos os modelos possam ser considerados como construções conceituais.

Os modelos podem ainda ser classificados como do tipo concentrado ou distribuído. Um modelo concentrado é aquele no qual os parâmetros e variáveis modificam-se somente em função do tempo, enquanto, em um modelo distribuído, esses componentes variam em função do tempo e espaço. Uma categoria adicional seria a dos

modelos semi-distribuídos de forma a preencher o espaço entre modelos concentrados e modelos distribuídos com base física.

Uma discussão interessante é desenvolvida por Beven e O'Connell (1982) sobre esse último tipo de classificação. Alguns de seus argumentos são reproduzidos a seguir. Os parâmetros de modelos concentrados são médias sobre a bacia hidrográfica. O cálculo de tais parâmetros são dependentes de técnicas de ajuste que procuram combinar os valores observados e os valores previstos. Para tanto, requer-se um período de dados históricos para calibração e validação do modelo, bem como implica que a interpretação física dos valores dos parâmetros deveria ser cuidadosamente feita. Modelos clássicos desse tipo são o modelo Stanford (Crawford e Linsley, 1966) e seus derivados.

A chamada categoria de modelos com base física totalmente distribuídos é definida com base em equações do contínuo teoricamente aceitas. O principal objetivo desses modelos é representar o comportamento de um processo físico, procurando-se, dessa forma, ganhar maior compreensão com relação a esse processo. Intuitivamente, esperar-se-ia que modelos com base física fornecessem simulações melhores do que outros modelos, uma vez que refletiriam mais adequadamente o mundo real. Todavia, há também limitações. Em particular, a definição matemática de modelos com base física é freqüentemente de tal forma que soluções analíticas para as equações não podem ser encontradas, procurando-se, então, definir soluções numéricas aproximadas baseadas em discretizações no espaço e no tempo através de diferenças finitas, elementos finitos ou elementos de contorno. Tais modelos, nesse caso, também envolvem um grau de promediação dos processos físicos que ocorrem na bacia hidrográfica ao nível da escala da malha de representação desses processos utilizada na modelagem. A escala de representação será freqüentemente maior do que a escala de operação dos processos hidrológicos em função de limitações computacionais. Em segundo lugar, os modelos com base física baseiam-se em relações que são essencialmente empíricas (por exemplo, a lei de Darcy ou a equação de fluxo uniforme tal como a equação de Manning). Adicionalmente, as equações da mecânica do contínuo teoricamente aceitáveis foram desenvolvidas para processos pontuais em lugar de processos espaciais. Por essa razão, há ainda considerável subjetividade na definição de modelos distribuídos com base física. Contudo, a diferença importante que existe entre modelos distribuídos e modelos concentrados reside no fato de que as relações físicas utilizadas podem ser validadas através de medidas no campo e aperfeiçoadas ao longo do tempo como decorrência dos resultados de novos experimentos da mesma maneira que outras leis científicas. Assim,

modelos distribuídos com base física possuem, em princípio, parâmetros mensuráveis no campo.

A classe adicional de modelos semi-distribuídos, categoria em que os os modelos hidrológicos distribuídos atuais seriam classificados, vem a preencher a lacuna entre modelos físicos idealmente distribuídos e os modelos concentrados comumente utilizados até esse momento na prática de engenharia. Os modelos semidistribuídos utilizam relações funcionais conceituais para diferentes processos hidrológicos aplicadas a um grupo de sub-áreas relativamente homogêneas da bacia hidrográfica tratadas como unidades concentradas. Esses modelos semidistribuídos constituem essencialmente uma extensão dos modelos conceituais concentrados e, até certo ponto, sujeitos a limitações similares. Enquanto alguns desses modelos podem ser aplicados com base em parâmetros medidos somente no campo (Beven e Kirkby, 1979), é mais usual para os modelos que permaneçam relativamente simples serem calibrados por processos de otimização com base em registros de vazão (Gupta e Solomon, 1977 a; Solomon e Gupta, 1977). Esses modelos permitem, contudo, a incorporação de dados hidrológicos, solo e vegetação em um processo de calibração.

Com base na análise da estrutura de modelos hidrológicos distribuídos, pode-se visualizar basicamente três diferentes abordagens de como o processo de espacialização da informação é correntemente feito. Essas abordagens são denominadas, na literatura, unidade hidrológica de resposta (HRU), área elementar representativa (REA) e unidade de resposta grupada (GRU).

Uma unidade de resposta hidrológica é uma região considerada homogênea em uma bacia hidrográfica. A bacia é discretizada em unidades hidrologicamente similares, usualmente com base na cobertura vegetal, tipo de solo e declividade. A localização de cada HRU na bacia é importante para efeito de propagação de vazões e o escoamento superficial gerado por cada HRU precisa ser considerado individualmente na aplicação de um modelo (Anderson, 1973).

Uma área elementar representativa é entendida como uma escala crítica na qual hipóteses implícitas de continuidade podem ser utilizadas sem conhecimento do real padrão de comportamento topográfico, bem como do solo e da chuva, ainda que seja necessário considerar a variabilidade implícita desses parâmetros. Em outras palavras, para bacias hidrográficas maiores do que as zonas de influência definidas por estruturas de correlação espacial associadas ao solo e à chuva, considera-se os reais padrões de variabilidade através de médias e variâncias (Wood et al., 1990).

Uma unidade de resposta grupada é uma região na bacia que pode ser agregada de uma maneira conveniente para a modelagem. Esse procedimento pode ser conduzido com base em zonas meteorologicamente uniformes, que é conveniente para integração com mapas e informações obtidas por sensoriamento remoto (Tao e Kouwen, 1989; Kite e Kouwen, 1993). Na abordagem GRU, regiões com respostas hidrológicas similares dentro de uma unidade são agrupadas, independente da localização, e tratadas separadamente no cálculo de vazões. A localização de cada unidade de resposta dentro de uma GRU não é importante para efeito de produção de escoamento ou propagação de vazões. As unidades de resposta hidrológica dentro de uma GRU são usualmente definidas por tipo de cobertura da superfície.

2.1.2 - Discussões sobre o uso de um modelo hidrológico

O uso de um modelo chuva vazão usualmente apresenta os seguintes tópicos a serem discutidos: escolha, calibração, validação e aplicação. O problema a ser enfrentrado por muitos dos praticantes da área de hidrologia é a seleção de um modelo apropriado para uma particular bacia hidrográfica. Por modelo apropriado, entende-se a capacidade do modelo em reproduzir adequadamente os vários aspectos dos hidrogramas de saída que são de interesse para o hidrólogo.

No presente momento, há duas classes gerais de modelos a partir das quais a seleção pode ser feita. Pode-se selecionar um modelo chuva-vazão (concentrado ou distribuído) que se propõe a ter base física ou selecionar um modelo mais simples que tenha base empírica ou que seja derivado em função da teoria dos sistemas lineares, da análise de séries temporais ou, mais recentemente, de redes neurais. Para as pessoas que trabalham com modelos do tipo chuva-vazão, existe a crença de que esses tipos de modelos são inerentemente mais precisos nas suas representações relativas ao comportamento da bacia hidrográfica. Por outro lado, modelos mais simples (por exemplo, séries temporais, modelos lineares, redes neurais, entre outros) são usualmente mais fáceis de construir e calibrar, mas tem sido criticados por empregar hipóteses não realistas sobre a natureza do sistema físico. Em favor de modelos mais simples, têm sido argumentados, algumas vezes, que, a partir do ponto de vista da engenharia, a utilidade de um modelo de bacia hidrográfica não necessita depender tanto do seu realismo conceitual quanto de sua capacidade de reproduzir o comportamento de entrada e saída. Alguns pesquisadores têm procurado comparar o desempenho de modelos do tipo chuva-vazão com modelos mais simples (Gupta and Solomon, 1977b; Loague, 1991). Os resultados apresentados na

literatura não estabelecem uma regra definida sobre qual espécie de modelo tem um desempenho superior.

O problema de se empregar um modelo mais simples ou um modelo chuva-vazão é, de fato, apenas uma faceta de um problema maior, isto é, como decidir sobre o nível de complexidade da estrutura do modelo apropriada para a modelagem de uma dada bacia hidrográfica. No centro do problema, está a questão de escolha da escala de modelagem do sistema a ser modelado, que é freqüentemente ignorada. Na verdade, os pesquisadores que têm trabalhado com modelo chuva-vazão reconheceram essa questão recentemente e a discussão sobre a promediação nesse tipo de modelo é ainda um tópico a ser abordado. Contudo, aplicações de modelos do tipo chuva-vazão bem como modelos de séries temporais têm sido realizadas sem caracterizar as escalas espaciais e temporais do problema, modelando-se bacias hidrográficas com áreas que variam de dezenas de quilômetros quadrados a dezenas de milhares de quilômetros, fornecendo previsões com antecedência, em termos temporais, de minutos a dias.

A calibração é a fase do processo de simulação onde os parâmetros devem ser identificados e estimados. Essa é a fase que tem recebido grande atenção na literatura. Merece maiores considerações e, portanto, será melhor analisada no próximo item.

A fase de validação consiste em utilizar o modelo já calibrado, com dados diferentes daqueles usados no ajuste. Validação e calibração estão intrinsecamente conectadas. Há diferentes formas de validar um modelo. Se, por exemplo, um modelo que requer dados diários é utilizado e um registro de dados diários está disponível, adota-se o procedimento de se dividir a amostra em duas partes de tal forma que, enquanto a primeira parte é utilizada na fase de calibração do modelo, a segunda serve para fazer a verificação ou validação do modelo calibrado. Uma forma alternativa de se calibrar e validar o desempenho de um modelo é o uso de um conjunto de eventos, alguns dos quais utilizados para calibração e outros empregados para validação. É importante salientar que há dúvidas sobre a melhor forma de se conduzir à avaliação de desempenho de um modelo.

A quarta e última fase é a aplicação. É a fase em que o modelo é utilizado para representar situações onde se desconhece a saída do sistema. A qualidade dos resultados obtidos depende, essencialmente, da representatividade dos períodos usados no ajuste e da capacidade intrínseca ao modelo em simular as alternativas escolhidas pelo hidrólogo.

2.1.3 - Calibração de um modelo hidrológico

Conforme Kuczera (1983a), a literatura indica cinco grandes campos de aplicação de modelos chuva-vazão:

- extensão de séries de descarga;
- geração de estatísticas sobre descargas;
- acesso aos efeitos provenientes das mudanças no uso do solo;
- predição de vazões em bacias não monitoradas;
- predição dos efeitos provenientes das mudanças no uso do solo em regimes hidrológicos.

É aceito, em geral, que as três primeiras aplicações têm sido implementadas com sucesso. Para tanto, é suficiente identificar e ajustar um modelo capaz de converter satisfatoriamente entradas de variáveis hidrológicas como chuva, por exemplo, em saídas como as vazões em uma dada seção do rio.

Contudo, a implementação das duas últimas aplicações é consideravelmente mais difícil. Basicamente, o problema surge quando é tentado o desenvolvimento de relações de regressão entre os parâmetros oriundos do processo de otimização e as características físicas da bacia hidrográfica. Magette et al. (1976) desenvolveram relações de regressão entre seis parâmetros ajustados do modelo hidrológico de Kentucky e quinze características fisiográficas da bacia hidrográfica. Testes independentes revelaram que erros na predição de vazões médias anuais variavam de menos de 1% a 860%.

Uma das possíveis razões é que os parâmetros ajustados não foram corretamente identificados pelo processo de calibração. A calibração de um modelo é uma das etapas que oferece maiores dificuldades na modelagem hidrológica. Isso deve-se ao fato de que a superfície de resposta gerada por tal modelo é muito complexa sendo usualmente constituída por múltiplos mínimos locais e muitas vezes com a ocorrência de vales e pontos de sela. Por outro lado, as ferramentas matemáticas disponíveis são capazes de resolver os problemas eficientemente quando a função associada ao modelo é bem comportada.

De forma geral, a calibração pode ser classificada em dois tipos: calibração manual pelo método da tentativa e erro e calibração automática. Na segunda abordagem, um método de otimização matemática é programado em um computador digital, sendo usado para ajustar os valores dos parâmetros desconhecidos com base nas mudanças dos valores de uma função objetivo pré-especificada.

O objetivo de um processo de calibração é obter o conjunto de parâmetros comumente denominados de ótimos. Conforme Troutman (1985), há duas maneiras de se definir o conjunto de parâmetros ótimos. A primeira é defini-lo como o conjunto de parâmetros que assumem valores fisicamente compatíveis com a natureza e, mais precisamente, com a bacia hidrográfica em questão. A segunda definição possível é aquela em que um determinado critério matemático, também chamado de função objetivo, é estabelecido. Procura-se, nesse caso, obter o conjunto de parâmetros que tornam as vazões geradas pelo modelo ajustado aos valores de vazão observados.

Na verdade, essas duas definições confundem-se, uma vez que se espera obter boas previsões de vazão de forma que o valor assumido pela função objetivo seja baixo e, ao mesmo tempo, obter-se valores para os parâmetros que sejam fisicamente reais. Se houvesse um modelo que representasse exatamente a natureza, o conjunto ótimo de parâmetros atenderia as duas definições. Na prática, não temos um modelo perfeito, o que acarreta a obtenção de valores para os parâmetros que diminuem uma determinada função objetivo, mas que, muitas vezes, não conduzem a valores fisicamente reais, caso não seja feito uso de restrições aos valores dos parâmetros. Problemas nessa área têm sido reconhecidos por Diskin e Simon (1977), Canedo (1979), Sorooshian e Dracup (1980), Moore e Clarke (1981), Sorooshian e Arfi (1982), Sorooshian *et al*. (1983), Gupta e Sorooshian (1983,1985), Duan *et al*. (1992), entre outros. Johnston e Pilgrim (1976) apresentam as seguintes características dos modelos hidrológicos e correspondentes metodologias de calibração, que apresentam dificuldades para encontrar estimativas precisas dos parâmetros:

- interdependência entre os parâmetros do modelo;
- indiferença da função objetivo aos valores de parâmetros tipo patamar;
- descontinuidade da superfície de resposta;
- presença de ótimos locais devido à não convexidade da superfície de resposta.

2.1.4 - Aspectos de calibração-validação aplicados modelos hidrológicos distribuídos com base física

Como Jensen e Mantoglou (1992) afirmam, modelos distribuídos com base física ainda estão na fase de desenvolvimento, onde as bases teóricas da descrição dos processos individuais consistentes com as escalas selecionadas não estão completamente resolvidas.

Há poucos testes rigorosos e validação de modelos de bacias hidrográficas publicados na literatura. Todavia, estudos estão sendo conduzidos para abordar esses problemas.

Bathurst e O'Connell (1982) ressaltam que a calibração eficiente de modelos distribuídos com base física requer que estudos de campo constituam parte integrada ao procedimento de calibração, em vez de serem percebidos como atividades isoladas. Falta de dados suficientes é sempre um problema ou razão para críticas em estudos hidrológicos, uma vez que o tempo e os custos envolvidos são usualmente altos. Contudo, esses obstáculos devem ser vencidos para que se abram possibilidades de novos progressos nessa área.

Em primeiro lugar, a incorporação de um programa de campanhas de medição em campo significa que uma ampla base de dados de calibração e validação torna-se disponível, com base nas necessidades do modelo. Tais dados incluem variáveis internas, como umidade do solo, níveis da superfície do freático, profundidades da camada de neve, entre outras, essenciais para fornecer um convincente exercício de calibração e validação. A dependência de registros de dados passados ou a implementação de um estudo de balanço de água tradicional como uma atividade isolada são prováveis de permitir uma calibração somente levando-se em conta a vazão na seção de saída da bacia hidrográfica. Como essa vazão representa uma integração de efeitos dentro da bacia, poderia ser possível obter-se uma calibração aparentemente satifatória com base em representações errôneas mas, por outro lado, compensadoras, relativas aos processos internos. Tal calibração não formaria uma base segura para subseqüentes predições. Com informações sobre variáveis internas do modelo, contudo, seria possível realizar uma calibração interna bem mais satisfatória e consistente. Em segundo lugar, na medida que os primeiros dados ficam disponíveis, ou se houver registros de dados passados, pode-se fazer uso do modelo para uma investigação preliminar sobre as diferentes hipóteses a respeito do comportamento da bacia hidrográfica, provendo diretrizes com relação a que medidas adicionais devem ser feitas e em que locais. Em terceiro lugar, testes de sensibilidade podem indicar, através de resultados de simulação, os parâmetros mais sensíveis, ou seja, aqueles que causam maiores incertezas na variável de saída, definindo os parâmetros que deveriam ser medidos com maiores detalhes.

2.1.5 - Críticas e diretrizes para modelos hidrológicos distribuídos com base física

Como Grayson et al. (1992 a, 1992 b) comentam, há uma certa arrogância associada com modelos distribuídos com base física em relação à superioridade sobre

modelos concentrados ou empíricos, e essa presunção precisa ser superada para novos avanços em modelagem hidrológica. A conseqüência é que o uso de equações que são teoricamente corretas em uma certa escala poderia ter aplicação universal, de forma que o modelo resultante fosse muito mais utilizado do que um modelo que necessite de calibração, com base em estudos de campo, de parâmetros empíricos. O centro da discussão reside, na prática, se há quaisquer diferenças entre tais classes de modelos, a não ser pelo aumento significativo de tempo necessário para calibrar numerosos parâmetros associados como modelos distribuídos de base física.

O uso desses modelos pressupõe que os processos físicos possam ser representados de forma determinística, levando Beven (1989) a se referir a modelos distribuídos como modelos conceituais concentrados. Há certas hipóteses subjacentes à noção de modelos de base física como: os processos podem ser modelados como concentrados em unidades homogêneas a uma certa escala; os algoritmos e parâmetros utilizados para definir os subprocessos são apropriados na escala das unidades homogêneas; os dados de entrada estão disponíveis para uma resolução apropriada do modelo. Mesmo os modelos matemáticos mais rigorosos que descrevem a resposta da bacia hidrográfica são representações simplificadas da realidade. No entanto, o rigor teórico de alguns modelos é impressionante, o que seduz, implicando um grau de precisão que pode não existir. Aplicações em que os resultados dos modelos são ruins são raramente relatadas, perpetuando a noção de que os modelos detêm todas as respostas (Klemes, 1983).

Apesar de todas essas críticas válidas levantadas na literatura, há esperanças para o desenvolvimento de modelos hidrológicos distribuídos de base física. Reconhecer suas limitações é o primeiro passo para novos progressos nessa área.

Quais são, então, os princípios que deveriam ser aplicados e quais as futuras diretrizes no desenvolvimento de modelos hidrológicos aplicados a bacias hidrográficas? Hillel (1986) listou quatro princípios para balizar o desenvolvimento de modelos hidrológicos distribuídos do tipo chuva-vazão: parcimônia, isto é, o número de parâmetros deve ser minimizado e os valores devem ser obtidos a partir dos dados; modéstia, onde o escopo e aplicabilidade de um modelo não deve ser superestimado; precisão, ou seja, a precisão na predição não deve ser melhor do que a precisão na medida; aplicabilidade, de forma que o modelo possa ser testado e seus limites de validade definidos. Beven (1989) foi mais específico sobre o que deve ser levado em conta: a teoria de agrupar processos que acontecem em uma escala inferior à escala de operação do modelo; maior correspondência em escala entre predições feitas pelo

modelo e os processos naturais; maior rigor na determinação das incertezas presentes em predições feitas pelos modelos. Através de um melhor entendimento de sistemas naturais, os modelos serão melhorados e suas aplicações assumirão um caráter mais geral.

No próximo tópico, destacam-se alguns resultados recentes relativos ao emprego e desenvolvimento da modelagem hidrológica chuva-vazão de forma a atender a algumas das críticas formuladas neste item e no item 2.1.4.

2.1.6 - Análise de sensibilidade em modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão

A modelagem da fase terrestre do ciclo hidrológico, ou seja, a modelagem hidrológica, incluindo-se as componentes de escoamento superficial, escoamento subsuperficial e escoamento subterrâneo permanecem como um grande desafio para os hidrólogos. Um grande esforço em traduzir o comportamento da natureza em modelos matemáticos, acoplado com trabalhos experimentais, tem sido realizado nas últimas três décadas. A análise de sensibilidade tem sido concomitantemente utilizada como uma ferramenta para guiar os passos na direção de uma modelagem mais eficiente, na medida que se torna possível identificar as variáveis mais importantes e que apresentem potencial para serem medidas na escala da bacia. Segundo Sorooshian e Gupta (1985), a identificação de um modelo chuva-vazão conceitual para uma determinada bacia envolve duas etapas. A primeira, envolvendo a identificação da estrutura do modelo, inclui a definição das fronteiras do sistema a ser modelado, especificação das entradas e saídas a serem consideradas, integrando todas as variáveis envolvidas. O segundo estágio está relacionado à identificação dos parâmetros, ou seja, à calibração do modelo. Na análise de sensibilidade, é interessante conhecer para que parâmetro ou combinação de parâmetros a saída do modelo é insensível. A região de insensibilidade é denominada de região de indiferença, que pode ser caracterizada a partir de uma superfície hiperbólica no espaço de parâmetros. A região de não identificação é descrita pelo tamanho e orientação do elipsóide.

As metodologias de análise de sensibilidade permitem a quantificação dessas noções geométricas em índices computáveis que, por sua vez, descrevem várias propriedades da região de interesse. Talvez a propriedade mais importante seja o grau para o qual a não identificação está relacionada aos efeitos de compensação de variações simultâneas de dois ou mais parâmetros de saída do modelo. A matriz de

reestruturação representa matematicamente a região de interesse, permitindo a derivação de índices de sensibilidade.

Por exemplo, Sorooshian e Arfi (1982) propuseram dois índices chamados de concentricidade e interação, que mede a interdependência em subespaços de dois parâmetros. O número condição da matriz (Bard, 1974) é um outro índice interessante sobre a forma e a orientação da elipse. Ele é dado pela razão entre o maior e o menor autovalor. Nathanson e Saidel (1982) introduziram o índice de interação multiparâmetro (MPI). Ele consiste na avaliação do determinante da matriz de identificabilidade estrutural normalizada inversa. Se a inversa da matriz de identificabilidade estrutural é a matriz de covariância, então, a matriz normalizada será a matriz de correlação. Na ausência de interação entre os parâmetros, os termos fora da diagonal da matriz normalizada assumirão o valor zero e MPI=1. Na medida que a interação cresce, o valor de MPI reduz-se até que o modelo é denominado não idenficável e MPI=0. Ainda que essa abordagem forneça informação sobre interdependência no espaço de parâmetros, tal informação pode ser difícil de extrair e interpretar.

Sorooshian e Gupta (1985) introduziram o índice de sensibilidade, que é uma medida atribuída a cada parâmetro do modelo. O índice de sensibilidade é obtido a partir do quociente entre a sensibilidade do parâmetro do modelo e o parâmetro de sensibilidade condicional, que representa, para cada parâmetro ***i*** do modelo, em certa região de interesse, quanto o parâmetro pode variar, enquanto permanecer dentro da região de indiferença, e os demais parâmetros forem mantidos fixos. Desta forma, o parâmetro de sensibilidade condicional não leva em conta os efeitos de compensação da variação simultânea de dois ou mais parâmetros na saída do modelo. O caso no qual o maior e o menor eixo do elipsóide, que descrevem a região de indiferença, são orientados ao longo da direção dos eixos dos parâmetros, significa que a matriz de reestruturação é uma matriz diagonal. O máximo que cada parâmetro ***i*** do modelo pode variar (permitindo-se que outros parâmetros variem livremente), enquanto permanece na região de indiferença, será dado pelo seu respectivo parâmetro de sensibilidade condicional. Geralmente o elipsóide estará orientado de outra forma, indicando interdependência e efeitos de compensação entre os parâmetros. Esse resultado significa que a matriz de reestruturação não é uma matriz diagonal. Neste caso, se todos os parâmetros são livres para variar simultaneamente, o parâmetro ***i*** do modelo será capaz de mover-se numa distância máxima dada pelo índice de sensibilidade do parâmetro, como derivado por Sorooshian e Gupta (1985).

Resultados da aplicação dessa última metodologia podem ser encontrados em Sorooshian and Gupta (1985), quando os autores avaliaram a sensibilidade de parâmetros do modelo hidrológico concentrado SIXPAR. Outras aplicações da metodologia podem ser encontrados em Rotunno (1989), Rotunno (1995) e Araujo et al. (2001). Nesses últimos trabalhos, são conduzidas análises de sensibilidade para o modelo hidrológico concentrado SMAP (*Soil Moisture Accounting Procedure*) (Lopes, Braga e Conejo, 1981) e para o modelo hidrológico distribuído WATFLOOD (Kouwen, 1988; Tao e Kouwen, 1989). Esses estudos basearam-se em cenários hipotéticos produzidos pelos modelos, ou seja, assumiu-se que os modelos refletem de forma acurada o comportamento da natureza, e que o conjunto ótimo de parâmetros para a bacia em estudo é conhecido. As vazões de saída na estação de medição são produzidas a partir de chuvas observadas. Para isto, os resultados de sensibilidade são obtidos para o conjunto de parâmetros escolhidos. Outra possibilidade seria a de realizar a análise de sensibilidade para um conjunto de parâmetros obtidos através de um processo de otimização, correndo-se o risco, no entanto, que erros nas variáveis de entrada e no modelo possam causar resultados espúrios.

A conclusão mais interessante desses trabalhos está na relevância assumida pela pelo reservatório superficial do solo e, em especial, na importância da informação de umidade do solo nos modelos hidrológicos.

Uma das dificuldades de desenvolver a supracitada análise de sensibilidade reside no problema de determinação dos parâmetros do modelo. Duan et al. (1992), corroborando resultados apresentados em diversos trabalhos anteriores (Jonhston e Pilgrim, 1976; Mein e Brown, 1978, entre outros) demonstraram as dificuldades existentes para a obtenção do conjunto ótimo de parâmetros, oriundas, por exemplo, da interdependência entre os parâmetros, resultante da parametrização excessiva dos modelos.

Beven e Binley (1992), ao reconhecer esse conjunto de dificuldades, e tendo em primeiro plano o grande problema de identificabilidade (Sorooshian e Gupta, 1985) presente na modelagem hidrológica, propuseram o conceito de eqüifinalidade. Através deste, reconhece-se que, devido à dificuldade em se reproduzir, com um modelo necessariamente simplificado e a partir de um conjunto limitado de informações, a resposta de um sistema físico, um modelo, em lugar de encontrar uma resposta ótima, poderia somente obter um conjunto de boas respostas que, segundo um critério definido *a priori*, seriam igualmente aceitas como possíveis respostas do sistema. Partindo desse

conceito, os autores propuseram a metolodogia de estimação de incertezas GLUE (*Generalised Likelihood Uncertainty Estimation*) (Beven e Freer, 2001). A metodologia multicritério para calibração proposta por Sorooshian et al. (1998), utilizada em Tucci (2003), aceita implicitamente esse conceito, ao admitir a impossibilidade da obtenção do conjunto ótimo, mas apenas a de um conjunto de simulações aceitáveis.

A partir da metodologia GLUE, Xavier (2002) analisou o impacto da não consideração da distribuição real do campo de precipitação como dado de entrada do modelo hidrológico Topmodel (Beven et al., 1995).

Um resultado bastante interessante obtido em Xavier (2002), complementar à análise de incerteza nas vazões do modelo hidrológico distribuído Topmodel em função de campos espaciais pluviométricos, configura-se na análise de sensibilidade conduzida para parâmetros desse modelo. A análise revelou a importância do parâmetro relacionado com o reservatório superficial do solo, mais especificamente a espessura do solo superficial, intimamente ligado com a informação de umidade do solo.

2.1.7 - Diretrizes da integração hidrológico-atmosférica

O considerável aumento da capacidade de processamento dos últimos anos bem como a relativa facilidade de se obter a distribuição espacial de alguns dados de entrada tornam real a perspectiva do uso futuro de modelos hidrológicos de base física, dos quais o Sistema Hidrológico Europeu (SHE) (Abbott et al., 1986) pode ser tomado como representativo. Diante dessa perspectiva, alguns problemas associados aos modelos de base física permanecem a ser resolvidos, como, por exemplo, a consideração de que os processos físicos ocorrem em escalas espaciais e temporais diferentes. Esse problema é particularmente relevante quando se considera que os modelos hidrológicos podem ser vistos como componentes terrestres de modelos atmosféricos, utilizados para a previsão de variáveis climáticas.

Por outro lado, no sentido de reforçar a percepção da integração entre modelos hidrológicos e atmosféricos e na direção dos estudos de sensibilidade conduzidos para modelos hidrológicos discriminados no item anterior, Afonso et al. (2001) e Afonso et al. (2003) destacam que as técnicas mais comumente utilizadas para análise de sensibilidade em modelos atmosféricos tem sido a de perturbar um único parâmetro de cada vez, dentro de uma faixa de variação fisicamente válida em torno do valor padrão do parâmetro perturbado, mantendo os demais fixos. Essa técnica tem a desvantagem de não levar em conta a interação entre as variáveis presentes. Esses efeitos, em função do

fenômeno em foco, podem ter contribuições importantes. Acompanha-se, neste ponto, Afonso et al. (2001) na revisão de alguns trabalhos associados com análise de sensibilidade em modelos atmosféricos. Consolida-se, na breve análise que segue, a importância do reservatório superficial do solo, em especial da umidade, e da cobertura e uso do solo conjuntamente com a sua textura.

Wilson *et al.* (1987) utilizou esta técnica para avaliar quatro cenários climáticos típicos. Para cada cenário identificado, foi analisada a variação, uma por vez, do comprimento de rugosidade, do índice de área foliar, das classes de textura do solo e da profundidade da camada superior do solo, ao longo de uma simulação de dez dias. Os resultados apontaram uma sensibilidade considerável para a textura do solo e baixa sensibilidade ao albedo da superfície. Verificou-se ainda que a sensibilidade dos fluxos à textura do solo foi comparável à sensibilidade das características do tipo de vegetação.

Dirmeyer (2001a) utilizou o modelo COLA (*Center Ocean-Land-Atmosphere Studies*) na análise de sensibilidade utilizando diferentes tipos de coberturas vegetais mostrando vários efeitos em relação ao tipo de vegetação. Corrêa (2001), por sua vez, estudando a análise de sensibilidade do modelo RAMS, revelou uma grande sensibilidade do modelo em relação ao tipo de vegetação, sendo particularmente evidente o efeito produzido pela inclusão de culturas irrigadas em áreas cobertas por vegetação esparsa típica de climas semi-áridos.

Pitman (1993) analisou a sensibilidade do modelo BATS (*Biosphere Atmosphere Transfer Scheme*), para determinadas faixas de valores dos parâmetros, avaliados individualmente, acoplando o esquema de superfície a um modelo de coluna simplificado, capaz de produzir respostas entre a superfície e a atmosfera. Esse estudo revelou que o modelo BATS é mais sensível aos parâmetros que descrevem a disponibilidade de umidade, de energia, e a eficiência do acoplamento entre a superfície e a atmosfera. O autor percebeu, em particular, que a falta de informação a respeito da distribuição das raízes, pode representar problemas para muito dos modelos de superfície mais avançados. Gao *et al.* (1996) realizaram uma análise de sensibilidade, empregando o modelo BATS, na forma não-acoplada, para avaliar as incertezas associadas aos processos de sinergia no sistema solo-atmosfera de uma forma controlada. A técnica utilizada foi a de construir conjuntos de curvas ajustadas, que ilustram a sensibilidade das respostas do modelo à variação de vários parâmetros de entrada, para diferentes forçantes atmosféricas prescritas. Segundo os autores, a metodologia mostrou-se capaz de aduzir novas luzes com relação ao comportamento e

parametrização do modelo BATS. Algumas das principais conclusões foram: (1) o fluxo de energia dominante desloca-se do fluxo de calor sensível no solo, em regiões áridas ou semi-áridas, para o fluxo de evaporação nas regiões de floresta úmida; (2) em estudos não-acoplados, a ausência dos mecanismos de sinergia mais importantes podem levar a resultados pouco consistentes em condições climáticas extremas; (3) as funções do modelo que determinam os fluxos de calor, do solo e da atmosfera, limitados pelo controle atmosférico e pela umidade do solo, podem ter que ser refinadas para que se possa obter uma modelagem mais real dos fluxos de energia da superfície do solo; (4) alguns componentes do modelo podem ser simplificados; (5) os erros presentes nas estimativas dos estados iniciais podem persistir por diversos anos, o que indica que se deve ter um certo cuidado com o processo de calibração do BATS, quando se utilizam dados observacionais incompletos e períodos curtos de simulação.

Outras técnicas como o método estatístico fatorial (MEF) e o teste de sensibilidade de amplitude de Fourier (FSAT) são capazes de avaliar simultaneamente a sensibilidade média da resposta do modelo à variação em um conjunto de parâmetros. No entanto, em geral essas técnicas resultam num elevado número possível de combinações de simulação, sendo necessário uma escolha criteriosa das variáveis que serão perturbadas e os domínios de variação destas variações. Henderson-Sellers (1992) utilizou um MEF de dois níveis (dois valores para cada parâmetro) para ordenar 23 parâmetros do modelo BATS. Das 8.388.608 ($=2^{23}$) combinações possíveis para se perturbar os parâmetros, foram selecionadas apenas 32 para cada regime climático. Collins e Avissar (1994) utilizaram o teste de sensibilidade da amplitude de Fourier, e realizaram 13.152 rodadas, perturbando um conjunto de 10 parâmetros e 5 condições atmosféricas.

Nessa linha de estabelecimento das diretrizes e sinergias de integração hidrológico-atmosférica, cabe destacar o papel do sensoriamento remoto na modelagem hidrológica distribuída e seu potencial emprego em modelos atmosféricos.

A aplicação de modelos hidrológicos distribuídos com base física requer a avaliação de um número relativamente grande de parâmetros relacionados ao solo, à vegetação e aos aspectos topográficos em uma dimensão espacial. Dois particulares problemas dizem respeito ao número de medidas e à obtenção de valores efetivos dos parâmetros, representativos na escala da malha empregada no modelo. Esforços no sentido de se resolver esses problemas estimularão desenvolvimentos nas estratégias de coletas de dados em campo e o uso da tecnologia de sensoriamento remoto.

O estado da arte em pesquisa na área de sensoriamento remoto correspondente à modelagem hidrológica pode ser resumido como segue:

- aplicações na determinação da cobertura do uso do solo de uma bacia hidrográfica baseada na porção do visível e do infravermelho do espectro eletromagnéticos;
- medidas na faixa de microondas do espectro eletromagnético aplicadas na identificação de água;
- avaliação de parâmetros de qualidade de água.

Link(1983) relaciona um resumo dos avanços na área de sensoriamento remoto aplicada à modelagem hidrológica. Apesar do progresso realizado através de estudos que envolvem dados de sensoriamento remoto, há um número limitado de modelos hidrológicos que têm sido usados, com sucesso, acoplados a essa nova base de dados.

Jackson et al. (1977) utilizou informação de cobertura do uso do solo, adquirida a partir de imagem Landsat, para estimar coeficientes de escoamento superficial para o modelo STORM (U.S. Army Corps of Engineers, 1976). Os autores concluíram que, exceto para bacias muito pequenas, a concordância entre simulações hidrológicas feitas com base em formas convencionais de definição do modelo e simulações feitas com base em modelos alimentados por imagens Landsat é bastante boa e aceitável para estudos de planejamento em bacias hidrográficas. Adicionalmente, os autores revelam que reduções significativas em custo, associadas com o desenvolvimento de mapeamento da cobertura de uso do solo e estimativa de parâmetros para modelos hidrológicos de planejamento, podem ser obtidas através do uso de imagens Landsat.

Em um outro estudo, Webb et al (1980) mostraram que os percentuais de classificação de cobertura do uso do solo derivados com base em imagens Landsat eram bastante aceitáveis para os propósitos de modelagem hidrológica. Na pesquisa realizada por Rango et al (1983), cobertura do uso do solo obtida através de dados convencionais e imagem Landsat foram fornecidas ao modelo HEC-1 (U.S. Army Corps of Engineers, 1981) para gerar curvas de freqüência de descarga. As diferenças nos resultados foram consideradas insignificantes. Também chegaram à conclusão de que, para bacias maiores do que 26 km^2, a abordagem envolvendo imagem Landsat era mais eficiente em termos de custo.

Simulações feitas com imagem Landsat deram resultados similares ou melhores do que dados cartográficos convencionais. Mais recentemente, Tao e Kouwen (1989) compararam duas alternativas, com e sem imagem Landsat, usando o modelo WATFLOOD (Kouwen, 1988) em bacia hidrográfica discretizada por uma malha de 10

km X 10 km. Dados horários de chuva foram empregados. O modelo foi utilizado em dois modos: concentrado, sem imagem Landsat, e distribuído, com imagem Landsat. Os resultados indicam um melhora na estimativa do hidrograma de cheia.

Estudos realizados por Abreu (2000), Ribeiro (2001) e Santos (2002) abordam o problema do mapeamento da cobertura do solo e o problema da detecção de mudanças nessa cobertura através do uso de imagens Landsat obtidas para a bacia hidrográfica dos rios Iguaçu e Sarapuí, Rio de Janeiro, Brasil.

Com respeito à detecção de água, um grande esforço de pesquisa tem sido feito para a análise de dados de radar meteorológico (Brandes, 1975; Collier, 1989; Messaoud e Pointin, 1990; Bhargava e Danard, 1994; Barbosa, 2000, Lou, 2004). Aplicações de dados de radar à previsão de vazões podem ser encontradas em publicações como Dalezius (1982), Garland (1986), Collinge e Kirkby (1987), Collier (1989), Kouwen et al. (1993) e Pereira Filho e Crawford (1999).

Trabalhos relacionados ao mapeamento de neve (área, profundidade e conteúdo de água) estão em andamento. Rango (1993) apresentou uma revisão dos estudos desenvolvidos nessa área. Exemplos de aplicações desse tipo de mapeamento em modelos hidrológicos podem ser encontrados em Martinec e Rango (1986), Leavesley e Stannard (1990) e Donald et al. (1995), entre outros.

Na área de detecção de umidade do solo, a faixa de microondas do espectro eletromagnético tem sido explorada com vistas à aplicação em modelos hidrológicos (Schmugge et al., 1980; Jackson et al., 1981, Engman, 1990; Pietroniro, 1993; Rotunno, 1995; Afonso (2003); Afonso et al. (2003)). Há dois modos importantes de utilizar a umidade dos solo em modelos hidrológicos. É reconhecido que a umidade inicial tem um importante papel na definição do hidrograma (vazão ao longo do tempo) para eventos chuvosos. A segunda forma consiste em se empregar a umidade do solo em diferentes tempos para controlar e corrigir o desempenho do modelo (Kuczera (1983a, 1983b)).

Verifica-se, pois, que a grande variabilidade espacial das características físicas de uma bacia hidrográfica coloca, em evidência, o uso do sensoriamento remoto como provedor de uma nova base de dados. Essa nova base de dados é um dos elementos essenciais no desenvolvimento dos novos modelos hidrológicos distribuídos e modelos atmosféricos com base física.

Feita essa exposição procurando destacar a importância de se adotar um referencial centrado na integração hidrológico-atmosférica, é interessante, ao final desta seção, revisar

sucintamente os possíveis usos de um modelo hidrológico, conforme apontado no item 2.1.3, a partir de Kuczera (1983). A lista renovada de desafios no emprego de um modelo hidrológico seria:

- extensão de séries de descarga;
- geração de estatísticas sobre descarga;
- acesso aos efeitos provenientes das mudanças no uso do solo;
- possibilidade de acesso aos efeitos climáticos globais e de mesoescala;
- predição de vazões em bacias não monitoradas;
- predição de vazões provenientes das mudanças no uso do solo
- predição e avaliação da sustentabilidade de ecossistemas de rios, lagos e lagoas através das trocas entre águas subterrâneas e águas superficiais e definição de critérios de exploração e equilíbrio dinâmico de sistemas

Como expresso anteriormente, as duas primeiras aplicações têm sido implementadas com relativo sucesso. No entanto, as demais têm encontrado grandes dificuldades em apresentar resultados satisfatórios. Uma das saídas para tal dilema, conforme salientado anteriormente, é o desenvolvimento de novos modelos do tipo chuva-vazão, que apresentem uma estrutura distribuída, facilitando a incorporação de informações espaciais e temporais. Adicionalmente, destaca-se a necessidade e importância de se integrar variáveis atmosféricas e fluxos turbulentos na superfície continental bem como a compreensão sistêmica do escoamento das águas superficiais e subterrâneas.

É exatamente, neste ponto, que identifica-se a contribuição desta tese, na medida que ela traz à tona um ângulo novo para procurar vencer algumas das limitações hoje encontradas na modelagem hidrológica chuva-vazão. Feitas essas observações, em que a bacia hidrográfica é a unidade de gestão, deve-se perceber, portanto, que há uma ligação estreita entre esse tipo de modelagem e a modelagem atmosférica.

Mais especificamente, é importante, agora, fundamentar o novo referencial adotado neste trabalho, oferecendo, no próximo item, uma revisão sobre fenômenos e modelagem atmosférica, uma vez que o escopo deste trabalho envolve o estudo da transposição das águas do rio São Francisco sob o enfoque meteorológico.

2.2 – Fenômenos atmosféricos

A maioria dos fenômenos meteorológicos acontecem na fina camada inferior da atmosfera com 8 km a 16 km de espessura denominada de troposfera, onde está contida cerca de 90% da umidade atmosférica. Logo acima, está situada a estratosfera, com espessura entre 40 a 70 km, onde reside o ozônio, que é regulador da radiação ultravioleta que atinge a superfície terrestre.

A seguir, temos os principais fenômenos meteorológicos que atuam na região nordeste do Brasil (NEB). A descrição física mais completa desses fenômenos encontra-se no Apêndice A.

As massas polares atlânticas influenciam no regime pluviométrico da bacia hidrográfica do vaza-barris sergipano. Chagas e Pinto (2001) analisaram a contribuição da climatologia no regime pluvial. Os autores confirmaram a ocorrência de chuvas mais bem distribuídas no litoral e mais irregulares no sertão.

Na cidade de Petrolina-PE, Abreu (1979), analisando dados pluviométricos, concluiu que os sistemas frontais atingiram a região tropical nos meses de novembro e dezembro de 1967 a 1972, sendo responsáveis pelo início da estação chuvosa.

Kousky (1982) reforça a sugestão de que as chuvas sobre a região Nordeste ocorrem com maior freqüência no período do início da manhã, devido à conjunção dos ventos alísios com o efeito local da brisa continental, quando o autor analisou o movimento vertical próximo à costa, onde se localiza a cidade de Fortaleza. Sugeriu que, no início da manhã, ocorre o horário mais propício para formação de chuvas.

No estudo de sistemas associados a nuvens convectivas, cabe destacar o trabalho de Gomes Filho et al. (1997), que relacionaram as precipitações ocorridas em Campina Grande nos meses de março do período de 1987 a 1996 com sistemas convectivos de mesoescala. Em alguns casos, a precipitação observada era bastante concentrada, ocorrendo de forma isolada e bastante intensa.

Os mecanismos dinâmicos que produzem chuvas no NEB podem ser classificados em mecanismos de grande escala, responsáveis por cerca de 60% a 80% da precipitação observada dependendo do local (Molion e Bernardo, 2000).

Hastenrath e Heller (1977) estudaram os desvios característicos da circulação de grande escala com relação a anos extremamente secos e chuvosos no Nordeste. Os autores constataram que as secas, nessa região, estão associadas com anomalias positivas (temperatura da superfície do mar-TSM) ao norte do Equador e que, em anos chuvosos, ocorre o processo inverso, ou seja, anomalias positivas (TSM) ao sul do

Equador e negativas ao norte. Estudaram ainda a relação do posicionamento da ZCIT (zona de convergência intertropical) com as anomalias de TSM, positivas ao sul do Equador e negativas ao norte, como também com a precipitação no Nordeste.

Ramos (1975) comenta que março é o mês mais chuvoso, sendo a zona de convergência intertropical apontada como o principal sistema de circulação de grande escala, responsável pelo aumento no volume de chuvas nesse período, ocorrendo em poucos dias e em poucas horas, sendo mais freqüentes nas primeiras horas da manhã.

Rao e Brito (1984) defenderam a hipótese de que as mudanças do padrão de circulação, no hemisfério norte, são as principais responsáveis pelas anomalias pluviométricas registradas no nordeste brasileiro, chamando a atenção inclusive para a influência significativa da temperatura das águas oceânicas nesse processo. As conclusões gerais indicam o fortalecimento dos alísios de SE, que mantém a ZCIT ao norte do Equador, nas porções meridionais dos oceanos Atlântico e Pacífico.

Nobre e Molion (1988) sugeriram que a semi-aridez do nordeste brasileiro-NEB é devida à adjacência da região Amazônica, onde ocorrem movimentos convectivos, amplos e intensos, sendo um dos ramos ascendentes da circulação de Walker. As maiores diferenças entre as duas estações, em termos de exportação e importação de vapor de água, ocorreram nas partes norte e sul do NEB, e as mudanças relevantes no balanço de vapor de água na região, portanto, parecem estar ligadas à variação do posicionamento da ZCIT e às possíveis penetrações de sistemas frontais (ZCAS), procedente do sul do continente.

Uvo (1989), estudando a qualidade da estação chuvosa do Nordeste, analisou que a ZCIT do ano de 1985 conseguiu atingir a posição latitudinal de 6ºS, causando um índice pluviométrico alto na parte sul. O tempo de permanência do eixo da ZCIT, nessa posição, influenciou, também, diretamente a qualidade da estação chuvosa do norte do Nordeste.

Outro fenômeno que influencia no regime de precipitação do Nordeste são as linhas de cumulonimbus. Perrela (1995) comenta que, através de imagens de satélites, pode-se verificar que as linhas de instabilidade sobre o Nordeste estão associadas com a penetração da brisa marítima. Elas são formadas a partir de cumulonimbus de diversos tamanhos, que se organizam em linhas retas ou curvas. Essas linhas constituem um sistema que se desenvolve relacionado à circulação de mesoescala, podendo durar vários dias e se propagar por muitos quilômetros sobre o continente.

Um aumento de 4ºC acima da média das águas do Pacífico, próximo a costa leste do Peru, ocasionou um déficit de precipitação da ordem de 40-50% no nordeste brasileiro a partir do primeiro trimestre de 1992 (SUDENE, 1994).

Rao et al. (1995) analisaram a seca de 1993, mostrando que tinha sido uma das mais severas daquele século, comparável às secas de 1915 e de 1958. Atribuíram-na ao El Niño daquele ano e às mudanças do ramo sul-americano da circulação de Hadley-Walker, associadas ao episódio. Todavia Molion (1994) afirmou que esse déficit foi resultante da presença de aerossóis vulcânicos em associação com o El Niño.

De acordo com os resultados obtidos por (Silva et al., 1998), nos anos em que ocorreram fortes fenômenos El Niño, a parte semi-árida da região Nordeste do Brasil apresentou, invariavelmente, precipitação pluvial abaixo da média. Em uma área maior da parte norte e em uma área menor da parte sul da região, quando ocorre um novo evento forte, aumenta significativamente a proporção de área afetada pela seca na parte semi-árida da região Nordeste.

Sousa et al. (2000) analisaram o comportamento da precipitação pluviométrica anual do estado de Sergipe. Foram calculados valores de desvio padrão e coeficiente de variação para cada posto, no sentido de verificar a freqüência de anos secos e chuvosos. Os resultados dessa análise mostraram que os anos com índices abaixo da média estão relacionados a episódios El Niño. Os autores concluíram que a variabilidade pluviométrica da rede de postos que cobre o território sergipano apresenta desvios negativos em relação à média em função dos períodos críticos de chuva, aspecto atribuído ao fenômeno El Niño.

Eventos como La Niña têm sido associados à ocorrência de estações chuvosas mais úmidas que o normal na região nordeste do Brasil (Alves et al., 1997). A variabilidade da precipitação no Nordeste está sujeita à posição da zona de convergência intertropical e à forte influência das anomalias de temperatura da superfície do mar do Oceano Atlântico. Essas anomalias podem favorecer a ocorrência de uma estação chuvosa com chuva acima do normal através de sua influência sobre os ventos alísios no Atlântico Tropical. Isso significa que há uma grande variabilidade nos efeitos desses eventos sobre a precipitação no Nordeste, devido aos diferentes regimes de precipitação e à interação com a topografia local (Grimn et al., 1998).

Alves e Xavier (2000) analisaram as condições termodinâmicas na bacia do Atlântico tropical no semi-árido nordestino em anos de ocorrência de eventos de La Niña. Os autores concluíram que as chuvas, no setor norte do nordeste, de fevereiro a

maio, foram acima da média climatológica, com as características termodinâmicas no Atlântico tropical, configurando-se como um dipolo negativo de temperatura da superfície do mar com anomalias positivas no setor norte e negativas no setor sul da bacia.

Anjos e Santos (2001) tiveram como objetivo determinar os períodos críticos de umidade através do índice de precipitação padronizada em situações de La Niña para o agreste de Pernambuco. Os autores concluíram que, devido a efeitos de mesoescala e características climáticas da própria região, não é possível determinar o início e fim dos eventos La Niña que estejam de acordo com os resultados que se encontram através da temperatura da superfície do mar. Todavia, pode-se determinar, com boa precisão, os períodos críticos secos e úmidos, principalmente na fase madura dos eventos.

Galvíncio e Souza (2002) efetuaram, com base nos valores de anomalias das temperaturas da superfície da água do mar e nos totais mensais precipitados sobre a bacia do Rio São Francisco, correlações lineares múltiplas entre os valores dessas variáveis. Foi observado que, ao contrário do que se dizia, o impacto do fenômeno El Niño na produção de água, no âmbito da bacia hidrográfica do rio São Francisco, é positivo. Ou seja, em anos de El Niño, a bacia produz mais água do que em anos de La Niña.

O dipolo do Atlântico, por sua vez, atua como inibidor das chuvas sobre a região.

Hastenrath e Heller (1977) analisando as relações entre as secas do nordeste do Brasil e as variações da temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico tropical no período de 1911 a 1972, observaram que, em anos considerados chuvosos no Nordeste, as águas superficiais do oceano Atlântico norte encontravam-se anomalamente frias (desvio negativo), enquanto que as águas no Atlântico sul encontravam-se anomalamente quentes (desvio positivo). Já em anos considerados secos, ocorria o inverso, ou seja, as águas superficiais do Atlântico norte encontravam-se anomalamente quentes e as águas superficiais do Atlântico sul, anomalamente frias.

Aragão et al. (1994) e Harzallah et al. (1996), observando os períodos de 1970-1976 e 1980-1986 e os anos de 1979 e 1988, encontraram uma relação quase linear entre as anomalias de precipitação no Nordeste do Brasil e o campo global de anomalias de TSM. Segundo os autores, quando o Pacífico central e leste encontram-se com TSM mais quentes e o dipolo do Atlântico negativo, observa-se um déficit na precipitação do Nordeste. Analogamente, quando a TSM do Pacífico central e leste encontra-se mais

fria e o dipolo do Atlântico positivo, a precipitação no Nordeste é superior a média climatológica.

Aragão (1999) cita que os estados do NEB mais atingidos pela seca são Pernambuco e Paraíba devido ao fato de que os vórtices ciclônicos de ar superior (VCAS) permaneceram mais tempo com seus centros sobre esses estados.

Souza et al. (2001) estudaram os vórtices ciclônicos em altos níveis (VCAN), que são sistemas caracterizados por uma baixa pressão originada na alta troposfera, possuindo uma circulação ciclônica fechada com centro mais frio na sua periferia. O objetivo foi analisar o VCAN. Concluíram que, na maioria dos casos, os VCAN's ficaram semi-estacionários sobre o estado da Bahia (BA), inibindo a precipitação no centro-leste desse estado.

A alta convecção associada é proveniente da bacia Amazônica, e a alta subtropical é o anticiclone do Atlântico Sul.

Outros aspectos sinóticos, que também influenciam a precipitação no nordeste brasileiro, são as ondas de leste.

Mota (1997) analisou os distúrbios ondulatórios de leste que atingiram a região NE do Brasil durante o inverno meridional de 94. Observou o deslocamento dessas ondas, desde a África até o norte do NE e a costa leste do Brasil. Verificou que a distribuição da divergência horizontal apresentou uma estrutura complexa de camadas alternadas na troposfera, com destaque para as regiões de mais forte convergência nos baixos níveis na retaguarda do cavado e para a região dos ventos de norte relacionadas com a área de mais intensa precipitação.

A escassez de água, no nordeste brasileiro, é de grande interesse, em função da precipitação ser tipicamente insuficiente e distribuída irregularmente. Sendo assim, é importante o monitoramento de algumas variáveis hidrometeorológicas, já que interferem no clima da região. Nesse sentido, examina-se, a seguir, o ciclo hidrológico.

2.3 – Ciclo hidrológico

O ciclo hidrológico é um fenômeno global de circulação fechada de água entre a superfície terrestre e a atmosfera (Figura 2.1). A superfície terrestre engloba os continentes e os oceanos. Uma parte do ciclo hidrológico é definida pela circulação da água na própria superfície terrestre, incluindo a circulação no interior, na superfície dos

solos e nos oceanos. Através da dinâmica das massas de ar, acontece a principal transferência de água da atmosfera para a superfície terrestre, denominada de precipitação. A precipitação ocorre quando complexos de aglutinação e crescimento das microgotículas, em nuvens com presença significativa de umidade (vapor de água) e em núcleos de condensação, formam uma grande quantidade de gotas com tamanho e peso suficientes para que a força de gravidade supere a turbulência normal ou movimentos ascendentes do meio atmosférico. A precipitação pode ocorrer na forma de neve ou granizo. No trajeto em direção à superfície terrestre, a precipitação já sofre evaporação. Caindo em um solo com cobertura vegetal, parte do volume precipitado sofre interceptação em folhas e caules, de onde parte se evapora.

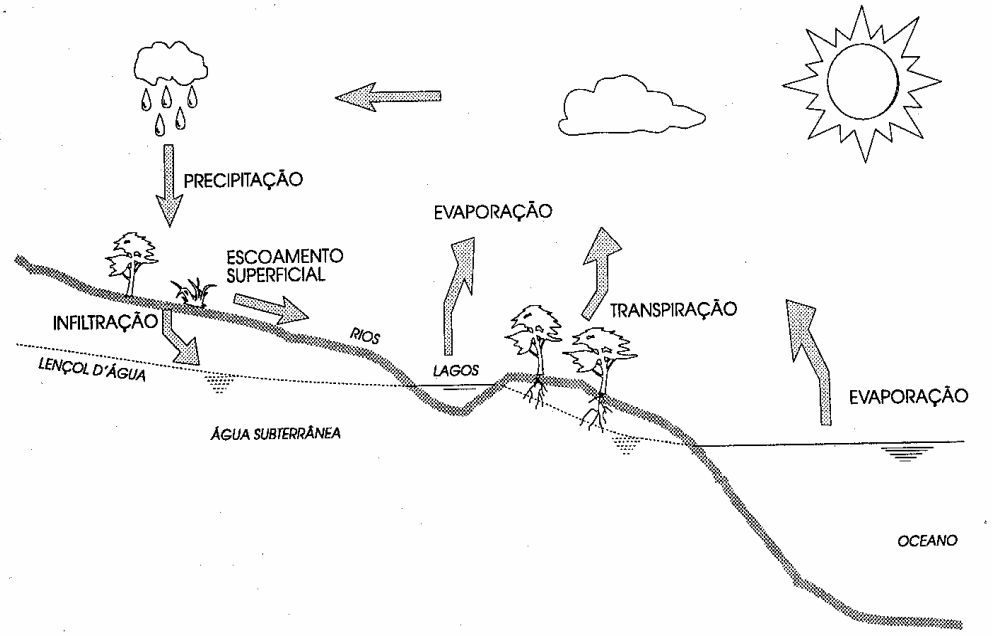


Figura 2.1 – Representação esquemática do ciclo hidrológico
Fonte: (LINSLEY, 1949).

A interceptação é um fenômeno que ocorre tanto com a chuva quanto com a neve. O solo é um meio poroso; há infiltração da precipitação que chega ao solo, enquanto a superfície do solo não se satura. A infiltração e a percolação no interior do solo são comandadas pelas tensões capilares nos poros e pela gravidade. A umidade do solo, realimentada pela infiltração, é aproveitada, em parte, pelos vegetais, que a absorve pelas raízes e a devolve quase toda à atmosfera por transpiração, na forma de vapor de água. A parcela não aproveitada pelos vegetais percola para o lençol freático que, normalmente, contribui para o escoamento de base dos rios. O escoamento superficial é impulsionado pela gravidade para as cotas mais baixas, vencendo

principalmente o atrito com a superfície do solo. A vegetação também reduz a energia cinética de impacto das gotas de chuva no solo, minimizando a erosão. Nos oceanos, a circulação das águas é regida por fenômenos físicos, destacando–se a rotação terrestre, os ventos de superfície, a variação espacial e temporal da energia solar absorvida. Por onde circula a água na superfície terrestre, seja nos continentes ou nos oceanos, existe evaporação para atmosfera. A evapotranspiração é a soma da evaporação e da transpiração, dependendo da radiação solar, das tensões de vapor do ar e dos ventos.

Monteith (1965) também contribuiu para a metodologia de estimativa da evaporação dada por (Bowen,1926), que mostrou que a relação entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente pode ser determinada a partir dos gradientes de temperatura e de umidade.

Saraiva et al. (2001) estudaram técnicas para reduzir a taxa de evaporação potencial em pequenos e médios reservatórios no semi-árido nordestino e consequentemente aumentar a disponibilidade hídrica. A evaporação anual sobre a superfície dos continentes e oceanos pode ser representada pela evaporação de reservatórios artificial e natural. Concluíram que a evaporação potencial, no tanque de cimento amianto coberto com tela branca, reduziu-se em torno de 25%, enquanto, no tanque com tela verde, a redução foi de 45%.

Molion (1989) afirma que, para estudos de balanço hídrico, são necessárias séries históricas onde as principais variáveis são a precipitação pluviométrica (P), evapotranspiração (E) e o escoamento superficial (R). O método utilizado consiste na combinação das equações do balanço de energia, onde o transporte horizontal foi desprezado, e do balanço de água para uma dada superfície. A razão de Bowen denota a partição da energia disponível entre calor sensível e calor latente. Uma das dificuldades na aplicação do método proposto é a estimativa do saldo de radiação (Rn) em virtude de não existirem muitos dados. Utilizando essa metodologia na bacia do rio Trombetas, obteve um coeficiente de escoamento superficial igual a 44%, enquanto a razão observada entre a vazão e precipitação média anual da bacia foi correspondente a 46%. O autor concluiu que o método apresentado demonstrou ser uma ferramenta útil para o cálculo do balanço hídrico e para a estimativa do coeficiente de escoamento médio anual de uma bacia hidrográfica.

Rebouças (2000) chama a atenção para o desperdício de água no Brasil. Acha que o desafio do Nordeste não é tanto a falta de chuva, mas o alto índice de evaporação e que, por isso, devemos superar a evaporação usando a água com eficiência. Lembrou

que, na Espanha, a utilização de água na agricultura é de 5000 a 6000 m^3/(ha.ano), em Israel, de 3000 a 5000 m^3/(ha.ano), e, no Nordeste, de 18 m^3/(ha.ano).

Finalmente, Lócio (2000) comenta que, do ponto de vista hidrológico, o rio São Francisco permanece o mesmo desde o início das medições iniciais em 1928, e que as menores vazões ocorreram nos anos de 1952 e 1954.

Feita essa retrospectiva em relação aos fenômenos meteorológicos e ao ciclo hidrológico, passa-se a uma discussão sobre modelos atmosféricos, instrumento que será utilizado, nesta tese, no tocante a uma nova avaliação do projeto de transposição de águas do rio São Francisco. Como ressaltado anteriormente, a presente tese inova na abordagem meteorológica da transposição com base em uma visão integrada hidrológico-atmosférica, na medida que supera limitações do uso estrito de modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão utilizados nos estudos anteriores sobre a viabilidade da transposição.

2.4-Modelos atmosféricos

Para contextualização do presente estudo, destacam-se alguns trabalhos envolvendo o uso de modelos globais e regionais. Dickinson et al. (1989), por exemplo, afirmam que os modelos regionais vêm, cada vez mais, tornando-se atraentes para simulações e previsão de clima, pois, através de alta resolução espacial, podem substancialmente melhorar a qualidade da solução numérica. Isso pode ser atingido não só pela redução de erros numéricos, como também pela melhor representação das condições de contorno e de processos de mesoescala.

Cotton et al. (1994) comentam que os modelos numéricos de previsão de tempo, de grande escala, permitem previsões de até 6 dias, porém, devido ao grande espaçamento dos pontos de grade, somente os sistemas de escalas sinótica ou maiores são bem representados pelo modelo. Sistemas meteorológicos de mesoescala formados por oceano-atmosfera, com cobertura superficial de diferentes características, são bem representados.

Pan et al. (1999) realizaram um estudo de sensibilidade de um modelo regional aos efeitos de reinicialização. Para isso, foi feita uma integração de um mês sem reinicializarão do modelo como caso de controle. Em seguida, realizaram alguns conjuntos de integrações para períodos menores com reinicializações do modelo.

Comparando os resultados dos experimentos com dados observados, notou-se que a simulação de 30 dias consecutivos foi a que apresentou um melhor resultado.

Dias et al. (1999) realizaram um estudo dos impactos atmosféricos do lago de Itaipu, adotando uma abordagem em que combinaram análise de dados históricos com simulações, através de um modelo de mesoescala, para diferentes cenários de uso do solo. Os tamanhos das séries temporais disponíveis antes e depois da criação do lago são limitados. Os autores verificaram que a umidade específica pode aumentar em até 4g/kg sobre o lago de Itaipu, em relação a cidade de Cascavel, e, em 2g/kg, em relação a cidade de São Miguel de Iguaçu. O índice da brisa é um indicador para quantificar a intensidade das circulações induzidas pelo lago. Esse índice variou entre 0,01 e 0,1. As simulações envolveram o uso do modelo ARPS por um período de 36 horas, sendo possível analisar o efeito do lago. Os resultados apontaram variações de até mais ou menos 2^0C na temperatura e flutuações de mais ou menos 5g/kg na umidade. Os autores concluíram que não foi possível encontrar efeitos importantes do lago de Itaipu devido às diferenças encontradas serem pequenas. Verificaram que os resultados foram compatíveis com estudos feitos em lagos.

Um dos problemas que tem constituído um desafio para os cientistas envolvidos na área de modelagem global e regional é a incorporação da variabilidade espacial da temperatura da superfície do mar (TSM) no entendimento dos processos de circulação atmosféricos.

Influência da temperatura da superfície do mar (TSM)

Campos et al. (1999) comentam que a região com maior variabilidade de TSM, na costa leste da América do Sul, é a do encontro das correntes do Brasil e Malvinas. A região de confluência é caracterizada por um intenso gradiente de temperatura. Devido ao deslocamento sazonal e interanual dessa região, grandes anomalias de TSM são observadas. Efeitos da TSM do Atlântico no clima da América do Sul ainda estão para serem descobertas.

Moura e Shukla (1981) analisaram as anomalias de TSM sobre o Atlântico tropical (dipolo do Atlântico) e a precipitação sobre Fortaleza e Quixeramobim, no Ceará. Utilizaram um modelo numérico de circulação global com anomalias quentes na parte oeste do oceano Atlântico ao norte do Equador, aliadas a anomalias frias na parte equatorial e tropical sul. Essa configuração fixa a ZCIT mais ao norte, causando uma diminuição substancial nas chuvas sobre o nordeste brasileiro.

Silva et al. (1996) estudaram a assimilação da TSM e sua influência na previsão numérica de precipitação usando o modelo RAMS. A TSM foi assimilada das seguintes maneiras: homogênea para a região, TSM média climatológica e TSM média semanal. Os resultados forem comparados com a da precipitação convectiva acumulada prevista pelo modelo.

Galvino e Souza (2001) estudaram contrastes climáticos entre sub-regiões do baixo e alto São Francisco em anos de El Niño, no período de 12 anos, de 1970 a 1983. Calcularam as correlações entre os índices de anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM) do Pacífico e as precipitações nas diferentes áreas atingidas pelo fenômeno El Niño. Concluíram que os resultados indicaram uma relação direta entre a precipitação e os índices de anomalias de TSM. Em anos de El Niño, ocorreram altas precipitações na sub-região do alto São Francisco e baixas precipitações na sub-região do baixo São Francisco. Em anos de La Niña, ocorreu exatamente o contrário, ou seja, altas precipitações na sub-região do baixo São Francisco e baixas sobre a sub-região do alto São Francisco.

Componentes do balanço de energia

Chen e Cotton (1983) têm como proposta a parametrização das radiações de onda curta e onda longa, considerado o efeito da presença de água condensada na atmosfera. No caso da radiação de onda longa, o esquema proposto é uma solução completa da equação de transferência radiativa com uma aproximação da emissividade ε. Para a radiação de onda curta, são obtidas, inicialmente, a reflectância, a absortância e a transmitância para cada camada da atmosfera modelada. Após, são calculados os fluxos de radiação ascendentes e descendentes. Esses fluxos são parametrizados, considerando-se a presença ou não de nuvens.

Umidade do solo

As formulações das parametrizações da superfície continental podem ser diferentes, de modo que a representação dos campos de água no solo resultante para cada esquema também pode ser diferente. Por exemplo, Sato et al. (1989) aplicaram procedimentos específicos para adaptar os valores de umidade no solo calculada por outros esquemas, no caso de climatologias obtidas do balanço hídrico, em valores apropriados para a inicialização dos esquemas de superfícies SIB (Sellers et al., 1986).

Parametrização de água no solo do esquema de superfície é fundamental para a previsibilidade atmosférica regional. Esses procedimentos são dependentes dos parâmetros que definem as características da superfície quanto aos tipos de vegetação e de solo.

Uma condição inicial de umidade do solo é influenciada pelos parâmetros e distribuição dos biomas considerados no modelo. Em geral, as mudanças climáticas atribuídas às modificações das características da superfície (albedo e cobertura vegetal) não exploram devidamente o grau de alteração da umidade do solo gerado pela alteração do bioma.

Correlação entre a precipitação e a umidade do solo antecedente, esta última derivada a partir de um modelo de balanço de água, foi obtida por Fennesy e Sud (1983). Fennesy e Sud (1983) fizeram uma análise para a América do Norte de 40 anos de dados de precipitação e umidade do solo, esta última estimada através do modelo de balanço de água. A correlação entre a umidade do solo e subseqüente precipitação foi mais forte sobre as grandes planícies, durante o final do verão. A alta correlação, nas regiões propensas à seca, evidenciou uma forte interação entre as condições à superfície e a manutenção da estiagem.

Segal et al. (1988) mostraram que o solo deve ser inicializado com um perfil mais seco próximo da superfície e mais úmido na zona das raízes quando o objetivo é representar o impacto de áreas com vegetação não estressada sobre circulações atmosféricas de mesoescala. A razão para essa distribuição no perfil de umidade no solo é proporcionar o conteúdo de água necessário na região das raízes para manter os estômatos das plantas abertos.

Huang e Dool (1993) obtiveram uma correspondência significativa quando anomalias negativas de precipitação precederam temperaturas acima da média de verão em até um mês. A hipótese de que o déficit de umidade no solo força a persistência de condições de verão quentes e secos pode ser o mecanismo dominante na interação entre o continente e atmosfera, confirmado seja por análises observacionais ou através de resultados de modelos.

Western (1999) comenta que a umidade do solo é a variável chave dos processos hidrológicos (erosão, solução de transporte, interação superfície-atmosfera) na superfície terrestre. A umidade do solo é altamente variável no espaço. Existem duas maneiras para o estudo da variabilidade espacial: dados de sensoriamento remoto e estudos de campo. Fatores sobre características da vegetação e textura do solo podem

afetar. O autor utilizou técnicas geoestatísticas de regularização, como também analisou variogramas. Concluiu que a umidade do solo varia de acordo com as mudanças de escalas espaciais.

Dirmeyer (2000) usou novas metodologias para estimar a água no solo, obtendo um melhor desempenho nas simulações sazonais do modelo de circulação geral da atmosfera ao utilizar, como condição inicial, a umidade do solo gerada pelo esquema SsiB (*Simplifield Simple Biosphere*), que também é adotado no modelo global atmosférico. Outra metodologia utilizada foi a assimilação seqüencial, onde foi experimentada no contexto da atualização da água no solo, baseando-se nas condições observadas de umidade e temperatura do ar à superfície (Mahfouf, 1991; Douville et al., 1999). Neste caso, os erros de previsões de tempo e umidade do ar em relação às observações foram aplicados para corrigir o campo da umidade.

Ducharne e Laval (2000) estudaram a influência de modificar a capacidade de armazenamento de água no solo sobre o ciclo hidrológico simulado pelo LMD (*Laboratorie de Meteorologie Dynamique*), diminuindo as precipitações que o modelo mostrava no deserto e utilizando diferentes valores de água no solo. Através dos experimentos de sensibilidade, observaram que as mudanças na evapotranspiração condicionaram mudanças no ciclo hidrológico, ou seja, as mudanças no armazenamento para uma forma mais realista aumentaram a adequação da simulação.

Andrade et al. (2001) fizeram um estudo onde o objetivo era determinar os efeitos da cobertura morta sobre as variações de temperatura e umidade do solo (5 a 10 cm). O experimento teve a presença e ausência de cobertura morta com dois turnos de rega. Os autores concluíram que a temperatura do solo a 5 cm de profundidade foi maior nos tratamentos sem cobertura, em média 5,6ºC, quando irrigado uma vez por semana, e 4,9ºC, quando irrigado duas vezes. Com relação a temperatura a 10 cm, oscilaram em torno de 5,4ºC a 4,5ºC respectivamente. A umidade do solo na camada 0-5cm foi bastante superior no tratamento com cobertura irrigada duas vezes por semana, atingindo até 20,28%; na camada 5-10cm a diferença entre as umidades do solo nos tratamentos sem cobertura foi pequena, em média 0,40%; contudo, nos tratamentos com cobertura, a diferença foi em média 1,17%.

Zeng (2001) aborda a importância dos modelos de superfície terrestre para determinar fatores no aquecimento. Diferentes resultados podem ser obtidos em função do tipo de solo, como também da textura e umidade do solo. O autor chama a atenção para a importância de representar uma grade de 200 km por 200 km.

Walker et al. (2001) estudaram técnicas para simplificar modelos de umidade do solo em diversas camadas, como também, perto da superfície. O objetivo do trabalho foi mostrar a importância da umidade do solo perto da superfície, da umidade do solo em vários níveis e da umidade na representação dos processos físicos. Concluíram que durante os períodos secos e úmidos, assimilações perto da superfície são consideradas importantes para corrigir a simulação da umidade do solo.

Lee and Pielke (1991) propuseram uma equação para ser usada nos modelos numéricos climáticos para estimar a umidade do solo na superfície. Foram considerados dois estados: solo seco e solo úmido. Os parâmetros usados foram: evaporação, densidade do ar, coeficiente da umidade, velocidade do vento, umidade específica da superfície e do ar. Dependendo do tipo da superfície do solo, diferentes parâmetros foram utilizados. Dados de campos também foram utilizados por Kondo et al. (1980) para parametrização da interação solo-atmosfera. Outra formulação recomendada foi a de Philips (1997).

Feita uma discussão geral de modelos atmosféricos, segue uma revisão específica de aplicações do modelo atmosférico RAMS, ferramenta utilizada para desenvolver esta pesquisa.

2.4.1 – Sistema de modelagem atmosférica regional (*Regional Atmospheric Modeling System*-RAMS)

Pielke e Tremback (1990) desenvolveram o modelo numérico RAMS para simulação e previsão de diversos fenômenos atmosféricos. É um modelo de equações não primitivas não hidrostático e incorpora os seguintes elementos: parametrização da radiação solar e terrestre; formação e interação dinâmica das nuvens; precipitação de hidrometeoros na fase líquida e gelo; trocas de calor sensível latente na atmosfera e nas superfícies continental e oceânica; modelo de solo e vegetação; convecção cumulus. Possui área limitada que pode ser entendida para todo um hemisfério de forma a simular sistemas atmosféricos de mesoescala e grande escala, dependendo da escala espacial e temporal dos fenômenos a serem estudados.

Santos e Silva Dias (1996) utilizaram o modelo RAMS para simular a precipitação na Amazônia em três situações. 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 5km de altura e nulo aquecimento abaixo de 500m e acima de 16 km. 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, observada através do satélite de órbita polar NOAA. No primeiro teste, os autores observaram a formação de uma camada de nimbustratos em baixos níveis, o que, na Amazônia, consideraram uma situação irreal. No segundo caso, os resultados foram mais realísticos, com os campos de movimento respondendo 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. Por fim, no terceiro caso, embora o movimento vertical ascendente da troposfera média fosse coincidente com regiões de ROLE mínimas, esses sistemas convectivos não evoluíram como desejado.

Silva et al. (1996) utilizaram o modelo RAMS como ferramenta de previsão numérica com objetivo de assimilar sistemas de maior escala e sua interação com os sistemas locais. Os arquivos de grande escala são interpolados no tempo e são forçados na fronteira de grade maior.

Prates e Silva 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 Segunda, a inicialização foi feita da forma não homogênea ou variada, caso em que cada ponto da grade assume valor característico. Para inicialização variada, utilizaram dados gerados por um modelo de circulação geral da atmosfera. Na simulação com inicialização homogênea, a evolução dos sistemas forçados pelas condições locais foi mais bem evidenciada, refletindo o efeito da topografia e divergência no interior do vale. Para simulação com inicialização variada, a precipitação acumulada em 24 horas apresentou maior proximidade com a distribuição espacial observada.

Costa et al. (1998) examinam o uso de modelos regionais na previsão de tempo e mostram os efeitos da cobertura vegetada e tipo de solo. Foram feitas simulações com o RAMS, que foi iniciado em 00:00 TMG 13 fev/98. Em uma das simulações, adotou-se cobertura vegetal e tipo de solo homogêneo, enquanto em outras empregaram-se diversos tipos de vegetação e vários tipos de textura do solo.

Cavalcanti et al. (1998) realizaram um experimento numérico com o modelo RAMS para avaliar a precipitação ocorrida na Paraíba. Observaram a atuação de um sistema convectivo de mesoescala, parte leste do estado. Na inicialização não homogênea foram usadas as reanálises do Centro Nacional para Previsão Ambiental (*National Center for Environmental Prediction*-NCEP). Os autores concluíram que as

comparações entre a precipitação simulada e a observada indicaram 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.

Finalmente, Melo (1997) utilizou o modelo RAMS para simular as circulações de brisa no estado da Paraíba. A topografia, a convecção e a interação não-linear entre eles para as brisas no estado foram avaliadas em quatro simulações: a) com topografia e com convecção; b) com topografia e sem convecção; c) sem topografia e com convecção; d) sem topografia e sem convecção. Constatou que: a) a brisa marítima atinge seu máximo de 2,5 m/s entre 17 e 18 HL, enquanto o extremo oeste de seu deslocamento é alcançado em torno de 24 HL; b) a topografia determina regiões preferenciais para a localização de áreas de convergência e divergência. Ela induz maior aquecimento nos baixos níveis acima da superfície do estado e o aprofundamento da camada de mistura que favorece a formação de brisa marítima; c) a convecção pode contribuir ou não para a formação e manutenção da brisa marítima; d) o efeito da interação não linear entre topografia e a convecção preservam as principais características de ambos os efeitos, como organização longitudinal das áreas de convergência e divergência nos altos níveis.

Dessa forma, conclui-se a revisão bibliográfica, construída a partir, essencialmente, da modelagem hidrológica e atmosférica. Nela, procurou-se fundamentar e embasar a metodologia de trabalho que foi adotada para análise do projeto de transposição das águas do rio São Francisco, apresentada na seqüência do texto. Mais ainda, a revisão procurou deixar claro onde o presente trabalho propõe-se a contribuir de maneira inovadora na avaliação de disponibilidade hídrica para a realização do projeto São Francisco, seja analisando os impactos na região doadora, seja avaliando os efeitos na região receptora de água.

CAPÍTULO 3 - CARACTERIZAÇÃO DA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO

Neste capítulo, são apresentadas, em um primeiro momento, as características gerais da área de estudo, que envolve o nordeste brasileiro e, em especial, a bacia do rio São Francisco. Em seguida, faz-se uma revisão histórica do projeto de transposição de águas do rio São Francisco, tema principal desta tese, contextualizando-o brevemente no conjunto de problemas internacionais de transporte de águas e inserindo a discussão na abordagem da seca nordestina, que, muitas vezes, tem sido erroneamente entendida como um fim em si mesma, sem solução e sem condições de convivência com esse tipo de evento climático extremo. As informações apresentadas, a seguir, foram compiladas a partir do Projeto Áridas (1994), CODEVASF (1996 a, 1998), IBGE (1994, 2000) e PRHBH (2004).

3.1 – A Região Nordeste do Brasil

A região Nordeste do Brasil está situada entre as latitudes de 4°S e 16ºS e as latitudes de 33ºW e 46ºW. Inclui os estados do Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia, ocupando área de 1561.177,8 km^2, o que corresponde a 18,26% da área total do país. É considerada uma região anômala sob o ponto de vista climático quando comparada com as demais áreas tropicais dentro dessa faixa de latitude. Uma alta variabilidade temporal e espacial caracteriza o regime pluviométrico do Nordeste. Em função das diferentes características físicas que apresenta, a região Nordeste encontra-se dividida em quatro sub-regiões: Zona da Mata, Agreste, Sertão e Polígono das Secas.

3.1.1 – Zona da mata

Estende-se do estado do Rio Grande do Norte ao sul do estado da Bahia, numa faixa litorânea de até 200 km de largura. Possui clima tropical úmido, com chuvas mais freqüentes na época do outono e inverno, exceto no sul da Bahia onde se distribuem uniformemente por todo o ano. O solo, escuro e fértil, é o massapé, formado por gnaisses e calcários. A vegetação natural, praticamente extinta, é a Mata Atlântica, substituída pela cana-de-açúcar no início da colonização.

3.1.2-Agreste

É a área de transição entre a Zona da Mata, região úmida e cheia de brejos, e o sertão semi-árido. Nessa sub-região, os terrenos mais férteis são ocupados por minifúndios, onde predominam as culturas de subsistência e a pecuária leiteira.

3.1.3-Sertão

Extensa área de clima semi-árido, nos estados do Rio Grande do Norte e Ceará, chega até o litoral. Os solos dessa sub-região são rasos e pedregosos, as chuvas escassas e mal distribuídas e as atividades agrícolas sofrem grande limitação. A vegetação típica do sertão é a caatinga. Nas partes mais úmidas existem bosques de palmeiras, especialmente a carnaubeira, também chamada árvore da providência, por serem todas as suas partes aproveitadas. O rio São Francisco é o maior rio da região e única fonte perene de água para as populações que habitam as suas margens. Nele existem várias represas e usinas hidrelétricas, como a do Sobradinho, em Juazeiro, estado da Bahia, e a de Paulo Afonso, na divisa dos estados da Bahia e Pernambuco.

3.1.4 – Polígono das secas

Compreende a área do Nordeste brasileiro (exceção do Maranhão e o litoral leste da região), além da parte do norte de Minas Gerais, reconhecida pela legislação como sujeita a repetidas crises de prolongamento das estiagens e, conseqüentemente, objeto de especiais providências do setor público. É composto de diferentes zonas geográficas, com distinto índice de aridez. Em algumas delas, o balanço hídrico é acentuadamente negativo, onde somente se desenvolve a caatinga hiperxerófila, com grandes capacidades de armazenar água. Em outras, verifica-se balanço hídrico ligeiramente negativo, desenvolvendo-se a caatinga hipoxerófica, com pequena capacidade para armazenar água. Existem também áreas de balanço hídrico positivo e presença de solos bem desenvolvidos. Nessa área, ocorrem, periodicamente, secas que representam, na maioria das vezes, grandes calamidades, ocasionando sérios danos à agropecuária nordestina e graves danos sociais.

A respeito das áreas de abrangência do polígono das secas e do semi-árido, são apresentados na Tabela 3.1 e na Tabela 3.2, os estados, o número de municípios, a área e a população de cada um desses territórios.

Tabela 3.1 – Estados, área e população envolvidos no polígono das secas.

Polígono das Secas					
Estados	**Nº de**	**Área**	**População (hab)**		
	Municípios	(km^2)	Total	Urbana	Rural
Piauí	214	233.746,9	2.629.119	1.537.120	1.091.999
Ceará	180	144.245,7	6.711.193	4.673.233	2.037.960
Rio Grande do Norte	161	51.347,5	2.510.395	1.831.902	678.493
Paraíba	223	56.584,7	3.295.320	2.238.360	1.056.960
Pernambuco	145	90.504,5	3.571.941	2.048.380	1.523.561
Alagoas	51	14.782,1	927.259	449.818	477.441
Sergipe	32	13.268,2	536.840	267.872	268.968
Bahia	256	357.820,2	6.125.298	2.957021	3.168.277
Minas Gerais	86	121.490,9	1.368.543	838.513	530.030
Total	**1.348**	**1.083.790,7**	**27.675.908**	**16.842.219**	**10.833.689**

Fonte: SUDENE - Resolução nº 11.135/97 (Área Municipal, 1997 - FIBGE e Contagem da População, 1996 - FIBGE).

Tabela 3.2 – Estados, área e população envolvidos no semi-árido

Semi-Árido					
Estados	**Nº de**	**Área**	**População (hab)**		
	Municípios	(km^2)	Total	Urbana	Rural
Piauí	109	126.274,4	805.250	310.170	495.080
Ceará	134	82.294,6	3.450.711	1.889.496	1.561.215
Rio Grande do Norte	140	48.443,0	1.418.575	918.969	499.606
Paraíba	170	48.788,9	1.917.961	1.150.193	767.768

Pernambuco	118	85.979,9	2.971.066	1.675.432	1.295.634
Alagoas	35	11.941,7	741.183	380.100	361.083
Sergipe	28	11.038,5	354.404	187.793	166.611
Bahia	257	388.567,9	6.222.175	3.025.285	3.196.890
Minas Gerais	40	54.670,4	585.372	298.368	287.004
Total	**1.031**	**857.999,3**	**18.466.697**	**9.835.806**	**8.630.891**

Fonte: SUDENE - Portaria nº 1.182/99 (Área Municipal, 1997 - FIBGE e Contagem da População, 1996 - FIBGE).

3.2-A Bacia do rio São Francisco

A bacia do rio São Francisco, situada entre os paralelos 7ºS e 21ºS e entre os meridianos 35ºW e 47º 40’ W, estende-se por 7 estados brasileiros: Distrito Federal, Goiás, Bahia, Alagoas, Pernambuco, Minas Gerais e Sergipe (Figura 3.1).

Figura 3.1 - Representação da bacia do rio São Francisco (Fonte: PRHBH, 2004).

Possui uma área de 645.000 km^2, englobando 464 municípios com aproximadamente 14.000.000 habitantes.

É considerada uma região anômala nos continentes tropicais, porque, em contraste a outras regiões nessa faixa latitudinal, apresenta um clima semi-árido devido aos valores relativamente baixos de precipitação sobre a maior parte da região. As áreas costeiras na parte Atlântica leste recebem um total de chuvas superior a 1600 mm/ano, enquanto, para grandes áreas do interior, o total não ultrapassa a 400 mm/ano. A variabilidade espacial e temporal da precipitação é muito alta no Nordeste, o que é típico das regiões semi-áridas do planeta. Efeitos tais como albedo da superfície e características topográficas podem contribuir para acentuar condições de seca causadas pela circulação geral da atmosfera. Diferentes regimes de chuvas são identificados no Nordeste (NE). Incluindo o norte e sudeste da região NE, as chuvas ocorrem, principalmente, durante o período de dezembro a fevereiro. No leste, a estação chuvosa é de maio a julho. A principal estação chuvosa do Nordeste, incluindo o norte e leste da região, explica 60% da chuva anual de abril a julho, enquanto a estação seca ocorre para a maior parte da região, de setembro a dezembro. As variações interanuais de chuvas no leste do NE podem ser atribuídas às anomalias na posição e intensidade da zona de convergência intertropical (ZCIT), causadas por anomalias positivas na temperatura da superfície do mar do Atlântico, conforme o estudo de Moura e Shukla (1981) e Nobre (1994), e pela ocorrência do El Niño no Pacífico equatorial.

As características físicas, climáticas, geológicas, vegetação predominante e características hidrográficas serão descritas a seguir.

3.2.1 – Características físicas

A bacia do rio São Francisco compõe-se de quatro setores: a) curso superior – alto São Francisco, compreende as nascentes do rio a 1.428m de altitude até a cidade de Pirapora (MG) a 470m; b) curso médio - médio São Francisco, que se inicia em Pirapora e segue até Remanso (BA), na altitude de 385m; c) curso submédio - submédio São Francisco, de Remanso até Paulo Afonso, a 160m de altitude, d) curso baixo - baixo São Francisco, de Paulo Afonso até a foz do Oceano Atlântico.

O relevo do vale do São Francisco possui uma depressão alongada a partir da serra da Canastra, na parte sul da bacia, situado no alto São Francisco, na parte leste, formando o divisor de águas as montanhas da Serra do Espinhaço, onde as altitudes

variam de 1.000 a 1.300m, do nível do mar. No oeste, a serra geral de Goiás, que prossegue delimitando o vale do médio São Francisco, até encontrar a serra da Tabatinga, ao norte, cujas alturas são de 800 a 1.000 metros, formando o divisor com o vale do Parnaíba, no Piauí. Nesse ponto, o vale toma a direção leste, margeado pela chapada do Araripe, ao norte, com 800 metros de altitude, divisor de águas com o vale do Cariri, no Ceará, sendo ao sul limitado pela bacia de Tucano e Vaza-Barris, onde se localiza o raso da Catarina. Conforme ilustra a Figura 3.2, os seus limites são:

• ao sul, pelas serras da Canastra e das vertentes que a separam da bacia do Rio Grande;

• a leste, a serra do Espinhaço serve de divisor com as bacias do rio Doce e rio Jequitinhonha;

• no estado da Bahia, a Chapada Diamantina a separa das bacias dos rios de Contas e Paraguaçu;

• ao norte, diversas chapadas em Alagoas, Pernambuco e Paraíba dividem suas águas com as dos rios que descem para o litoral daqueles Estados;

• separa-se das bacias localizadas no Ceará e Piauí através das Chapadas do Araripe e Dois Irmãos, respectivamente;

• na parte ocidental, a chapada das Mangabeiras divide suas águas com as do Tocantins, no Estado de Goiás;

• fechando a poligonal, a serra do Mestre separa a bacia do rio São Francisco da bacia do rio Paranaíba, um dos formadores do rio Paraná.

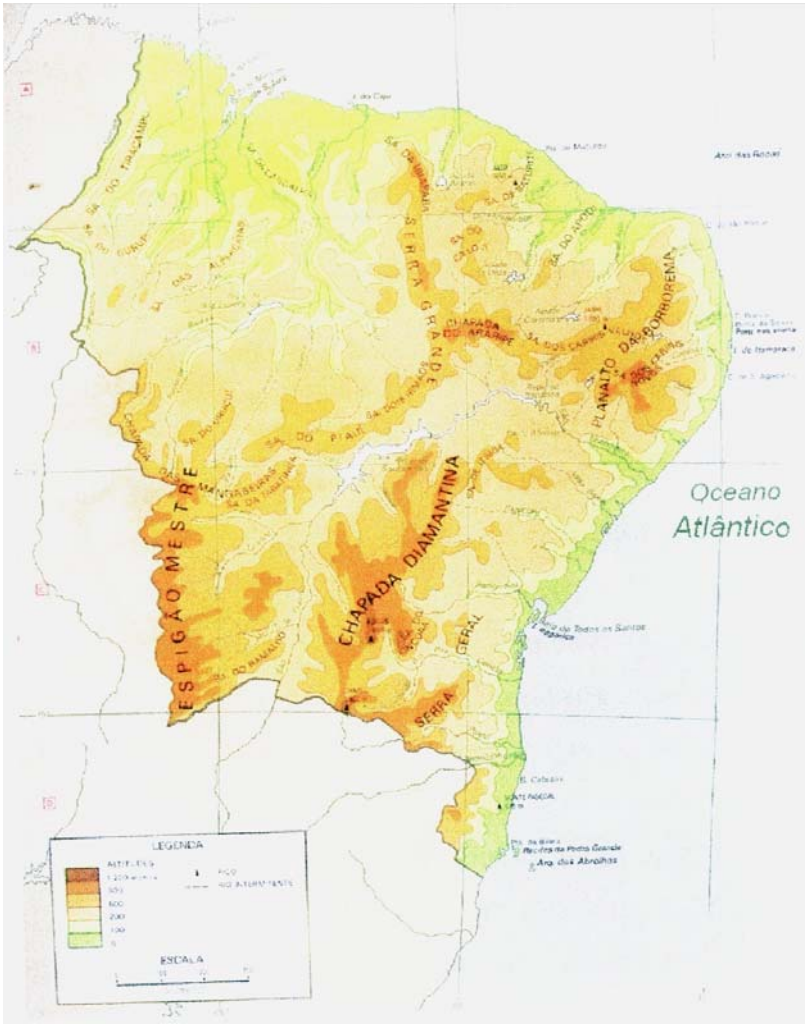


Figura 3.2 - Relevo da bacia do rio São Francisco (Fonte: IBGE,2001).

As bacias hidrográficas do nordeste brasileiro correspondem, em área, a 18% das bacias brasileiras, colocando a região em terceiro lugar, atrás apenas das regiões Norte e Centro-oeste. Segue a caracterização climática da região.

3.2.2 – Características climáticas

O elemento que mais caracteriza o clima do vale é a pluviosidade. Em todo o vale, há um período seco bem marcado. Os mais altos valores de precipitação anual, da ordem de 1800 mm, verificam-se nas nascentes do rio São Francisco e os mais baixos, cerca de 500 mm. Enquanto a precipitação média anual na bacia é de 1.036 mm, espacialmente, a chuva anual pode variar desde menos de 600 mm, no semi-árido nordestino, entre Sobradinho (BA) e Xingó (BA), até mais de 1.400 mm, nas nascentes localizadas no alto São Francisco, em Minas Gerais. A distribuição da precipitação no vale do São Francisco é mostrada na Figura 3.3.

Na Tabela 3.3, são apresentadas as regiões pluviométricas que compõe a bacia do rio São Francisco.

Tabela 3.3 – Características das regiões da bacia do São Francisco

Características	Regiões Fisiográficas			
	Alto	Médio	Submédio	Baixo
Clima predominante	Tropical úmido e temperado de altitude	Tropical semi-árido e sub-úmido seco	Semi-árido e árido	Sub-úmido
Precitação média anual (mm)	2.000 a 1.100 (1.372)	1.400 a 600 (1.052)	800 a 350 (693)	350 a 1.500 (957)
Temperatura média (*C)	23	24	27	25
Insolação média anual (h)	2.400	2.600 a 3.300	2.800	2.800
Evatransposição média anual (mm)	1.000	1.300	1.550	1.500

Fonte:ANA/SPR e Programa de Ações Estratégicas – PAE(ANA/GEF/PNUMA/OEA)

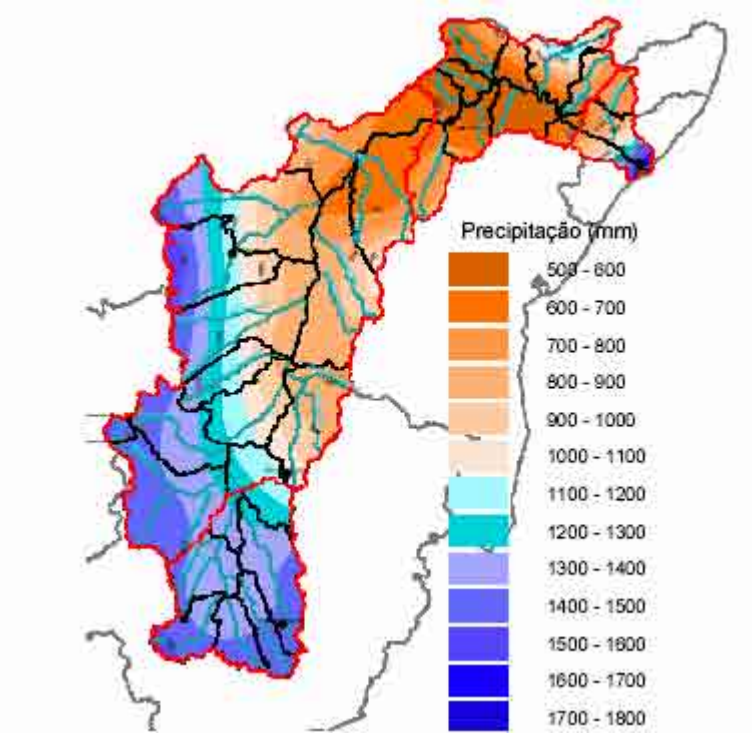


Figura 3.3 - Precipitação média anual do vale São Francisco (1961 a 1990) (Fonte: PRHBH, 2004).

São encontradas, na bacia de estudo, três tipologias climáticas, de acordo com a classificação de Wladimir Koppen (1948): a) Cwb – clima temperado brando com verão ameno (temperatura média do mês mais quente inferior a 22ºC) e inverno brando (temperatura média do mês mais frio inferior a 18ºC); a estação seca é coincidente com o inverno. Esse tipo climático ocorre em uma faixa muito pouco expressiva na extremidade sudeste da bacia, em área pertencente ao complexo da serra do Espinhaço; b) Cwa – clima temperado brando com verão quente (temperatura média do mês mais quente superior a 22ºC) e inverno brando (temperatura média do mês mais frio inferior a 18ºC); a estação seca corresponde ao inverno; esse tipo climático ocorre em estreita faixa que se desenvolve longitudinalmente ao divisor leste, acompanhando a serra do Espinhaço e a região das nascentes do rio Paracatu, onde ocorrem as maiores altitudes da região; c) Aw – clima tropical chuvoso, quente e úmido, com inverno seco e verão chuvoso (temperatura média do mês mais frio é sempre superior a 18ºC); esse tipo climático ocorre nas demais áreas da sub-bacia.

As zonas da bacia podem ser caracterizadas como: zona úmida (a pluviometria sempre excede a evaporação); zona semi-árida (a evaporação freqüentemente excede a pluviometria); e zona árida (a evaporação sempre excede a pluviometria).

3.2.3 – Características geológicas

A bacia do São Francisco possui terrenos cristalinos e sedimentares, estes últimos ocupando 65% do total da área. Sob o ponto de vista de bacias geológicas sedimentares, cinco (5) unidades destacam-se: a bacia costeira, no baixo São Francisco; a Tucano-Jatobá e a Areripe, no submédio; a Jacaré e, finalmente, a bacia do São Francisco, que ocupa a maior parte da bacia hidrográfica, ao sul do paralelo 10^0 15', sendo responsável pela perenização das águas do curso principal. A bacia do São Francisco dá origem a duas formações importantes sob ponto de vista hidrogeológico: a formação Urucuia, composta de arenitos, e a formação Bambuí, composta de calcáreos, com reservas exploráveis de água da ordem de 6,5 X 10^9 m^3/ano. As rochas pré-cambrianas, no sul e oeste da bacia do São Francisco, contêm importantes reservas de ferro e outros minérios.

3.2.4– Características da cobertura vegetal

Quanto à cobertura natural, predominam, na bacia, o cerrado e a caatinga, ocorrendo também a floresta tropical e a mata seca com menor expressão (Figura 3.4).

A caatinga, chamada floresta branca pelos indígenas, devido à aparência rala e esbranquiçada que tem no período seco, é a vegetação típica de locais submetidos a longos períodos de estiagem. A área da caatinga abrange principalmente a região semi-árida do Nordeste. Essa abrangência implica que plantas se desenvolvam em diferentes substratos sendo, portanto, bastante heterogênea quanto à fisionomia e estrutura. A predominância de uma espécie depende da natureza do substrato e da rigidez do clima (Rizzini, 1997).

O cerrado cobre, praticamente, metade da área da bacia, compreendendo quase todo o estado de Minas Gerais e oeste, sul da Bahia, enquanto que a caatinga predomina no nordeste da Bahia, justamente sob as condições de clima mais severas. A floresta tropical, hoje quase totalmente devastada pelo uso agrícola e pastagens, ocorre na região do alto São Francisco, principalmente nas cabeceiras de seus formadores. Margeando os rios, onde a umidade é mais elevada, tem-se a mata seca; na porção oeste do médio São Francisco, a mata seca coexiste com a caatinga. Os solos que ocorrem na bacia são bastante variados denotando suas múltiplas origens geológicas, com textura entre arenosa e argilosa, relativamente pobres, com baixa e média fertilidade natural.

Figura 3.4 – Tipos de vegetação (FONTE: IBGE, 1994).

Na zona compreendida entre as cabeceiras do São Francisco até Santa Maria da Boa Vista, pela margem esquerda, e Juazeiro, pela margem direita, há uma predominância absoluta de latossolos e podzólicos. Verifica-se, ainda, a ocorrência de areias quartzosas, cambissolos e litossolos, sendo esses dois últimos mais expressivos ao sul desta zona e nas áreas montanhosas do trecho mineiro. Os solos que apresentam boa aptidão agrícola são, apenas, os latossolos, os podzólicos e os cambissolos, estes quando profundos. A partir daqueles limites até Porto Real do Colégio, verifica-se uma mudança brusca não só dos solos, como também do clima, vegetação e material geológico. Na margem esquerda, as manchas de solos são mais uniformes e apresentam menor número de grandes grupos, predominando os brunos não cálcicos, regossolos, litossolos, areias quartzosas e, somente após Paulo Afonso, grandes manchas de planossolos. Na margem direita, as manchas são entrecortadas entre si e menores, ocorrendo, principalmente, planossolos, areias quartzosas, brunos não cálcicos, litossolos, podzólicos, vertissolos, cambissolos e solonetz solodizados. É nesse trecho onde os recursos de solos são mais escassos, pois os brunos não cálcicos e os litossolos são pouco profundos e muito suscetíveis à erosão; as areias quartzosas e os regossolos apresentam textura muito grosseira com altas taxas de infiltração e baixa fertilidade; os planossolos e os solonetz solodizados contêm altos teores de sódio. Os solos irrigáveis são pouco extensos, sendo os vertissolos, podzólicos, latossolos e alguns cambissolos, os principais. No curso inferior do rio, tem-se nova fisiografia e diferentes potenciais em recursos de solos. Nesse trecho, predominam os podzólicos, latossolos, litossolos, areias quartzosas, podzólicos e os hidromórficos. Os solos agricultáveis desta zona são os latossolos, podzólicos e hidromórficos. Os latossolos e os podzólicos situam-se em tabuleiros elevados, limitando a implantação da agricultura irrigada. Os hidromórficos, situados em várzeas inundáveis, constituem-se no maior potencial agrícola do baixo São Francisco, excetuando-se as unidades que apresentam problemas químicos. Margeando todo o rio e seus afluentes, encontra-se a faixa de solos aluviais, em que a utilização agrícola requer estudos detalhados pela possibilidade de inundação. A porção semi-árida do vale, localizada nas regiões do médio, submédio e parte do baixo São Francisco, apresenta risco de salinização, em graus variando de muito alto a médio. No Alto, o risco de salinização vai de nulo a baixo em razão dos solos serem mais profundos, bem drenados e a precipitação pluviométrica ser mais elevada. A maioria das áreas do Vale apresenta declividade inferior a 6%, havendo uma predominância de

declividades inferiores a 2%. Essa situação reduz os riscos de erosão e é bastante favorável à irrigação.

3.2.5 – Uso e ocupação do solo e seus impactos climáticos nos recursos hídricos

Desde sua descoberta em 1502, o rio São Francisco é submetido à ocupação econômica, começando pelo ouro e pelas pedras preciosas que prevaleceram por muitos anos. O rio desempenhou importante papel na ocupação de nosso território e foi utilizado como caminho preferencial para as bandeiras, razão porque, também, é conhecido como rio da unidade nacional. Esse papel de integração, como meio de comunicação entre o Nordeste e o Sudeste, que era feito por meio de embarcação movida a vapor, contribuiu muito para devastação das matas ao longo do rio.

A ocupação populacional na bacia deu-se de duas formas: (a) no nordeste da bacia, da foz em direção ao interior, em função da navegabilidade do rio e de condições propícias ao desenvolvimento dos primeiros povoados; (b) no sul da bacia, a ocupação deu-se principalmente, pelos bandeirantes em busca das riquezas minerais, e, onde estas foram encontradas, os vilarejos foram criados. Um importante indicador associado ao tema é a distribuição espacial da ocupação demográfica, a qual pode ser vista na Figura 3.5.

Várias das sub-bacias foram intensamente exploradas pela mineração, como ouro e diamantes, passando por período de expansão, apogeu e declínio. Outras explorações minerais têm ocupado papel importante e de suporte econômico para o país, como o quadrilátero ferrífero, situado no alto São Francisco. É a única região do país que produz zinco, além da quase totalidade de cromo, diamante, prata e agalmatolito. Historicamente, a ocupação das áreas extensivas se deu pela pecuária bovina, caprina e ovina, estando, hoje, todo o bioma caatinga e o cerrado, antropizado por meio dessas atividades. A ocupação agrícola ocorreu intensamente a partir da década de 70, com a quebra do mito de que o cerrado não tinha potencial para a agricultura.

Estima-se que, hoje, estejam ocupados 8 milhões com lavouras temporárias e permanentes. Outros cerca de 10 milhões de hectares estão ocupados por pastagem. Merece destaque a demanda da indústria siderúrgica de ferro gusa sobre o carvão vegetal, o que tem expandido muito a área de plantações de eucalipto e a exploração de cerrado e caatinga para sua produção. Além da demanda sobre matéria prima para papel e celulose que, na bacia, é ainda incipiente. Os levantamentos apontaram a existência de valores acima de 5,6 milhões de hectares de florestas plantadas, até o ano de 1994.

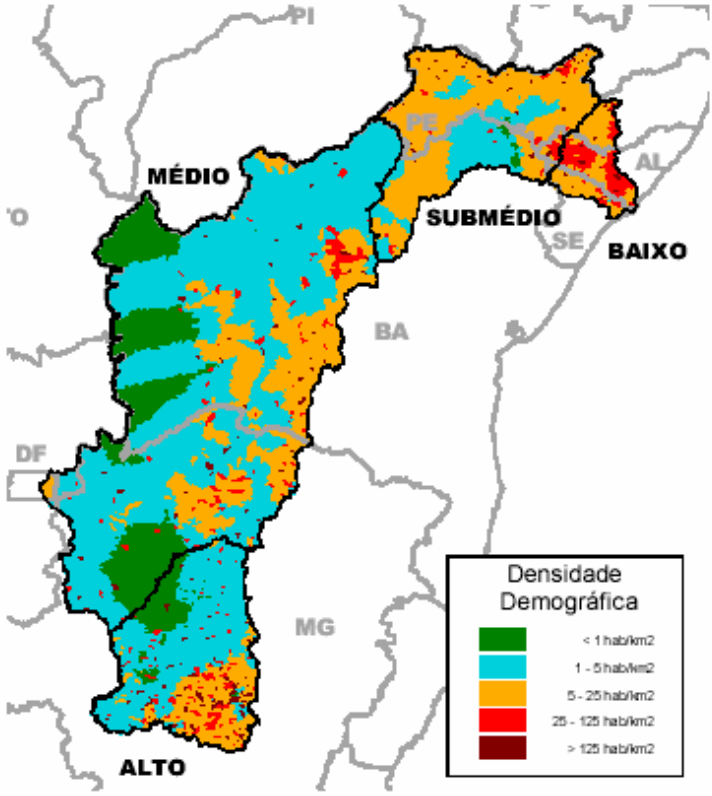


Figura 3.5 – Densidade demográfica na bacia (Fonte: PRHBH, 2004).

3.2.6 - Disponibilidades hídricas

3.2.6.1 - Águas subterrâneas

A ocorrência de água subterrânea está intimamente ligada às formações geológicas da bacia (Figura 3.6), a saber:

- nos terrenos cristalinos, o potencial hídrico é bastante reduzido; geralmente, apresenta altos índices de resíduos secos e, em certos casos, com elevada dureza, o que tornam as águas imprestáveis ao consumo humano, servindo apenas para dessedentar rebanhos;
- nos terrenos sedimentares, estão localizadas as maiores reservas de água de água subterrânea da bacia; sua exploração é limitada apenas a algumas regiões dos sistemas aqüíferos, devido à qualidade inadequada em função dos usos previstos, à inacessibilidade dos mananciais e aos fatores econômicos de exploração.

Figura 3.6 - Reservatório de águas subterrâneas no nordeste brasileiro (FONTE: IBGE, 1994).

3.2.6.2 - Águas superficiais

O rio São Francisco descarrega no oceano Atlântico, em média, mais de 90 bilhões de metros cúbicos de água drenada em extensas regiões de características hidrológicas distintas. Possui 36 tributários principais, dos quais 19 são perenes, destacando-se, entre estes, pela margem direita, os rios Paraopeba, das Velhas e Verde Grande e, pela margem esquerda, os rios Paracatu, Urucuia, Cariranha, Corrente e Grande. As áreas de drenagem desses afluentes, com exceção do rio Verde Grande, estão situadas na região da bacia não abrangida pelo polígono das secas e, embora representem apenas cerca de 50% da área total da bacia, são responsáveis por 85% dos deflúvios de estiagem e 74% dos deflúvios máximos da bacia, que ocorrem na seção de Traipu. Essa distribuição irregular das disponibilidades hídricas superficiais é motivada pela conjugação de fatores hidrológicos, meteorológicos e geológicos, responsáveis

também pelas secas periódicas na bacia. Um balanço indica que, dos volumes precipitados na bacia, em média, 84% são consumidos pela evaporação e evapotranspiração, 11% escoam-se através dos cursos de água e 5% vão realimentar os aqüíferos.

O rio recebe 70% de suas águas em Minas Gerais. Nos primeiros quilômetros da nascente até Pirapora, as precipitações pluviométricas são abundantes, o que garante a perenidade do rio São Francisco (CHESF, 1981).

A área compreendida entre a fronteira Minas-Bahia e a cidade de Juazeiro (BA) representa 45% do vale e contribui com apenas 20% do deflúvio anual. Os aluviões recentes, os arenitos e calcários, que dominam boa parte da bacia de drenagem, funcionam como verdadeiras esponjas para reterem e liberarem as águas nos meses de estiagem, a tal ponto que, em Pirapora (MG), em Januária (MG) e até mesmo em Carinhanha (BA), o mínimo se dá em setembro, dois meses após o mínimo pluvial de julho.

Algumas vazões médias anuais observadas ao longo do rio, durante os últimos vinte anos, são apresentadas a seguir: barragem de Três Marias – 707 m^3/s; Pirapora – 768 m^3/s; São Romão–1520 m^3/s; São Francisco – 2082 m^3/s; barragem Sobradinho 2800 m^3/s; foz – 2980 m^3/s. Os principais afluentes são: rio Paraopeba, rio Abeté, rio das Velhas, rio Jequitiá, rio Urucuia, rio Paracatu, rio Verde Grande, rio Carinhanha, rio Corrente, rio Grande.

3.2.7 - Saneamento ambiental

O diagnóstico do saneamento ambiental na bacia hidrográfica do rio São Francisco foi realizado com dados secundários, relativos à população residente em domicílios particulares permanentes urbanos e ao acesso desses domicílios aos seguintes serviços de saneamento: (a) abastecimento de água; (b) coleta e tratamento de esgoto sanitário e (c) coleta e disposição final de resíduos sólidos. Essas informações foram produzidas basicamente a partir dos dados do censo demográfico de 2000 do IBGE. Foram considerados somente os municípios cujas sedes municipais encontram-se dentro da área da bacia, ou possuem alguma forma de dependência de seus recursos hídricos.

A partir desse critério, foram analisados os 451 municípios com sede na bacia mais 5 cujas sedes estão fora mas seus sistemas de saneamento dependem da bacia, que totalizavam, em 2000, uma população urbana de 9.513.567 habitantes. A população rural, nessa região, apresenta-se geograficamente dispersa, requerendo uma abordagem

diferenciada, notadamente na região semi-árida. De forma geral, a situação dos serviços de saneamento na bacia pode ser descrita a partir dos seguintes indicadores: 94,8% da população urbana é atendida por abastecimento de água; 62,0 % da população urbana é atendida por rede coletora e 3,9% por fossa séptica; 33 municípios possuem algum tipo de tratamento de esgotos, correspondendo somente ao tratamento de menos de 5% dos esgotos coletados; 88,6% da população urbana é atendida por serviços de coleta de resíduos sólidos; 93% dos municípios possuem disposição final de resíduos sólidos inadequada. Na Tabela 3.4, discrimina-se o índice de cobertura dos serviços da bacia por sub-regiões da bacia do rio São Francisco.

Tabela 3.4 – Índice de cobertura dos serviços de saneamento da bacia

Região Fisiográfica	**Abast. de Água (%)**	**Coleta de Esgoto* (%)**	**Coleta de Lixo (%)**
Alto	97,6	77,7	92,6
Médio	94,9	35,5	82,3
Submédio	88,5	57,8	80,4
Baixo	82,4	23,4	87,7
Bacia	**94,8**	**62,0**	**88,6**
Brasil	**89,1**	**53,8**	**91,1**

3.2.7.1 Abastecimento de água

A cobertura média de rede de água na bacia é de 94,8%,valor superior à média do Brasil, que é de 89,1%. Esta situação aparentemente confortável tem a influência determinante dos altos índices de cobertura dos municípios de médio e grande porte, como por exemplo, Belo Horizonte (2,2 milhões de habitantes) e Contagem (cerca de 500 mil habitantes) com coberturas de 99,3% e 99,1%, respectivamente, que elevam a média da bacia. Em contraposição, coexistem na bacia 17 municípios com baixíssima cobertura de rede de água (<60%), notadamente nos estados de Pernambuco e de Alagoas. O déficit total de atendimento com rede de água, considerando-se como alvo a universalização dos serviços, corresponde a 494.016 habitantes. Analisando-se os dados elaborados por estrato populacional, observa-se que a faixa entre 5.000 e 30.000 habitantes é a que apresenta o maior déficit de cobertura (2,26% da população urbana da Bacia). A Figura 3.7 mostra a distribuição da cobertura de água das microbacias nas quais estão contidas as sedes municipais.

A cobertura com rede de água não significa que a produção de água atende quantitativa e qualitativamente a demanda de água, da mesma forma que a baixa cobertura não significa falta de água.

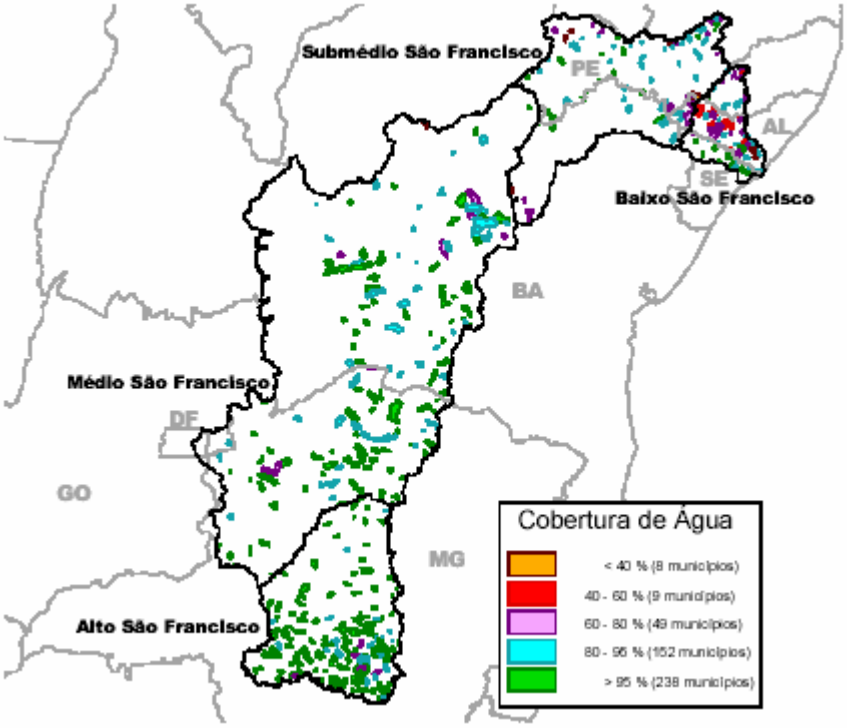


Figura 3.7 – Cobertura de abastecimento de águas nas micro bacias que contêm as sedes municipais (Fonte: PRHBH, 2004).

3.2.7.2 - Coleta de esgotos sanitários

A bacia possui um índice de cobertura médio por rede coletora de 62,0%. Esse dado não reflete a real situação das redes de esgotos, pois além de não retratar as condições operacionais, considera os domicílios conectados à rede geral de esgotos e a galerias de águas pluviais. Apesar da média de cobertura na bacia (62,0%) ser superior à média nacional (53,8%), existem cerca de 213 municípios na bacia com cobertura abaixo de 10%. Esses municípios localizam-se na região do médio e do baixo São Francisco. Estima-se que a população não atendida por rede ou fossa séptica na bacia no ano de 2000 seja cerca de 3,2 milhões de habitantes. Quando se retira a região metropolitana de Belo Horizonte, a média de cobertura cai para 49,5%, portanto, representando 92 % da média nacional. Os municípios da bacia no estado de Minas Gerais possuem índice de cobertura médio de 73,6%, sendo esse o único Estado em que

se verifica cobertura por rede coletora superior à média da bacia em função, principalmente, da região metropolitana de Belo Horizonte. Cerca de 85% da população atendida por rede coletora de esgotos na bacia está situada em Minas Gerais. Todos os estados da região Nordeste apresentam índices inferiores à média da bacia. A Figura 3.8 mostra a distribuição da coleta de esgoto na Bacia, por microbacia.

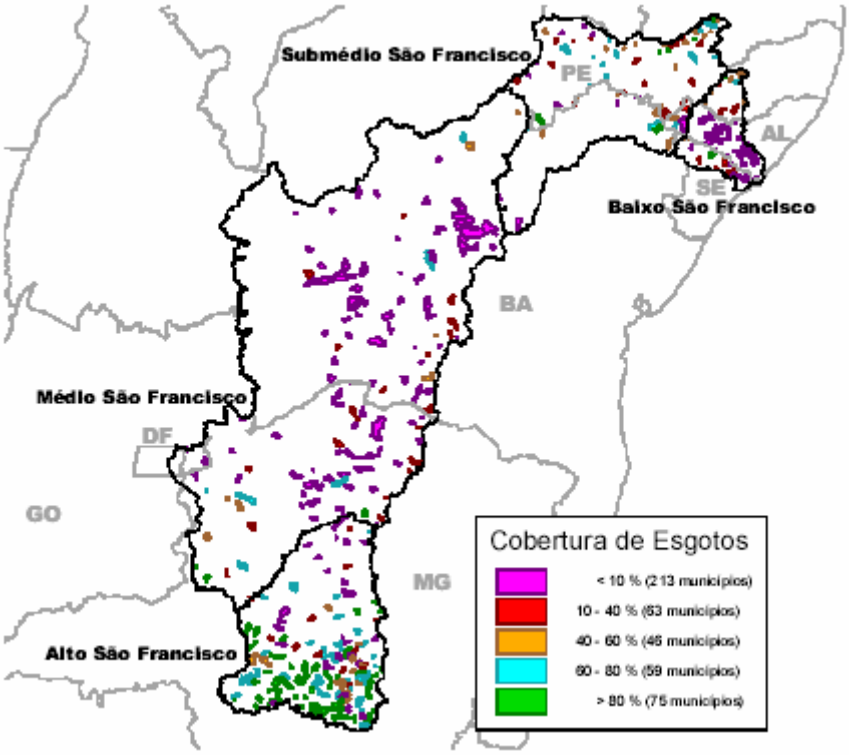


Figura 3.8 – Cobertura da coleta de esgoto nas microbacias que contêm as sedes municipais (Fonte: PRHBH, 2004).

3.2.8 – Usos múltiplos dos recursos hídricos

A bacia do rio São Francisco tem como uma de suas principais características a presença de todos os tipos de usos dos recursos hídricos, o que representa um grande desafio e exige uma análise do conjunto para que se possa planejar adequadamente sua gestão. Para avaliar as potencialidades, vulnerabilidades e conflitos associados aos recursos hídricos, é necessária a análise sobre os diferentes tipos de usos e demandas associadas de recursos hídricos requeridas pelas atividades econômicas que prevalecem na bacia.

3.2.8.1 - Irrigação

Conjuntamente com o turismo, é a atividade mais importante e estratégica para redução da pobreza e promoção do desenvolvimento regional. A bacia apresenta 342.712 ha irrigados, onde cerca de 30% são referentes a projetos públicos. A distribuição da área irrigada entre as regiões fisiográficas é a seguinte: 13% no alto São Francisco, 50% no médio, 27% no sub-médio, e 10% no baixo. As áreas de maior prática da irrigação na bacia são (Figura 3.9): norte de Minas – com destaque para os perímetros Gorutuba, Pirapora, Jaíba e Janaúba; região de Belo Horizonte; Distrito Federal; Formoso/Correntina, Barreiras, Guanambi e Irecê, na Bahia; e baixo São Francisco, nos estados de Alagoas e Sergipe. Juntamente com essas regiões, merece especial destaque a região de Juazeiro-BA/Petrolina-PE, com sua produção de frutas para exportação. O incremento da participação do Brasil no mercado internacional de frutas deve-se à expansão da fruticultura na bacia, principalmente no semi-árido.

Na bacia do São Francisco, a agricultura irrigada é importante indutora do processo de desenvolvimento regional. Nos perímetros irrigados têm-se adotado, em sua maioria, culturas com maior valor econômico e maior resposta ao insumo água, representadas pelos grãos, frutas, olerícolas, e, mais recentemente, a cultura do café. Em relação aos métodos de irrigação, os sistemas que utilizam pivô central estão distribuídos por toda a bacia, com uma maior concentração no norte (Jaíba, Janaúba, Januária e Manga) e no noroeste (Unaí,Bonfinópolis de Minas e Paracatu) de Minas de Gerais, e no oeste da Bahia (Barreiras, São Desidério e Luís Eduardo Magalhães).

Os sistemas de irrigação por aspersão convencional concentram-se nas cidades de Jaíba, Itacarambi e Manga, em Minas Gerais, e na sub-bacia do rio Corrente, nas cidades de Bom Jesus da Lapa e São Félix do Coribe, no Estado da Bahia. A irrigação por microaspersão está dispersa ao longo de toda a bacia, principalmente nas áreas de fruticultura irrigada. No baixo São Francisco, embora se verifique a tendência de aumento da fruticultura irrigada, o sistema de irrigação por superfície é ainda muito utilizado. A expansão da prática de irrigação tem sido um fator de pressão sobre o uso do solo, da água e de substituição da cobertura vegetal; além dos aspectos relacionados ao uso de agroquímicos (inseticidas, fungicidas, herbicidas e adubos inorgânicos), que, se utilizados de maneira inadequada, contaminam o solo e as águas.

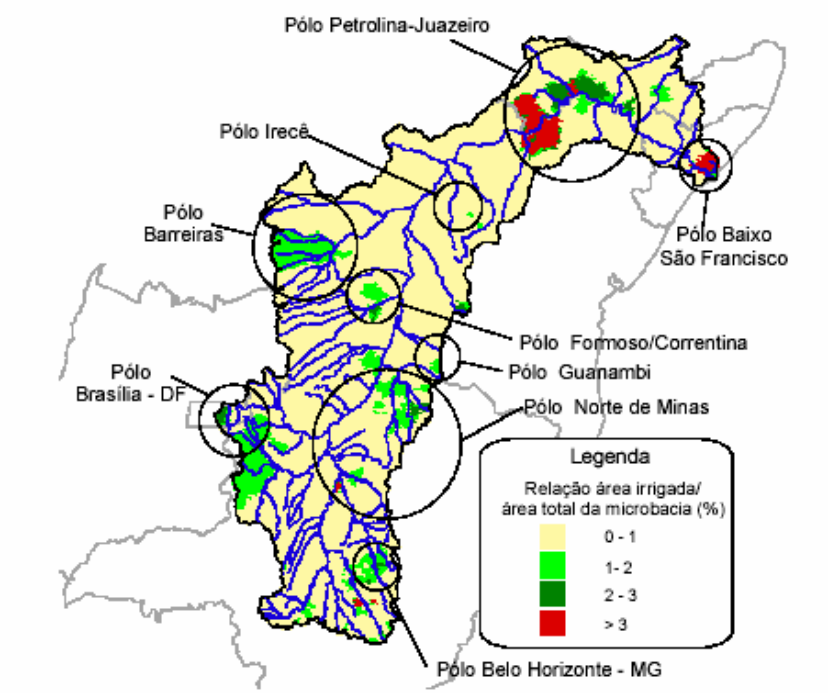


Figura 3.9 - Relação entre área irrigada e área total nas microbacias da bacia e principais pólos de irrigação da CODEVASF (Fonte: PRHBH, 2004).

3.2.9 - Geração de energia

O Sistema Interligado Nacional – SIN é um sistema hidrotérmico de produção e transmissão de energia elétrica com forte predominância de usinas hidrelétricas, sendo responsável por 96,6% da capacidade de produção de eletricidade no Brasil. O SIN está dividido nos seguintes subsistemas: Sul, Sudeste/Centro-Oeste, Nordeste e Norte. O subsistema Nordeste é atendido basicamente: pelas usinas hidrelétricas situadas no rio São Francisco e em outras bacias da região Nordeste; por usinas térmicas distribuídas em toda região Nordeste; e por energia importada de outros subsistemas através de linhas de transmissão. As hidrelétricas em operação na bacia do São Francisco (Figura 3.10) são fundamentais para o atendimento do subsistema Nordeste, representando a base de suprimento de energia da região, cujo potencial já está exaurido. Apesar da maioria desses aproveitamentos destinar-se ao suprimento de energia dos estados da região, algumas usinas são supridoras das regiões Sudeste/Centro-Oeste, sendo a principal usina, neste contexto, a de Três Marias.

Figura – 3.10 - Hidrelétricas em operação com potência acima de 30 MW (Fonte: PRHBH, 2004).

O potencial hidrelétrico da bacia do rio São Francisco é de 25.795 MW, dos quais 10.395 MW estão distribuídos em usinas em operação na bacia: Três Marias, Queimado, Sobradinho, Itaparica, Complexo Paulo Afonso e Xingó. Os principais reservatórios situados no rio São Francisco, formados por essas usinas hidrelétricas, são mostrados de forma esquemática na Figura 3.11. Destes, Três Marias e Sobradinho têm papel fundamental na regularização das vazões do rio São Francisco.

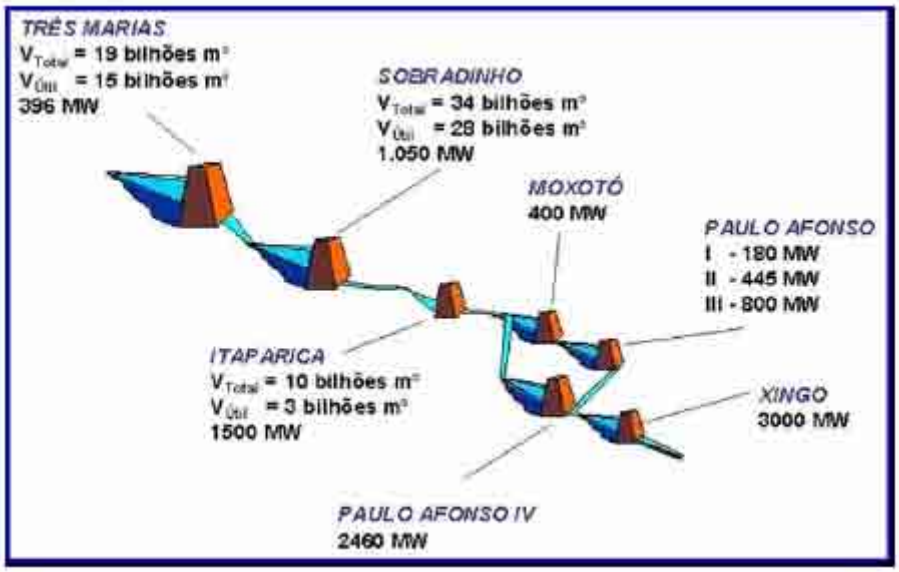


Figura 3.11 – Principais reservatórios situados no rio São Francisco. (Fonte: PRHBH, 2004).

3.2.10 – Eventos críticos

Na bacia do São Francisco, os eventos hidrológicos críticos são:

- as enchentes, principalmente nos afluentes no alto São Francisco, além de ocorrências na região metropolitana de Belo Horizonte, nas cidades de Divinópolis, Itaúna, Montes Claros, nos vales do Pirapora e Paracatu, e nas cidades ribeirinhas de Pirapora, Januária e Manga, todas localizadas em Minas Gerais;
- as secas, principalmente no médio e sub-médio, provocando perdas na produção agrícola, aumentando o êxodo rural e agravando o crescimento urbano.

3.2.10.1 –Enchentes

O período de dezembro a março é o mais crítico em relação à ocorrência de enchentes na bacia do São Francisco. É nesta época que se intensificam os procedimentos para controle de cheias, em particular a operação dos reservatórios e os sistemas de alerta. Dentre as principais cheias ocorridas na bacia do rio São Francisco, estão as de 1919, 1925, 1943, 1946, 1949, 1979, 1983, 1992 e 2004.

A Figura 3.12 mostra a distribuição da ocorrência de inundação na bacia, para o biênio 1998-1999. A ocorrência de inundações ou enchentes na bacia do rio São Francisco revela uma maior incidência no estado de Minas Gerais, seguido pelos estados da Bahia e Pernambuco. Segundo o IBGE (2000), os principais agravantes das

enchentes nos municípios dizem respeito a obstrução de bueiros, bocas de lobo e outros dispositivos de micro-drenagem urbana, dimensionamento inadequado de projetos, adensamento populacional, obras inadequadas, interferências físicas, profundidade do nível freático e outros fatores agravantes.

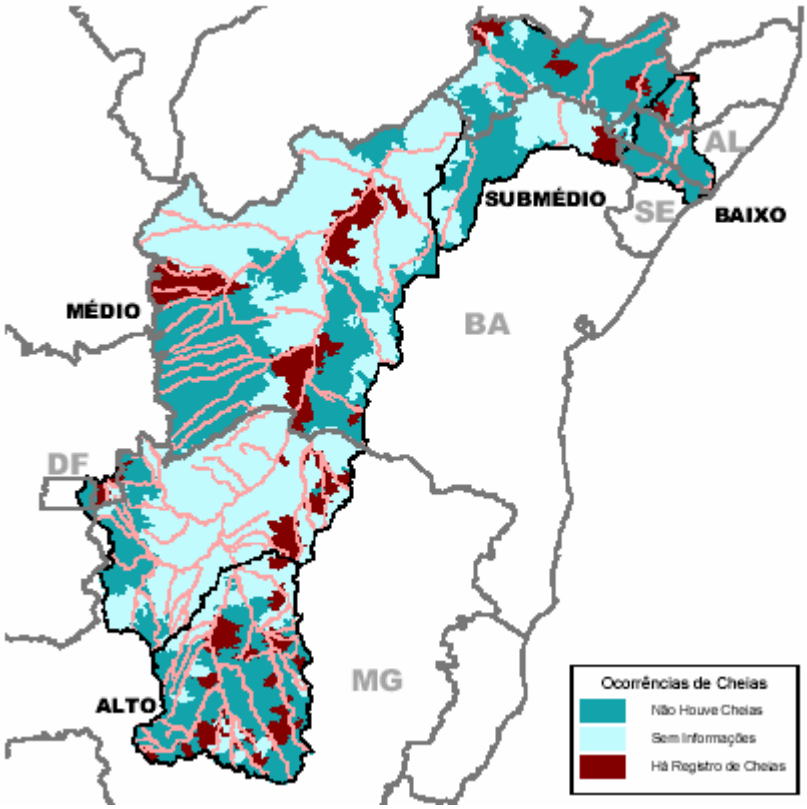


Figura 3.12 - Município da bacia do rio São Francisco com registro de enchentes de cheias (Fonte: PNSB/IBGE, 2000).

Os principais problemas de enchentes na bacia do São Francisco estão ligados aos seguintes componentes: enchentes devido à urbanização. Este é o tipo comum de enchentes que ocorre na região do alto São Francisco; enchentes devido à ocupação do leito maior dos rios. O problema é agravado porque muitas das sub-bacias do rio São Francisco, principalmente no médio, sub-médio e baixo, são compostas por rios intermitentes, que têm seus vales utilizados por pequenos agricultores. Grandes períodos sem ocorrência de enchentes são suficientes para encorajar a ocupação das várzeas de inundação com cultivos ou mesmo habitações, o que ocasiona prejuízos e impactos sobre seus moradores por ocasião das chuvas.

3.3 – Projeto de transposição de águas do rio São Francisco

A região Nordeste tem sofrido continuamente os efeitos freqüentes de prolongadas estiagens, com séries conseqüências para a população. O déficit hídrico é um grande problema enfrentado nos períodos de seca. É, pois, interessante destacar algumas soluções alternativas para minimizar a seca do Nordeste.

Soluções alternativas para conviver com a seca no Nordeste

Entre as soluções alternativas, pode-se destacar a construção de barragens subterrâneas. As barragens subterrâneas são utilizadas no armazenamento de água para consumo humano, como também para os animais. São, hoje, uma alternativa de abastecimento em regiões semi-áridas do Nordeste, onde os recursos superficiais são escassos e irregulares no tempo, as altas taxas de evaporação provocam grandes perdas desse recurso e a acumulação subterrânea é, em geral, restrita em função da presença da formação cristalina a poucos metros da superfície.

Através do programa Xingó, atividades relativas ao aproveitamento e uso múltiplo de águas subterrâneas, vêm sendo desenvolvidas para disponibilizar água de qualidade adequada para a agricultura, como também, garantir um desenvolvimento agrícola sustentável para a região. Essas atividades consistem no aproveitamento de água subterrânea de cristalino, onde três usos são levados em consideração:

a) água de boa qualidade- dispõe-se de água com salinidade compatível com o consumo humano e animal, dispensando o uso de dessalinizadores;

b) água de salinidade alta- aplica-se a casos onde se faz necessário o uso de dessalinizador, como a carnicicultura (cultivo dos camarões), a piscicultura (cultura dos peixes) e o cultivo de plantas de alta resistência, exemplo da atriplex, que tem como objetivo retirar sal da água; utilizam o resíduo da dessalinização e a água bruta do poço, enquanto que a irrigação de culturas tolerantes dá-se através da mistura da água diretamente aduzida do poço e de água dessalinizada, objetivando atingir níveis de salinidade compatíveis com as tolerâncias culturais, bem como aumentar a oferta hídrica.

Feita essa abordagem preliminar das soluções alternativas, com o intuito de oferecer uma perspectiva mais contextualizada de alguns aspectos não tratados neste trabalho, mas importantes na compreensão da temática colocada para reflexão nesta tese, passa-se, então, para uma discussão sobre projetos de transposição de águas. Trata-se ainda com maior especificidade do projeto de transposição de águas do rio São

Francisco, objeto de estudo do presente trabalho. As transposições de água são obras correntes, executadas no mundo inteiro, desde tempos imemoriais. Países pobres ou países ricos, pequenos ou grandes, países secos ou pluviosos, capitalistas ou de economia centralizada, países das mais variadas categorias já realizaram, de uma forma ou de outra, projetos de transposição de bacias. Seguem alguns exemplos de transposição de águas.

3.3.1 – Exemplos de Transposição de Águas no Mundo

Os chineses, talvez, tenham sido pioneiros, já que realizaram obras dessa natureza utilizando o rio Amarelo, milênios antes de Cristo. Outras civilizações antigas como as da Mesopotâmia e do Egito realizaram transposições das águas dos rios Tigre, Eufrates e Nilo para áreas desérticas vizinhas, tornando-as férteis e produtivas. Exemplo pioneiro é a derivação no rio Colorado, que alavancou o progresso em vasta área do oeste e do centro sul dos Estados Unidos da América, colocando-se entre as mais ricas do mundo.

Por sua vez, o aqueduto Tajo-Segura, na Espanha, transpõe água da bacia do rio Tajo, na região centro-sul, para o rio Segura na região de Murcia, situada no sul da Espanha. A vazão média transposta é de 33 m^3/s bombeada a uma altura de 267m. A extensão percorrida pelo aqueduto é de 242 km, distribuída em quatro trechos.

O projeto Transvase Daule-Santa Elena, no Equador, tem como eixo a transposição de água da bacia hidrográfica do rio Daule para a península de Santa Elena, nas proximidades da cidade de Guaiaquil.

O projeto Arizona Central deriva uma vazão média de 85 m^3/s do rio Colorado para atender as localidades de Maricopa, Pinal e Pima, no estado de Arizona. A região beneficiada é de clima desértico, com precipitação anual média de apenas 196 mm e com temperaturas máximas que ultrapassam os 46 ^{O}C.

O projeto Big Thompson, implantado entre 1938 e 1956, transpõe água do rio Colorado para irrigar cerca de 2.900.000 ha e para o abastecimento de 29 localidades urbanas, situadas na parte leste do estado do Colorado. O projeto é composto por uma série de barragens e reservatórios no rio Colorado e seus afluentes. A vazão retirada do rio Colorado é de 181 m^3/s, bombeada por um aclive de 110 m e aduzida por cerca de 193 km de canais de grande porte.

O sistema de canais denominado *All American* interliga diversas bacias hidrográficas do estado da Califórnia, percorrendo, no sentido norte-sul, a parte sudeste

daquele estado, de clima semi-árido, com precipitação média anual de 76 mm e temperaturas que variam de 3 ^{0}C a 41 ^{0}C.

O projeto *Highlands Water* tem como objetivo transportar água da bacia hidrográfica do rio Vaal para atender necessidades de abastecimento humano, irrigação e geração de energia elétrica no Lesoto, um pequeno país situado no interior na África do Sul, por meio de um túnel que corta o monte *Front Range*.

Em Israel, o canal *Kinneret - Negev* toma água no mar da Galiléia, alimentado pelo rio Jordão, no extremo norte do país, e leva até o sul, no deserto de Negev. Esse aqueduto distribui água praticamente de norte a sul de Israel, correndo paralelo à costa do Mediterrâneo.

No Brasil, podem ser enumerados alguns projetos bem sucedidos de transposição de água entre bacias hidrográficas, na maioria direcionadas para a geração de energia elétrica. A transposição de águas dos rios Paraíba do Sul e Piraí para um reservatório no ribeirão das Lajes no estado do Rio de Janeiro foi implantado nas décadas de 1930 e 1940, incluindo a construção da usina de Fontes. A transposição do Paraíba do Sul-Piraí para o ribeirão das Lajes vence um aclive de 35 m, bombeando vazões de 160 m^3/s a 180 m^3/s. Pode-se citar ainda: transposição do rio Tietê e Pinheiros para a baixada paulista, com vazão transposta de 160 a 210 m^3/s, e com uma altura de recalque de 719m; transposição do sistema Coremas – Mãe D'água, Paraíba, com comprimento de 37 km de obras, vazão transposta de 4 m^3/s, com uma altura de recalque gravitário;e a bacia do rio Piracicaba para a região metropolitana de São Paulo.

Após a revisão sucinta de alguns projetos de transposição de águas existentes, segue a descrição do projeto da transposição das águas do rio São Francisco, elaborado pela CODEVASF em 2000, o qual é a continuidade, com maior aprofundamento e detalhamento, do projeto básico de 1994 (CODEVASF, 1994).

3.3.2 Histórico do projeto do rio São Francisco

Conhecido também como "Velho Chico", o aproveitamento da potencialidade do rio São Francisco tomou, historicamente, o sentido inverso do seu curso de água, quando, em 04 de outubro de 1501, a caravela em que viajava o genovês Américo Vespúcio, participante da frota comandada por Gonçalo Coelho, descobriu o formoso estuário do nosso grande rio central, chamado pelos indígenas de "OPARA" que significa rio-mar. Como nesse dia era comemorado o dia de São Francisco, o rio assim foi batizado.

A seca sempre esteve presente desde o período colonial, a ação do homem sobre a natureza é que agrava o problema. O reservatório de Sobradinho, por exemplo, no período seco do ano, tem uma evaporação média de 200 m^3/s, o que representa uma baixa no pé da barragem da ordem de 0,5 cm^3/dia, onde, em termos de distância, proporciona um secamento da ordem de 1 a 2 km na planície.

Efeitos sociais da seca geram a chamada indústria da seca, onde grupos de influência políticos ou economicamente poderosos, prefeitos, fazendeiros e empresários conseguem tirar proveito da seca e divulgá-la de forma dramática com o objetivo de conseguir verbas e auxílios governamentais. Muitas vezes, ocorre o não pagamento de suas dívidas bancárias, utilizando o argumento das secas, além de obter novos empréstimos em condições especiais. A primeira manifestação em favor de uma transposição de água do rio Francisco para o semi-árido do Nordeste setentrional foi em 1847, quando o deputado provincial e intendente da comarca de Crato, no Ceará, Dr. Antônio de Macedo, encaminhou ao governo imperial expediente indicando a inviabilidade de um canal tirando água do rio São Francisco, no lago da Vila Boa Vista, próximo à atual Cabrobó, de forma a criar uma comunicação com o rio Jaguaribe pelo riacho dos Porcos e pelo rio Salgado - Boqueirão do rio Salgado. Essa primeira concepção guarda notável semelhança com as propostas atuais.

Em 1840, descobriu-se o ouro em Gentio do Ouro, o que provocou febre à atividade. Todo o sertão, até às barrancas do São Francisco, passa a produzir para abastecer as minas de diamantes, quer dos produtos da lavoura, quer dos campos de pecuária. Um outro fato que contribuiu para a garimpagem de ouro foi a descoberta de ricos aluviões com diamantes no rio Mucugê em 1844, muito mais fáceis de serem garimpados. A primeira tentativa de explorar a lavra mecanizada foi em 1857 e encerrou-se com a grande seca de 1860. Nova tentativa foi feita em 1885, porém, dois anos depois, a empresa fechou as portas sem efetivamente iniciar os trabalhos de lavra.

Estudos técnicos detalhados, entretanto, só vieram a ser desenvolvidos cinco anos depois, entre os anos de 1852 a 1854, quando o engenheiro Henrique Halfeld, por ordem de D. Pedro II, realizou um levantamento detalhado do vale do rio, concluindo pela possibilidade de transposição de água para o riacho dos Porcos, afluente do rio Jaguaribe, no Ceará.

Em 1865, o Barão de Capanema, liderando comissão científica de exploração, apontou a possibilidade de abertura de um canal que ligaria o rio São Francisco ao rio Jaguaribe.

A partir de 1881, desenvolveu-se a extração da seiva da mangueira para a produção de borracha. Após um certo tempo, a região começou a despertar interesse a partir da segunda guerra mundial. Por razões estratégicas, na época, foi construído um aeroporto em Barreiras para permitir que o látex extraído da mangueira fosse comercializado para ser utilizado no esforço de guerra aliado.

Entre 1913 e 1919, a IFOCS (Inspetoria Federal de Obras Contra as Secas), que, mais tarde, deu origem ao DNOCS, realizou estudos detalhados, de campo, e de escritório, para a transposição de água do São Francisco por meio de um túnel de 300 km de extensão. Concluiu-se pela inviabilidade técnica da obra, dada a necessidade de vencer um aclive de 190 m entre o rio São Francisco e o rio Salgado, no Ceará. Era diretor da IFOCS o Dr. Miguel Arrojado Ribeiro Lisboa, que chegou a essa conclusão em razão das limitações da época em termos de disponibilidade de equipamentos para bombeamentos de grande porte.

Em 1939, com a descoberta de novos cascalhos auríferos, retoma-se a busca de ouro e o garimpo chegou a reunir 8000 homens. Em 1941, a mineração estava novamente parada. As intervenções da garimpagem modificaram o equilíbrio natural, provocando desmonte das rochas fontes, contaminando as águas pelo uso de substâncias químicas nos processos de exploração.

Foram elaborados três planos qüinqüenais que priorizaram a construção de grandes hidrelétricas - Paulo Afonso, Três Marias e Sobradinho, embora se pretendesse também a regularização do rio, o desenvolvimento agrícola com irrigação, a implantação de agroindústria, transportes e comunicações e infra-estruturas de apoio social. A Superintendência do Vale do São Francisco-SUVALE, que substituiu a Companhia do Vale do São Francisco-CVSF em 1967, selecionou nove áreas, programas e nelas concentrou as ações visando a utilização dos recursos hídricos e agropecuários. Através do Programa Especial para o Vale do São Francisco-PROVALE -(1972), executou novo reconhecimento da bacia. Logo após, criou-se a Companhia de Desenvolvimento do Vale São Francisco-CODEVASF mediante a Lei 6088 de 1974, destinada a conduzir o aproveitamento agrícola e a implantação de distritos agro-industriais em áreas prioritárias. Esse projeto, porém, não atendeu às expectativas de mudanças socioeconômicas, permanecendo antigos problemas e surgindo outros em função de atividades implantadas.

Em 1972, surge, pela primeira vez, a hipótese de utilização de bombeamento para a transposição, através do deputado Wilson Roriz do Ceará. Em 1981, o DNOS

(extinto Departamento Nacional de Obras de Saneamento) inicia estudos técnicos detalhados da transposição por meio de bombeamento, de 300 m^3/s de água do São Francisco para as bacias dos rios Jaguaribe, Piranhas e Apodi.

O desenvolvimento da cultura da soja, nos anos 80, provocou um processo de mudança. A cultura da soja é a principal forma de penetração moderna nos cerrados baianos, onde cresceu a economia urbana. A exploração da vegetação natural concentrou-se nas veredas e marimbus, onde é explorado o buriti, nas chapadas e nos vales da região.

Durante a gestão do ministro Mário Andreazza (1979 a 1985), o Ministério do Interior formalizou um projeto que previa grandes obras para o desvio das águas do rio São Francisco para outros estados do Nordeste, o que suscitou uma polêmica nos meios técnicos e políticos nacionais. Os argumentos técnicos levantados contrariavam a idéia do projeto. Alegou-se, então, que esse desvio poderia provocar a diminuição da capacidade geradora de energia das hidrelétricas, com prejuízos ao ambiente, e desencadearia processos de degradação que tornariam rapidamente inúteis as obras e equipamentos de altos custos instalados. Foi incluída a transposição em seu programa de governo. O desfecho adverso da campanha, na época, foi provocado pelo então Sr. Paulo Maluf, fazendo com que o projeto fosse arquivado por mais uma temporada. Assim sendo, o rio São Francisco tem desempenhado importante papel na ocupação de nosso território, e, como preferencial para as bandeiras, foi denominado de rio da unidade nacional. O rio São Francisco vem despertando, há muito tempo, atenções do governo, seja pelo seu potencial hidrelétrico ou pelos problemas decorrentes de secas ou enchentes que afetam a região.

Acontece que a pretensão de captar as águas do “Velho Chico" para abastecer os estados da Paraíba, Ceará e Piauí, situados fora do percurso de suas águas, não parece ter morrido, malgrado os protestos de associações como S.O.S São Francisco. O Ministério do Interior-MINTER elaborou o projeto plano Diretor para o Desenvolvimento do Vale do São Francisco- PLANVASF (1989), comprometendo-se a elaborar uma proposta global com vistas ao crescimento econômico, compatível com o manejo dos recursos naturais e melhoria da qualidade de vida. A degradação que vem se processando tende a agravar irreversivelmente os problemas relacionados às secas e enchentes, onde se acentuam sob o efeito de desmatamento, queimadas e usos indevidos dos solos e das águas.

Recentemente, através da lei de Recursos Hídricos 9433/87, foi criado o comitê da bacia hidrográfica do rio São Francisco, que tem como objetivo a gestão participativa e descentralizada dos recursos hídricos em toda a bacia, harmonizando os conflitos e promovendo a multiplicidade dos usos da água, respeitando a dominialidade das águas, integrando as ações de todos os governos, nos âmbitos do município, estado e união, propiciando o respeito aos diversos ecossistemas formadores dessa região e promovendo a qualidade de vida daquela população.

3.3.3 - Descrição do projeto do rio São Francisco

O projeto da transposição das águas do rio São Francisco prevê um conjunto de canais, adutoras, túneis, estações de bombeamento e reservatórios construídos a partir de dois eixos adutores que saem do rio, entre a barragem de Sobradinho e Itaparica, onde parte da água do rio São Francisco seria transferida para os principais vales do interior do nordeste brasileiro.

Em uma região que se encontra desertificada, a falta de água não permite crescimento econômico. Os estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará são os únicos no Brasil que não possuem rios perenes de porte significativo. São os que mais sofrem com as secas. Com base nesses argumentos, o projeto tem prevista a construção de 1400 km de tubulação e canais, com a finalidade de abastecer açudes situados nas cidades de Pernambuco, Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba, sendo dividido em dois eixos.

Dos 90 bilhões de m^3 de água que o rio despeja em média por ano no mar, cerca de 1,5 bilhão de metros cúbicos seriam efetivamente transferidos para outras bacias. O conjunto de dois eixos e suas ramificações teria cerca de 700 km de extensão. A primeira captação de água, que atenderia o eixo norte, estaria prevista para ser implantada próxima a cidade de Cabrobó. Por outro lado, a captação, servindo o eixo leste, sairia do reservatório de Itaparica. A Figura 3.13 ilustra a proposta da transposição.

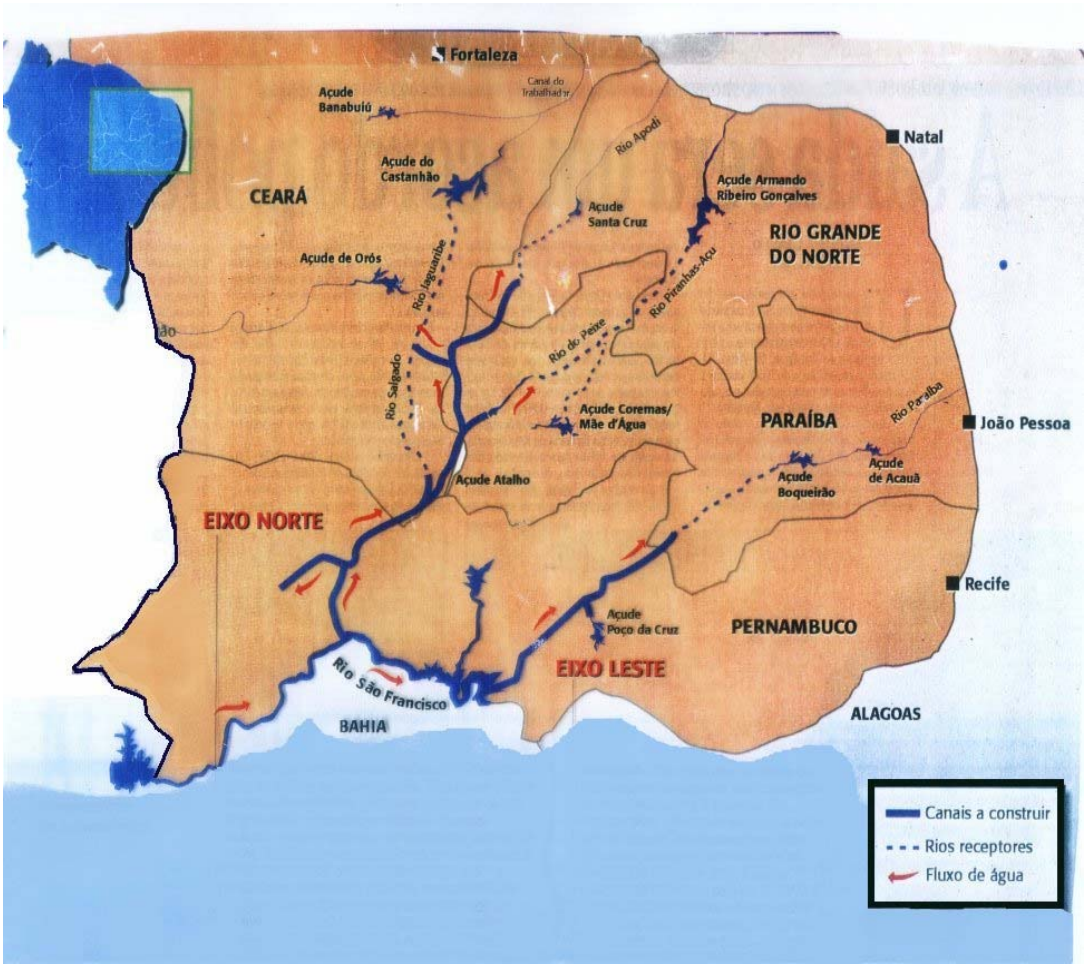


Figura 3.13 – Esboço do projeto de transposição de águas do rio São Francisco (Fonte: CODEVAF, 1998).

Cabe ainda destacar que o eixo norte estender-se-ia até o açude Pau dos Ferros, no Rio Grande do Norte, passando antes pela localidade de Jati, no Ceará. Levaria água do rio Bridga, em Pernambuco, ao rio Salgado, afluente do Jaguaribe, no Ceará, e ao rio do Peixe, afluente dos rios Piranhas e Piranhas-Açu, na Paraíba e no Rio Grande do Norte. Também o rio Apodi, no Rio Grande do Norte, seria beneficiado. Esse eixo proporcionaria, segundo o projeto, segurança hídrica para grandes açudes da região, como Entremontes e Chapéu (PE), Orós e Castanhão (CE), Piranhas e Curemas (PB) e Santa Cruz e Armando Ribeiro Gonçalves (RN).

Por sua vez, o eixo leste, menor que o eixo norte, iria até o rio Mulungu, no município de Monteiro, na Paraíba. Conduziria água para o açude poço da Cruz (PE), ajudando a regularização dos açudes Boqueirão e Acauã.

Em linhas gerais, as características do projeto de transposição das águas do rio São Francisco são:

a) a captação de água deveria ser realizada perto de Cabrobó, na divisa entre Bahia e Pernambuco;
b) proposta de desvio de 280 m^3/s, quando o projeto estivesse todo implantado, sendo que, na primeira etapa, a previsão seria de retirar 70 m^3/s do rio São Francisco, que,neste ponto, tem vazão firme estimada de 2065 m^3/s;
c) na captação, a água seria bombeada para superar cerca de 30 m de elevação geométrica e seguiria, então, em canais e reservatórios até Terra Nova, onde é elevada novamente em 50 m, prosseguindo em aquedutos e leitos naturais até Salgueiro, onde uma terceira elevatória seria implantada para recalcar água a 80 m de elevação; dessa forma, a água captada na cota de 315 m, após ser recalcada 160 m cruzaria o divisor na altitude de 475 m, continuando, a partir desse local, para o vale do Jaguaribe, por gravidade; a passagem no divisor estaria prevista para ser feita em túnel de 1500 m nos limites estaduais de Pernambuco e do Ceará;
d) dos 700 km percorridos pela água na adução até o mar, cerca de 200 km seriam contemplados em obras; as demais distâncias seriam percorridas em leito natural dos rios e reservatórios;
e) após a transposição do divisor, a água seguiria pelos rios dos Porcos, Salgado e Jaguaribe, atingindo, finalmente, o litoral;
f) na primeira etapa do projeto, as vazões provenientes da transposição seriam divididas na proporção de 25 m^3/s para o Ceará, 15 m^3/s para a Paraíba e 15 m^3/s para Pernambuco.

Quando se fala em transposição de águas, pode-se pensar em termos teor de vapor de água e de estados de umidade do solo nas regiões doadoras e nas áreas que seriam beneficiadas, que consiste na proposta desta tese para avaliação do projeto elaborado para o rio São Francisco. O estudo da umidade do solo tem como objetivo determinar a sua potencialidade hídrica, estando o assunto intimamente conectado com o presente trabalho, conforme enfatizado na revisão bibliográfica. Encontra-se aí um dos desafios desta tese, na medida em que procura avaliar o projeto de transposição de águas do rio São Francisco através de uma visão mais integrada entre meteorologia e hidrologia, seguindo a metodologia apresentada no próximo capítulo e respaldada pela revisão bibliográfica realizada.

CAPÍTULO 4 – METODOLOGIA

A bacia do rio São Francisco está sujeita a algumas vulnerabilidades. Além das vulnerabilidades climáticas da bacia, os recursos hídricos merecem atenção. A água é o fator mais crítico do semi-árido, em função da disponibilidade para atividades humanas, incluindo as atividades agrícolas e geração de energia.

Uma das principais características climáticas da região semi-árida da bacia do São Francisco é a variabilidade intra-anual. Há, por outro lado, grandes diferenças de precipitações de um ano para o outro, ocorrendo chuvas, acima da média, em uma seqüência de anos, seguida de anos de pouco volume precipitado, gerando secas prolongadas. Assim, o problema de secas da bacia do rio São Francisco está mais relacionado com a distribuição irregular das chuvas do que propriamente com a falta. Como a chuva é a principal variável de entrada de uma bacia hidrográfica, a produção de água superficial e subterrânea é também influenciada pelo regime de chuva.

Nesta dissertação, o objetivo principal é conduzir uma avaliação do projeto de transposição de águas do rio São Francisco, a partir do emprego de uma modelagem atmosférica. Foi utilizado o modelo regional de mesoescala RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*), que permitirá avaliar distintos cenários que contemplem a atmosfera, incluindo diferentes variáveis meteorológicas como vapor de água, precipitação, velocidade vertical do vento, entre outras, em épocas climáticas diferentes abrangendo anos de El Niño e anos de La Niña. Essas variáveis não têm sido consideradas de forma integral na avaliação da transposição.

Adicione-se que a metodologia adotada para este trabalho, apresentada a seguir, procura abordar o projeto São Francisco sob o enfoque meteorológico sem colocar perspectivas hidrológicas em um segundo plano. Pelo contrário, desta tese reside no campo do comportamento hidrológico do rio São Francisco, até o momento tratado com modelos hidrológicos determinísticos e estocásticos do tipo chuva-vazão, com limitações apresentadas na revisão bibliográfica. Destaca-se ainda que a metodologia empregada, embora não tenha utilizado explicitamente modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão, tratados no Capítulo 2, fez uso, de fato, de uma modelagem hidrológica chuva-vazão conceitual, marco a partir do qual foram aduzidas as informações e conduzidas as simulações. A Figura 4.1 apresenta um esquema da metodologia adotada.

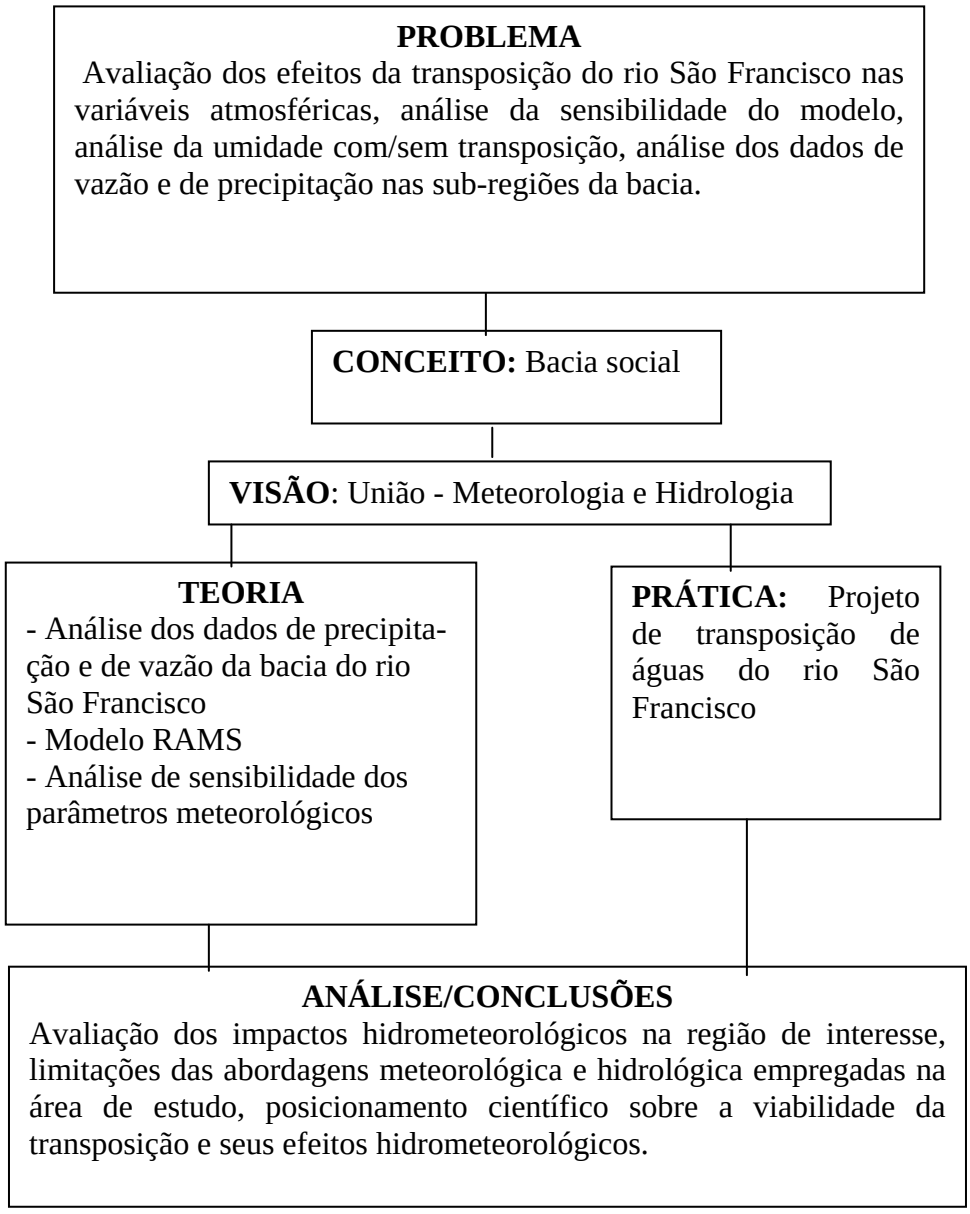


Figura 4.1 – Fluxograma da metodologia.

4.1 – Análise da precipitação da bacia do rio São Francisco

No Nordeste, pelo menos uma área é atingida, em média, pela seca a cada 4,14 anos (Projeto Áridas, 1994). Ao longo dos anos, procurou-se construir reservatórios de acumulação superficial, tendo como objetivo diminuir o efeito da variação temporal da precipitação. No entanto, a maioria dos açudes construídos não são capazes de suportar grandes períodos de estiagens devido a alta taxa de evaporação, outro fator climático característico da região.

Com base no exposto, devido às incertezas quanto ao início da estação chuvosa ou quanto aos longos períodos de estiagens, é importante analisar as disponibilidades hídricas na bacia do rio São Francisco em épocas climáticas diferentes. Nesta pesquisa, optou-se pelo estudo em épocas de El Niño, anos de 1983 e de 1998 e em períodos de La Niña, anos de 1989 e de 2001, para saber se existe algum impacto climático no comportamento hidrológico da bacia do rio São Francisco. Os anos foram escolhidos em função da maior anomalia detectada na temperatura da superfície do mar (TSM) do oceano Pacífico, registrando intervalos de 1,5 ºC a 5 ºC para anos de El Niño (anomalias positivas) e amplitudes de 1,5ºC a 3,5 ºC para anos de La Niña (anomalias negativas) (CPTEC, 2002).

A grande variabilidade pluviométrica está diretamente relacionada com as condições atmosféricas decorrentes tanto da interação entre fenômenos meteorológicos de escalas temporal e espacial distintas como da interação entre a atmosfera e os oceanos Pacífico e Atlântico.

Com a finalidade de analisar a influência de regime de chuvas na bacia do São Francisco, dados disponíveis diários de precipitação (72 postos pluviométricos), fornecidos pela ANA (Agência Nacional de Águas), foram analisados. A lista com os postos pluviométricos, subdivididos nos trechos do alto, médio, sub-médio e baixo São Francisco, encontram-se nas Tabelas 4.1, 4.2, 4.3 e 4.4, respectivamente.

Neste estudo, foram calculados os totais mensais precipitados nas quatro regiões (alto, médio, sub-médio e baixo) da bacia do São Francisco para o período de 1967 a 2001. Para a seleção das estações, foram respeitados os seguintes critérios: (1) estações com pelo menos 200 (duzentas) medições diárias por ano; (2) estações com dados atualizados até o ano de 2001. As estações que não obedeceram a esses critérios foram excluídas, enquanto os registros das demais foram preliminarmente consistidos através de uma análise visual e detecção de erros grosseiros, e, então, preenchidos.

Localização dos postos de medição de precipitação

Tabela 4.1 – Postos pluviométricos da região do alto São Francisco (Fonte: ANA, 2003).

Alto São Francisco			
Postos	**Nome - Estações**	**Latitude**	**Longitude**
1744010	Lassance	-17:53:24	-044:34:36
1843000	Usina Parauna	-18:38:08	-043:57:57
1843002	Gouveia	-18:27:56	-043:44:35
1844001	Sto Hipólito	-18:18:00	-044:13:22
1844010	Pt. do Licínio Jus	-18:40:17	-044:11:29
1845014	Tiros	-18:59:59	-045:57:58
1846003	Major Porto	-18:42:25	-046:02:13
1943009	Vespasiano Sabara	-19:41:14	-043:55:15
1943010	Caeté	-19:54:02	-043:40:03
1943023	Taquaraçu	-19:39:50	-043:41:17
1943024	José de Melo	-19:41:23	-043:35:08
1943035	Vau da Lagoa	-19:13:08	-043:35:17
1944004	Pt Nova do Paraopeba	-19:57:20	-044:18:24
1944021	Velho da Taipa	-19:41:46	-044:55:46
1944024	Faz. Vargem Bonita	-19:14:14	-044:07:23
1944026	Barro Preto	-19:57:51	-044:2707
1945008	Bom Despacho	-19:44:33	-045:15:18
1945035	Abaete	-19:09:47	-045:15:18
2043004	Rio do Peixe	-20:08:16	-043:53:33
2044006	Divinópoles	-20:08:13	-044:53:31
2044012	Ibirite	-20:02:34	-044:02:36
2044021	Alto da Boa Vista	-20:06:20	-044:24:04
2045005	Lamounier	-20:28:20	-045:02:10
2045012	Pium-I	-20:27:43	-045:56:42
2046007	Fazenda Ajudas	-20:06:06	-046:03:18
2046013	Vargem Bonita	-20:19:48	-046:21:58

Tabela 4.2 - Postos pluviométricos da região do médio São Francisco (Fonte: ANA, 2003).

Médio São Francisco			
Postos	**Nome - Estações**	**Latitude**	**Longitude**
1143010	Boqueirão	-11:20:29	-043:49:40
1144005	Faz Macambira	-11:36:50	-044:09:27
1145014	Nv Vida Montante	-11:51:09	-045:07:20
1244019	Faz Coqueiro	-12:23:21	-044:55:56
1245004	Faz Redenção	-12:08:05	-045:06:15
1245005	Derocal	-12:24:41	-045:07:13
1344014	Correntina	-13:20:11	-044:39:08
1443000	Boca da Caatinga	-14:47:11	-043:33:05
1443001	Manga	-14:45:24	-043:55:56
1444000	São Gonçalo	-14:18:49	-044:27:37
1444003	Miravania	-14:44:51	-044:24:40
1543002	Colonia Jaiba	-15:20:28	-043:40:31
1543013	Janauba	-15:46:32	-043:16:47
1544012	São Francisco	-15:56:58	-044:52:05
1544017	Pedras da M Cruz	-15:36:02	-044:23:45
1544019	São João da Ponte	-15:55:49	-044:00:15
1645002	Santo Inácio	-16:16:54	-045:24:51
1645013	Faz Água Branca	-16:48:26	-045:01:49
1745001	Cachoeira Paredão	-17:06:40	-045:26:16
1746001	Ponte da Extrema	-17:01:51	-046:00:49
1747005	Guarda Mor	-17:46:21	-047:05:55
1846005	Presidente Olegário	-18:24:45	-046:25:20
1846016	Ponte Firme	-18:02:02	-046:25:10
1846017	Leal de Patos	-18:38:28	-046:20:04

Tabela 4.3 - Postos pluviométricos da região do sub-médio do São Francisco (Fonte: ANA, 2003).

PRECIPITAÇÃO - Sub Médio do São Francisco			
Postos	**Nome - Estações**	**Latitude**	**Longitude**
1142017	Faz Cabeceiras	-11:19:43	-042:18:18
1142020	Faz. Refrig Jus	-11:28:39	-042:33:79
737027	Flores	-07:52:04	-037:58:21
838000	Airi (Rochedo)	-08:32:21	-038:11:34
838002	Açúde Serrinha	-08:14:23	-038:31:40
838004	Belém S. Francisco	-08:45:54	-038:57:38
839009	Jacaré	-08:15:46	-039:50:50
839014	Poco do Fumo	-08:10:40	-039:43:53
839031	Ibo	-08:13:51	-039:46:41
839034	Fazenda Tapera	-08:31:13	-039:38:27
839035	Sta Maria Boa Vista	-08:33:12	-039:44:12
840010	Faz São Bento	-08:36:58	-039:59:58
840015	Lagoa Grande	-08:59:56	-040:16:23

Tabela 4.4 - Postos pluviométricos da região do baixo São Francisco (Fonte: ANA, 2003).

PRECIPITAÇÃO - Baixo São Francisco			
Postos	**Nome - Estações**	**Latitude**	**Longitude**
1036005	Penedo	-10:17:06	-036:33:23
1036007	Piaçabuçu	-10:18:05	-036:35:29
9370013	Delmiro Gouveia	-09:23:12	-037:49:33
937023	Piranhas	-09:37:34	-037:45:22
937031	Águas Belas	-09:06:20	-037:07:54
940018	Camp. Cavalos	-09:33:35	-040:38:48
940028	Junco	-09:40:36	-040:36:14
837038	Inajá	-08:38:45	-037:79:43

Cabe ainda destacar que foi adotada a hipótese de estacionariedade para as séries temporais de precipitação. Essa hipótese foi avaliada através do teste estatístico Wilcoxon ou Mann Whitney ou teste u (BRADLEY, 1968), ao nível de confiança de 95%.

Finalmente, foi feita a avaliação da estacionariedade regional da bacia. Sob a hipótese nula de estacionariedade de toda a bacia e assumindo-se a independência entre as séries dos diversos postos pluviométricos, o número de séries rejeitadas em um teste a um nível de significância α é uma variável aleatória com distribuição de probabilidade binomial de média $np\alpha$, onde np é o número total de postos. A probabilidade de que muitos postos sejam rejeitados nos testes cresce à medida que alguma sub-região da bacia, ou toda, sofra efeitos não estacionários significativos. A seguir, apresenta-se o modo de condução do teste:

- hipótese nula: há estacionariedade regional;
- hipótese alternativa: não há estacionariedade regional;
- nível de significância: α=0,05;
- critério: aceita a hipótese nula se A > 0,05.

$$A = \sum_{i=nr}^{i=np} \left[\binom{np}{i} (\alpha)^{i} (1-\alpha)^{np-i} \right]$$

onde

A – probabilidade de que nr ou mais postos sejam rejeitados;

nr – número de postos rejeitados no teste de estacionariedade;

np – número total de postos;

α - nível de significância.

4.2 - Análise histórica da vazão na bacia do rio São Francisco

Os sistemas atmosféricos de grande escala, como discutido previamente, influenciam os volumes de água armazenados nos principais reservatórios de água.

Alguns reservatórios do Nordeste dependem dos eventos de mesoescala, especialmente sistemas convectivos, com maior influência no mês de março

(FUNCEME, 2000). Nos anos de El Niño, essa atividade é bastante reduzida, com repercussão nos volumes mensais desses reservatórios. Portanto, nesse tipo de circunstância, seria possível estimar uma provável redução nos volumes de água em função do número esperado de ocorrência desses sistemas.

Neste trabalho, optou-se pela estimativa da disponibilidade de recursos hídricos superficiais na bacia com base no projeto "Revisão das séries de vazões naturais nas principais bacias do Sistema Interligado Nacional –SIN" (ONS,2003) e nos dados fornecidos pela ANA (2003).

Foram analisados, por região (alto, médio, sub-médio e baixo São Francisco), os postos Pirapora, São Francisco, Sobradinho e Xingo, respectivamente associados a cada um dos trechos supracitados. A avaliação foi realizada para os fenômenos atmosféricos de El Niño (1983, 1998) e de La Niña (1989, 2001), levando-se em conta as vazões mínimas, médias e máximas. Analogamente, o estudo foi conduzido para os postos fluviométricos disponíveis no banco de dados da ANA (2003), ao longo do rio São Francisco. As Tabelas 4.5 a 4.8 contêm os postos fluviométricos empregados na pesquisa. No tocante a questão da estacionariedade das séries temporais de vazão e de estacionariedade regional da bacia, os procedimentos adotados foram análogos aos empregados para os postos pluviométricos.

Localização dos postos de medição de vazão

Tabela 4.5 - Postos fluviométricos da região do alto São Francisco (Fonte: ANA, 2003).

Alto São Francisco			
Postos	**Nome - Estações**	**Latitude**	**Longitude**
40040000	Fazenda Ajudas	-20:05:45	-046:03:51
40050000	Iguatama	-20:10:12	-045:42:57
40060001	Tapirai	-19:53:17	-046:01:05
40070000	Ponte Chumbo	-19:46:34	-045:28:45
40080000	Taquaral	-19:40:13	-045:36:36
40100000	Porto das Andorinhas	-19:16:43	-045:17:09
40170000	Marilândia	-20:12:58	-044:55:06
40185000	Pari	-20:11:05	-044:53:36

40330000	Velho da Taipa	-19:41:38	-044:55:51
41050000	Major Porto	-18:42:25	-046:02:13
41135000	Pirapora	-17:21:39	-044:56:52
4119998	Honório Bicário	-20:01:26	-043:49:22

Tabela 4.6 - Postos fluviométricos da região do médio São Francisco (Fonte: ANA, 2003).

Médio São Francisco			
Postos	**Nome - Estações**	**Latitude**	**Longitude**
42840000	Veredas	-18:08:19	-045:45:42
43200000	São Romão	-16:22:19	-045:03:59
43670000	Vila Urucuia	-16:18:01	-045:44:32
43880000	Santo Inácio	-16:16:54	-045:24:51
44200000	São Francisco	-15:56:51	-044:52:04
44500000	Manga	-14:45:24	-043:55:56
45590000	Correntina	-13:20:41	-044:37:27
45740001	Mocambo	-13:17:05	-044:32:14
45840000	Gatos	-13:42:55	-044:38:10
45910001	Sta. Maria da Vitória	-13:24:00	-044:12:00
46105000	Paratinga	-12:41:21	-043:11:20
46360000	Morpora	-11:34:00	-043:18:00
46415000	Sítio Grande	-12:26:00	-045:05:00

Tabela 4.7- Postos fluviométricos da região do sub-médio São Francisco (Fonte: ANA, 2003).

Sub-Médio São Francisco			
Postos	**Nome - Estações**	**Latitude**	**Longitude**
47480000	Estação Jaguari	-10:54:17	-041:34:00
48070000	Lagoa do Boi	-09:29:22	-040:12:41
48290000	Sta Maria da Boa Vista	-08:48:31	-039:49:28
48590000	Ibo	-08:37:53	-039:14:48
48840000	Serra Talhada	-08:00:02	-038:14:41
48880000	Ilha Grande	-08:31:39	-038:09:59

Tabela 4.8 - Postos fluviométricos da região do baixo São Francisco (Fonte: ANA, 2003).

Baixo São Francisco			
Postos	**Nome-Estações**	**Latitude**	**Longitude**
49330000	Piranhas	-09:37:34	-037:45:22
49370000	Pão de Açúcar	-09:45:05	-037:00:10
49660000	Traipu	-09:58:17	-037:00:10
49705000	Propriá	-10:12:50	-036:49:26

4.3 – Modelo regional RAMS

No caso desta pesquisa, optou-se pelo uso do modelo numérico RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*), versão 3.b, com vistas a melhor compreender os principais fenômenos atmosféricos atuantes na região de estudo. Esses fenômenos (El Niño e La Niña) podem ser tratados através do RAMS.

Em primeiro lugar, pode-se justificar a escolha do modelo regional RAMS em função de estar sendo utilizado nos principais centros nacionais de pesquisa de Ciências Atmosféricas, incluindo a sua disponibilidade no Departamento de Meteorologia do Instituto de Geociências da UFRJ.

Entre algumas características de caráter geral do RAMS, adequadas ao presente trabalho, pode-se destacar que o espaçamento das saídas do modelo permite uma análise de fenômenos em uma escala 4 vezes maior. Assim, pensando-se em uma onda de comprimento de 10 km, por exemplo, o menor nível de detalhamento no RAMS poderia ser estabelecido com uma análise definida a partir de 2,5 km. Adicionalmente, é também possível configurar adequadamente a região de estudo e definir diferentes cenários de simulação concernentes a esta pesquisa.

Finalmente, ainda no sentido de dar suporte à decisão de se utilizar o modelo RAMS, salienta-se que as parametrizações utilizadas no modelo atendem o objetivo deste trabalho, que envolve a análise de fenômenos de mesoescala no projeto da transposição de águas do rio São Francisco.

Por outro lado, a análise da umidade do solo, como a pretendida, em uma área relativamente pequena em termos do total da superfície terrestre, ficaria dificultada, na visão da autora, a partir do uso de um modelo global, que também foi uma alternativa considerada.

Feitas essas considerações iniciais, apresentam-se, neste capítulo, as características do modelo regional RAMS, a ser utilizado na avaliação do comportamento meteorológico na região na bacia do São Francisco, incluindo análise de sensibilidade da umidade do solo, com o intuito de analisar as regiões doadora e receptora de águas previstas no projeto de transposição (Figura 4.2). Um maior detalhamento é apresentado nos itens subseqüentes.

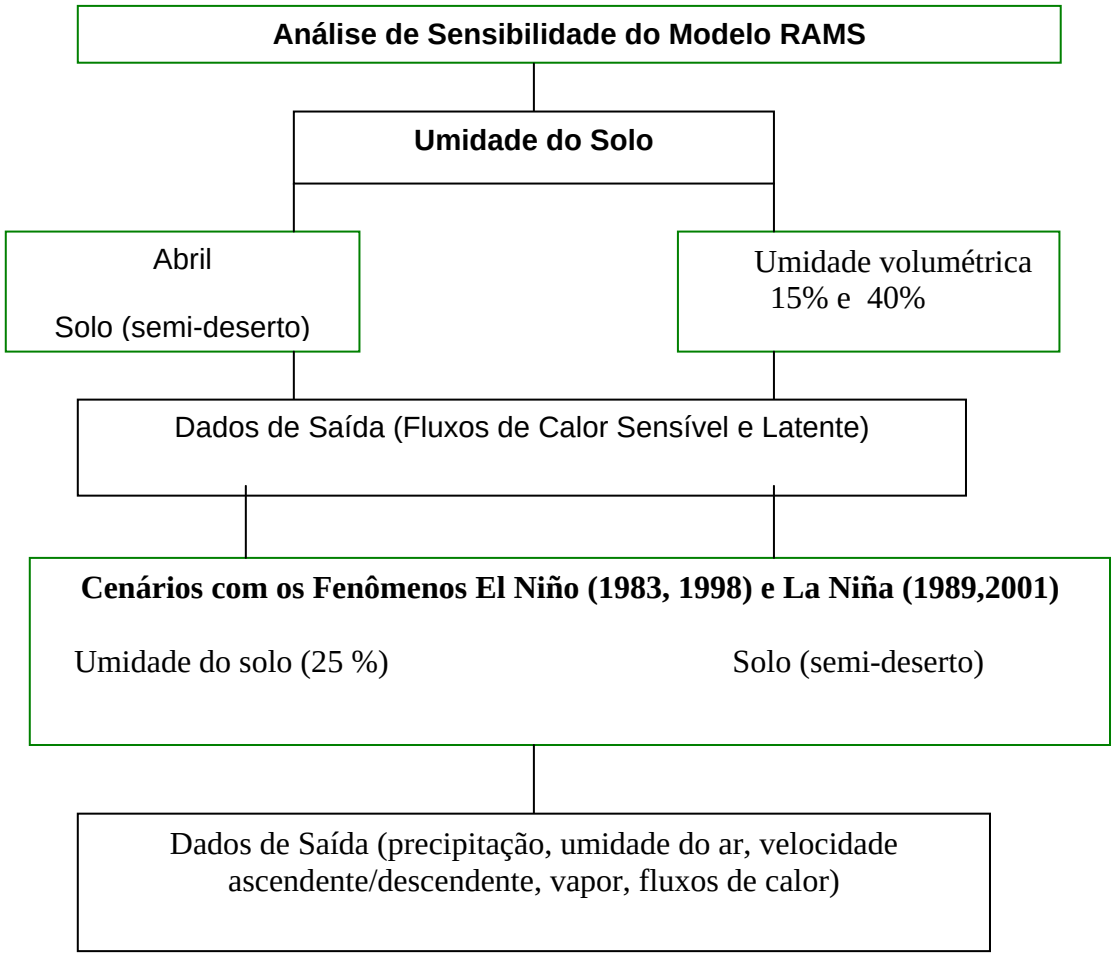


Figura 4.2 – Avaliação do projeto São Francisco com base no modelo *RAMS.*

Alguns aspectos adicionais sobre o modelo RAMS estão apresentados no Apêndice B.

4.3.1 – Características do RAMS

O modelo regional RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) foi desenvolvido na Universidade do estado de Colorado para simulação e previsão de diversos fenômenos atmosféricos. Esse modelo surgiu de duas linhas de pesquisa: uma na parte de modelagem de sistemas dinâmicos, de microescala e de processos microfísicos; e a outra na parte de modelagem de sistemas de mesoescala e na influência da superfície terrestre sobre as características da atmosfera. Esses esforços foram somados com o objetivo de gerar um modelo mais completo (Pielke, 1992).

O RAMS é composto das seguintes componentes: o modelo atmosférico que realiza as simulações, um conjunto de assimilação de dados e um pacote de pós-processamento. A codificação é feita em linguagem FORTRAN 90, como também na linguagem "C".

O modelo atmosférico é constituído em torno do conjunto completo de equações diferenciais parciais aplicadas à atmosfera na forma não linear e não hidrostática. Inclui equações da continuidade para o vapor de água, para água de nuvem, para água de chuva e para sete formas de gelo.

Uma outra característica importante é o fato de se poder utilizar mais do que uma grade de resolução no modelo, podendo ser aninhadas grades com maior resolução, possibilitando observar melhor os fenômenos em diferentes escalas. Dessa forma, as informações simuladas em grades de diferentes resoluções podem ser intercambiadas, permitindo a sinergia da análise dos processos físicos de interesse.

Na Tabela 4.9, algumas características do modelo utilizado nas simulações desta pesquisa são apresentadas.

Tabela 4.9 – Características do modelo RAMS, versão 4.3.

CARACTERÍSTICA	OPÇÃO
Equações básicas	Não hidrostática
Dimensão	3D
Coordenadas verticais	De acordo com terreno (σ_z)
Coordenadas horizontais	Estereográfica
Estrutura de grade	Grade C de Arakawa
Difusão Turbulenta	Manton e Cotton, 1977; Louis, 1979

Parametrização de convecção profunda	Kuo modificado (Tremback, 1990)
Microfísica explícita	Microfísica para nuvens frias (Flautau et al)
Radiação solar e terrestre	Onda curta e onda longa (Chen e Cotton, 1983b); (Maher e Pielke, 1977)
Interação atmosfera-vegetação	Lee,1982; Avissar e Maher,1998; Avissar e Pielke, 1989
Difusão de calor e umidade do solo	Maher e Pielke, 1977; McCumber e Pielke, 1981; Tremback e Kessler, 1985.

4.3.2) 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 (componente zonal-u, meridional-v, direção e intensidade) em diferentes níveis da atmosfera. Esses dados podem ter como origem observações convencionais de superfície e altitude, resultados dos modelos numéricos e/ou de subprodutos gerados através de informações de satélites. Na presente pesquisa foram usados dados de reanálises que são produtos derivados de dados observados globais aplicados em um modelo operacional de análises e prognóstico com truncamento triangular espectral T62 e com 28 níveis na vertical (Kalnay,1996). Os dados do NCEP encontram-se em pontos de grade de 2,5º latitude X 2,5ºlongitude.

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, à grade do modelo, o mesmo valor da informação observada naquele nível, ou variável, 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), que consiste em obter valores interpolados para os pontos da grade. Esses valores são obtidos através de uma média ponderada onde a informação mais próxima de cada ponto de grade possui maior peso, à informação mais distante, conforme uma função Gaussiana, em que o peso é função da distância do valor observado ao ponto de grade. A partir de uma lista de decisões “namelist”, são definidas as características dos testes e aplicações pretendidas com o RAMS.

4.3.3) Equações prognósticas e diagnósticas

Essas equações são obtidas a partir dos princípios de conservação de *momentum*, de energia e de massa, descrevendo amplamente o comportamento da atmosfera. No caso dos modelos de mesoescala destinados a aplicações regionais e de mais curto prazo que os modelos globais, além de se integrar às equações, acrescentam-se equações que permitem um tratamento mais detalhado dos processos que incluem a umidade, requerendo a parametrização, a mais próxima da realidade possível, dos processos físicos que ocorram nas escalas menores do que a escala da grade. Enfim, o RAMS tem a flexibilidade de permitir a modelagem de fenômenos meteorológicos de microescalas e de grande escala utilizando grades aninhadas.

4.3.4) Estrutura da grade

O RAMS resolve suas equações de derivadas parciais discretizando-as por diferenças finitas. Nas derivações horizontais, é usada uma grade, opcionalmente retangular ou quadrada , do tipo "C" de Arakawa (1981), isto é, todas as variáveis escalares são definidas nos nós de grade, enquanto as componentes da velocidade u, v e w são definidas nos pontos intermediários $\frac{\delta x}{2}, \frac{\delta y}{2}$ e $\frac{\delta z}{2}$.

4.3.5) Solo e Vegetação

O RAMS usa modelos de solo e de vegetação, parametrizando em separado e prognosticando os processos térmicos e hídricos, tanto na camada vegetada quanto em uma camada de solo com profundidade especificada. Ele divide cada área de grade em três classes distintas: água, solo descoberto e superfície vegetada. Para superfície de água (reservatório de água, lago ou mar), assume-se que a temperatura da superfície e a umidade de saturação nas condições de temperatura da água e pressão à superfície são constantes no tempo, mas podem variar no espaço.

4.3.6) Modelo de Radiação

O RAMS trata as radiações de onda curta e onda longa através de modelos que levam ou não em conta a presença de água condensada na atmosfera. Para o desenvolvimento deste estudo, se utilizou o modelo de Chen e Cotton (1983), de radiação de onda curta, é avaliado empiricamente o espalhamento pelo oxigênio, ozônio e dióxido de carbono e também absorção pelo vapor de água, enquanto, no caso de onda

longa, o esquema avalia as quantidades de emissão no infravermelho e a absorção pelo vapor de água e dióxido de carbono.

4.3.7) Parametrização convectiva

No RAMS, a parametrização de convecção profunda segue uma formulação simplificada baseada no esquema de equilíbrio convectivo proposto por Kuo (1974).

4.3.8) Parametrização de microfísica

O tratamento explícito das mudanças de fase da água e dos seus efeitos sobre as demais variáveis dependentes tratadas pelo RAMS, através do modelo de microfísica, é a forma mais ideal e mais adequada do que o tratamento implícito, pela parametrização de cúmulos, discutido no item anterior. No entanto, esse tratamento explícito, na grade usada, só é efetivo se essa grade tiver espaçamento da ordem de grandeza dos processos de formação, evolução e dissipação das nuvens, isto é, entre 1 km e 5 km.

4.4 – Dados utilizados

Os dados de grande escala utilizados para a simulação das informações de menor escala através do RAMS, para os meses de março e abril, nos anos de 1983, 1989, 1998, e 2001, referem-se às reanálises do modelo global do *National Centers for Environmental Predicition* – NCEP. As variáveis utilizadas são: altura geopotencial, temperatura do ar, umidade relativa do ar e componente zonal e meridional do vento, para uma grade de 2,5º por 2,5º de latitude e longitude, respectivamente em 17 níveis de pressão (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 150, 100, 70, 50, 30, 20 e 10 hPa) para intervalos de 6 horas (00, 06, 12 e 18UTC).

O projeto reanálises do NCEP iniciou-se por volta de 1995 e gerou uma base de informações de variáveis meteorológicas em pontos de 1957 até o presente. Os processamentos aplicados contemplam o estado atual da arte em análise e previsão, dentro de um rígido controle de qualidade, para assimilação de dados observacionais.

Dentro dos propósitos estabelecidos neste trabalho, as reanálises tornaram-se 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.

4.5 – Simulação com o modelo RAMS

Neste estudo, foi utilizada uma grade centrada na bacia do rio São Francisco. Foram realizados experimentos em grades tridimensionais, nos quais investigou-se, por meio de simulações numéricas, se o modelo conseguiria simular sinais dos fenômenos atmosféricos (El Niño e La Niña).

Na Tabela 4.10, tem-se a configuração espacial e temporal das simulações feitas na tese, enquanto, na Tabela 4.11 apresenta-se dimensão da grade vertical das simulações.

Tabela 4.10 – Configuração espacial e temporal da simulação

Grade	Δx (m)	Δy (m)	Δt (s)	Pontos em x	Pontos em y	Domínio
1	40000	40000	60	36	36	NE e parte do oceano Atlântico.

Tabela 4.11 – Configuração vertical da simulação

Nº de níveis em z	28
Δz (mínimo)	60
Δz (máximo)	1200
Fator de crescimento	1.2

4.6 – Análise da sensibilidade do modelo

Para entender o quanto os processos de superfície afetam o clima, vários estudos com modelos climáticos vêm sendo realizados. Existe uma enorme necessidade de conhecer a adequação das suas respostas à realidade, como também a sensibilidade desses modelos com respeito às parametrizações.

As propriedades do solo, a vegetação e as condições atmosféricas afetam a transferência de vapor de água de um meio ao outro. Mudanças na superfície, em particular desflorestamento de áreas, afetam o albedo, como também o transporte de energia, água e outros materiais. Redução na absorção da radiação solar implica alto

albedo, reduzindo a evapotranspiração. Nesta pesquisa, foi realizada a análise de sensibilidade da umidade do solo.

As metodologias mais utilizadas na avaliação do impacto da umidade do solo no clima, simulado por modelos atmosféricos, podem ser vistas através dos estudos de (Meehl, 1984), que consiste em especificar a umidade do solo por um valor constante no tempo e/ou espaço.

Como este estudo pretende analisar o efeito da transposição das águas, a umidade do solo será um dos parâmetros que influenciará a região, em função de irrigar várias áreas.

Neste estudo, a análise de sensibilidade será feita fixando-se o mês de abril, com a umidade do solo assumindo valores de 15% e 40%. A escolha do mês de abril fundamenta-se no fato de ser um mês pertencente à estação chuvosa em que o fenômeno de El Niño interfere de forma mais severa nos volumes de água disponíveis nos trechos do sub-médio e baixo São Francisco.

Tendo em vista que a cobertura vegetal é um parâmetro significativo no Nordeste, existe a necessidade de verificar a resposta da atmosfera às mudanças na superfície, avaliando as possíveis alterações climáticas decorrentes dessas intervenções. Nesta tese, optou-se pela escolha da cobertura vegetal do tipo semi-deserto. Esta escolha decorreu de consistir no tipo de cobertura disponível no modelo mais próximo da realidade da região de estudo. Ressalta-se que Corrêa (2001), na sua análise do efeito do lago do Sobradinho nas regiões adjacentes com respeito ao teor de umidade do solo, também fez uso da cobertura vegetal do tipo semi-deserto.

4.7 - Avaliação da transposição das águas do rio São Francisco

Com vistas a gerar um novo ângulo de abordagem do problema da transposição de águas do rio São Francisco, propõe-se, nesta pesquisa, uma simulação dos parâmetros meteorológicos, tomando-se como base a umidade volumétrica do solo de 25%, cobertura do solo do tipo semi-deserto e com textura do tipo argilo-arenosa.

Os parâmetros meteorológicos considerados foram: vapor de água para análise de sua distribuição na atmosfera; precipitação em anos de El Niño (1983, 1998) e anos de La Niña (1989, 2001) para os meses de março e abril; velocidade vertical do vento (ascendente-descendente); fluxos de calor sensível e latente. Essas simulações foram feitas para a latitude de 11ºS, localizada na região do médio São Francisco, na latitude de 9,2ºS, região de captação das águas, 7ºS, latitude que engloba o sul do Ceará, região

central da Paraíba e do Piauí e 5ºS, região central do Ceará e norte do Piauí, regiões receptoras da transposição de águas (Figura 4.3).

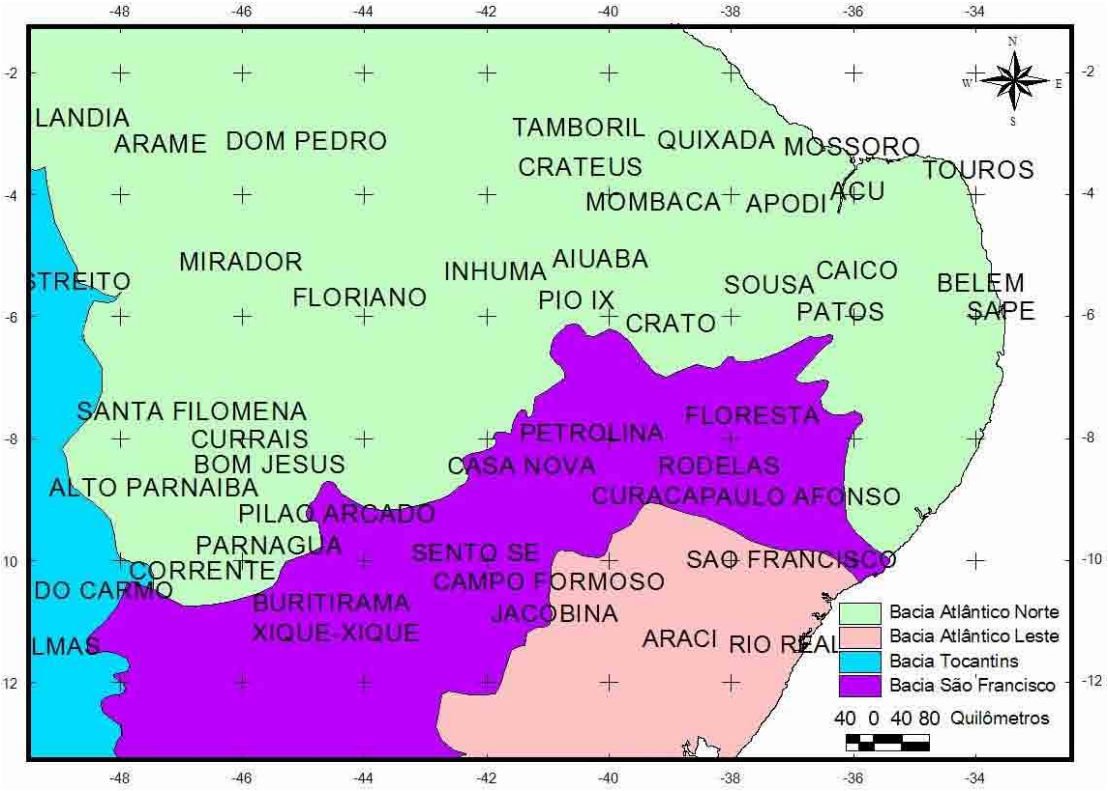


Figura 4.3 – Representação dos municípios situados nas latitudes 11ºS, 9ºS, 7ºS e 5ºS.

CAPÍTULO 5 - ANÁLISE E RESULTADOS

A partir da revisão bibliográfica e da metodologia proposta, avalia-se, neste capítulo, o projeto de transposição de águas da bacia do rio São Francisco sob a ótica integrada da modelagem conceitual hidrológica e atmosférica. Para tanto, é realizada, primeiramente, uma investigação sobre o comportamento dos casos de precipitação e de vazão nos quatros trechos da bacia do rio São Francisco; alto, médio, sub-médio e baixo. Adicionalmente, são discutidos os efeitos El Niño e La Niña nesses trechos. Em segundo lugar, são feitas considerações sobre a sensibilidade do modelo regional RAMS no que diz respeito à umidade do solo. Com base nesses resultados, são produzidas simulações com o modelo no sentido de estabelecer um diagnóstico sobre as efetivas condições de ser possível retirar água da bacia do rio São Francisco sem interferir substancialmente no seu regime hídrico.

5.1 - Análise da precipitação na bacia do rio São Francisco

A distribuição de chuvas no Nordeste é bastante complexa em função dos diversos sistemas de circulação atmosférica atuantes. Chuvas ocorrem em poucos dias e em poucas horas e são mais freqüentes nas primeiras horas da manhã no litoral nordestino. Revela-se, portanto, necessária uma melhor compreensão do comportamento da precipitação em relação aos fenômenos atmosféricos.

A grande variabilidade pluviométrica está diretamente relacionada com as condições atmosféricas decorrentes tanto na interação entre os fenômenos meteorológicos de escala temporal e espacial distintas como da interação entre a atmosfera e os oceanos Pacífico e Atlântico. Particularmente, neste trabalho, verificou-se os possíveis impactos climáticos dos fenômenos El Niño (ano 1983, ano 1998) e La Niña (ano 1989, ano 2001) na bacia do rio São Francisco, permitindo uma melhor avaliação das disponibilidades hídricas nessa região para efeitos de avaliação do projeto de transposição de águas do São Francisco.

Com a finalidade de analisar a influência de regime de chuvas na bacia São Francisco, dados de precipitação foram analisados. Conforme destacado no Capítulo 4, item

4.1, foram utilizados os dados dos totais mensais precipitados, para o período de 34 anos, de 1967 até 2001, em 72 postos, distribuídos na área da bacia do rio São Francisco (Figura 5.1).

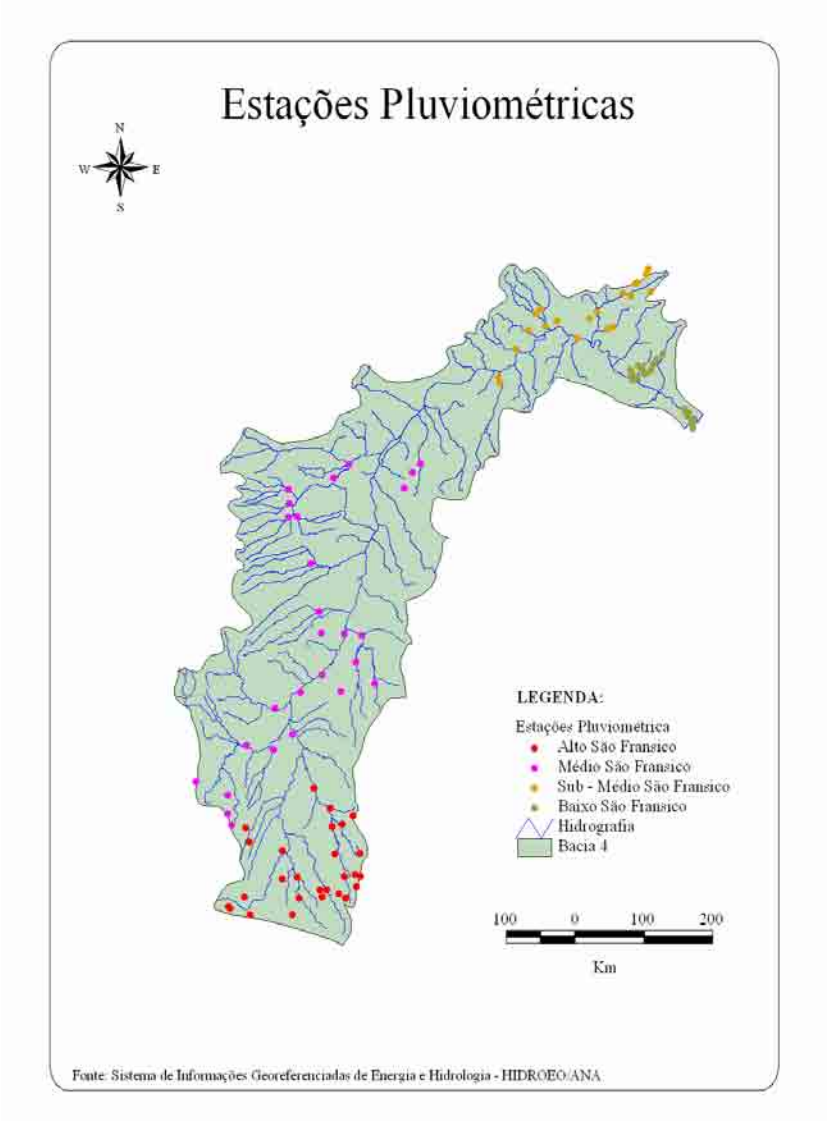


Figura 5.1 – Mapa das estações pluviométricas na bacia do rio SãoFrancisco.

Adicionalmente, as séries temporais de chuva dos diversos postos pluviométricos empregados foram avaliados com relação à estacionariedade. Os resultados mostraram, conforme consta do Apêndice C, a aceitabilidade da hipótese nula de estacionariedade dos dados pluviométricos bem como a hipótese de estacionariedade regional ao nível de confiança de 95%.

Se for feita a consideração de que a bacia do rio São Francisco comporta-se hidrologicamente de forma homogênea, o regime pluviométrico da estação chuvosa fica caracterizado como abrangendo os meses de novembro a março (Figura 5.2).

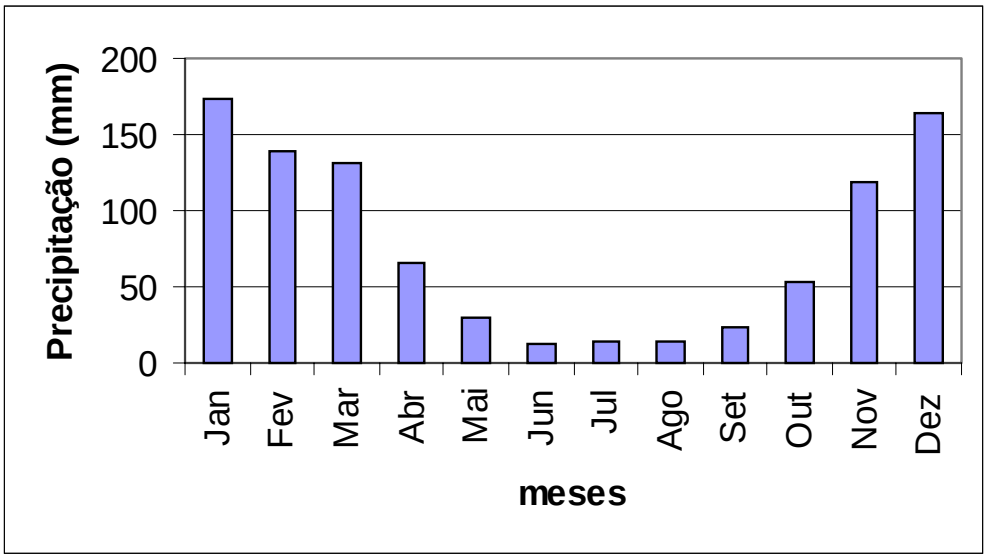


Figura 5.2 – Totais precipitados mensais de 1976 a 2001 na bacia do São Francisco

No entanto, esse regime de precipitação é bastante alterado quando se divide a bacia em 4 regiões: alto, médio, sub-médio e baixo São Francisco. Por essa razão, a Figura 5.3 discrimina a análise pluviométrica por região.

Para a região do alto São Francisco, caracteriza-se a época chuvosa no período que vai do mês de novembro ao mês de março, com precipitações máximas nos meses de dezembro e janeiro. Para o trecho do médio São Francisco, evidencia-se a estação chuvosa como compreendendo o período de novembro a março, com precipitações máximas nos meses de dezembro e janeiro. Observa-se que as regiões do alto e médio São Francisco tendem a ter um comportamento semelhante no regime de precipitação.

Na parte do sub-médio São Francisco, o período chuvoso é mais pronunciado nos meses de dezembro a abril, com precipitações máximas nos meses de fevereiro e março. Por outro lado, na região do baixo São Francisco, a estação chuvosa ocorre entre fevereiro e agosto, com precipitação máxima nos meses de março e abril.

Cabe ressaltar que o comportamento pluviométrico anual para as diferentes regiões da bacia do São Francisco é, de fato, diferenciado, com volumes totais precipitados decrescentes na medida que se avança do alto São Francisco para o baixo São Francisco, com a ressalva de que nos meses de maio a setembro a região do baixo São Francisco apresenta valores significativos de chuva, comparativamente as demais regiões.

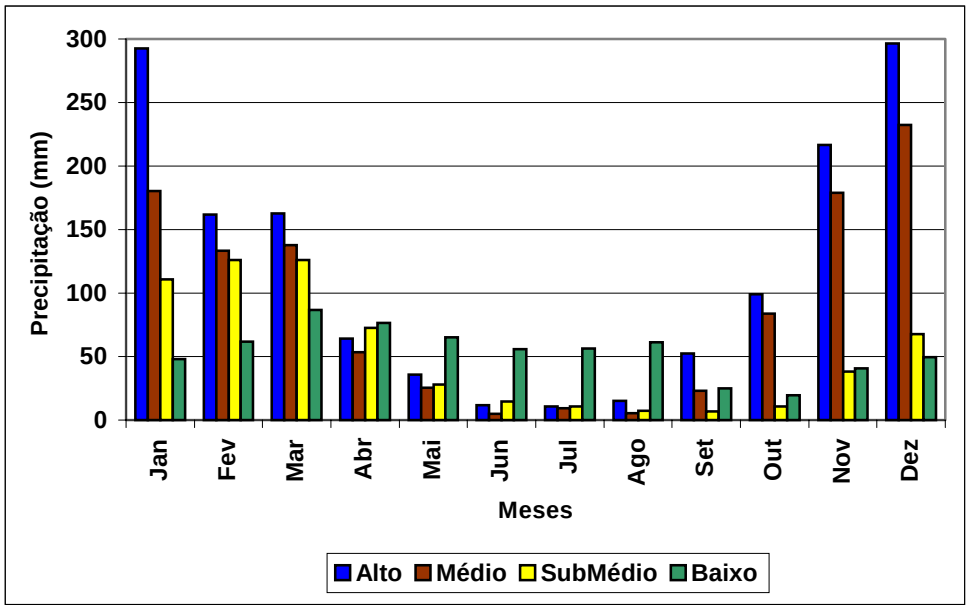


Figura 5.3 – Totais precipitados mensais nas sub-regiões, de 1976 a 2001, da bacia do São Francisco.

Fenômeno El Niño e seu impacto na precipitação

Os anos de 1983 e 1998, escolhidos para análise neste trabalho, foram os anos em que o fenômeno El Niño teve maior anomalia positiva em relação à temperatura do oceano Pacífico, criando um grande impacto em todo Brasil, principalmente no nordeste brasileiro. A caracterização do fenômeno El Nino é apresentada a seguir levando-se em conta as quatros regiões da bacia do rio São Francisco, mencionadas anteriormente.

Inicialmente, a Figura 5.4 permite uma análise comparativa desses anos com a média mensal histórica para o trecho do alto São Francisco.

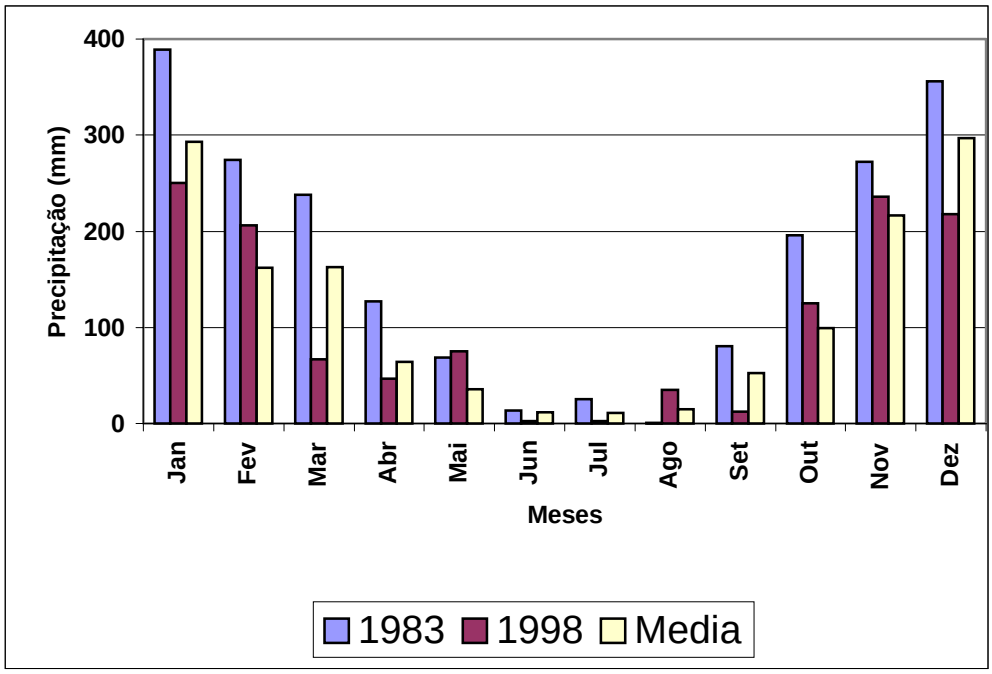


Figura 5.4 – Representação gráfica da precipitação média mensal (1976 a 2001), para os anos de El Niño (1983,1998) na região do alto São Francisco.

O trimestre mais chuvoso no alto São Francisco compõe-se dos meses de novembro, dezembro e janeiro. Pode-se verificar, na Figura 5.4, que, na parte do alto São Francisco, quando ocorre o fenômeno El Niño, os valores indicam altos índices pluviométricos em relação à média para o ano de 1983, para toda a bacia, com exceção dos meses de junho a agosto. No que diz respeito ao ano de 1998, constata-se que a precipitação foi superior à média nos meses de fevereiro, maio, agosto, outubro e novembro.

Observa-se que não há um comportamento homogêneo em termos quantitativos de chuva para diferentes anos de El Niño. No entanto, é importante notar que, na região do alto São Francisco, com os maiores índices pluviométricos (Figura 5.3), em termos gerais, não há um efeito negativo no volume de chuva produzido em função da atuação desse fenômeno meteorológico. Pelo contrário, no ano de 1983, há um aumento significativo no total anual de chuva, enquanto, no ano de 1998, pode-se afirmar que não há uma diferença significativa em relação à média histórica de chuva, em virtude de serem períodos favorecidos pelo regime de precipitação. Nesse sentido, por exemplo, projetos de irrigação, durante épocas de El Niño, ficariam favorecidos ou não seriam prejudicados nessa região.

É importante destacar que cada evento de El Niño tem um comportamento diferente na intensidade de precipitação.

Passa-se, agora, à análise da variabilidade mensal da precipitação no trecho do médio São Francisco, conforme mostra a Figura 5.5.

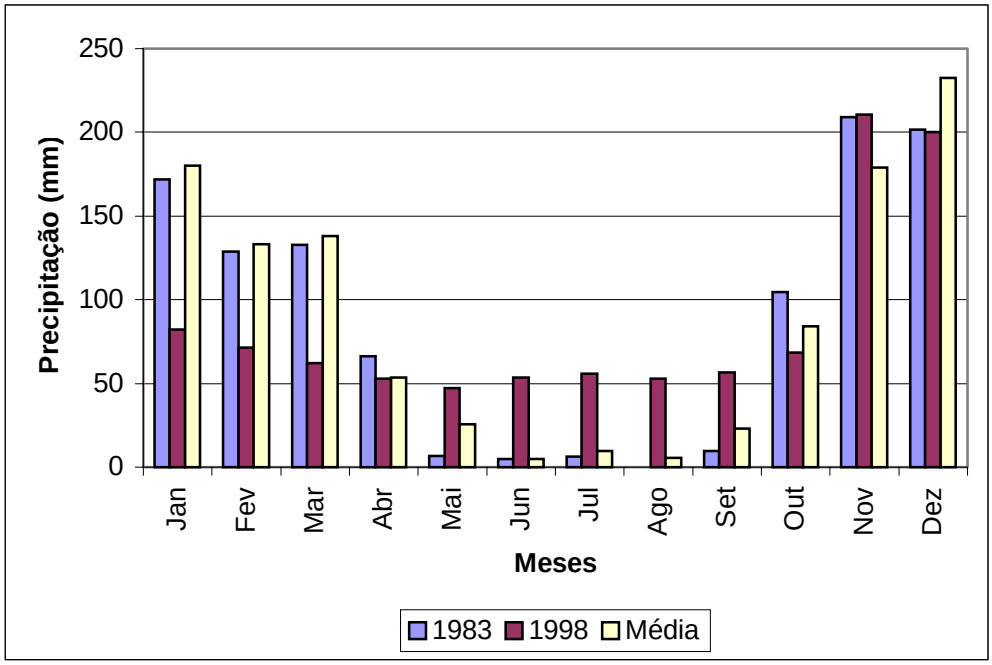


Figura 5.5 – Representação gráfica da precipitação média mensal (1976 a 2001), para os anos de El Niño (1983,1998) na região do médio São Francisco.

Na área do médio São Francisco, pode-se observar que, no ano de 1983, houve um aumento das chuvas em relação à média para os meses de abril, outubro e novembro, enquanto nos demais meses não houve diferenças significativas em relação à média histórica. Pode-se ainda observar que o efeito do El Niño nesse ano foi menos pronunciado na região do médio São Francisco quando comparado com o alto São Francisco (Figura 5.4).

Para o fenômeno El Niño ocorrido em 1998, nota-se um destaque para os meses de maio, junho, julho, agosto, setembro e novembro, registrando um valor acima da média.

Nos meses de janeiro, fevereiro e março, os valores precipitados são inferiores a média histórica, enquanto, nos demais meses, não há diferenças significativas.

Conforme observou-se na análise da Figura 5.3, os totais precipitados são inferiores no médio São Francisco, comparativamente ao alto São Francisco. Registre-se também que, em anos de El Niño, não há reduções relevantes nos totais precipitados em relação aos valores mensais médios históricos, tal qual foi observado na análise da Figura 5.4 relativa ao alto São Francisco.

Feita a caracterização pluviométrica para as regiões do alto e médio São Francisco, abordam-se, a seguir, os trechos do sub-médio (Figura 5.6) e baixo São Francisco (Figura 5.7).

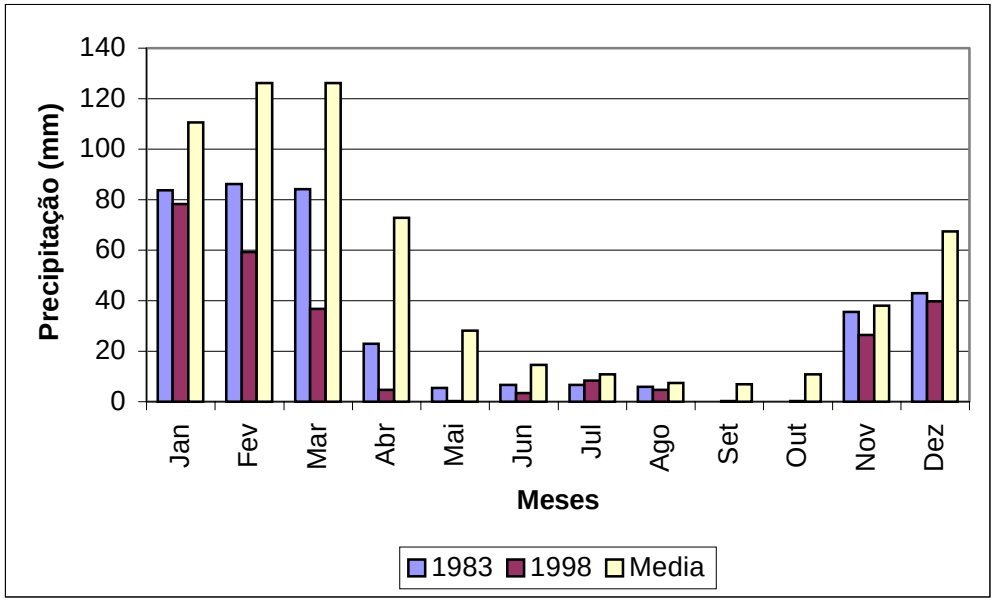


Figura 5.6 – Representação gráfica da precipitação média mensal (1976 a 2001), para os anos de El Niño (1983,1998) na região do sub-médio São Francisco.

Verifica-se, na Figura 5.6, que, na região do sub-médio, os totais mensais precipitados nos anos de El Niño (1983 e 1998) foram inferiores à média histórica para todos os meses do ano, inclusive na estação chuvosa que compreende o período de novembro a março, com especial destaque para os meses de março e abril.

È importante destacar que, durante a presença de um evento El Nino, com intervalos de ocorrência entre 2 até 7 anos, a disponibilidade hídrica é bastante reduzida nesse trecho, visto ser uma área localizada na região tropical, com perda de água elevada por meio da evaporação, ficando difícil o armazenamento de água na superfície através de barragens.

Note-se o comportamento pluviométrico marcadamente diferenciado do sub-médio em relação aos trechos do alto e médio São Francisco. Mais ainda, deve-se recomendar extrema cautela na análise de estudos com propostas de transposição das águas do rio São Francisco a partir do seu trecho sub-médio. Na seqüência, pode-se visualizar as informações pluviométricas para o baixo São Francisco (Figura 5.7).

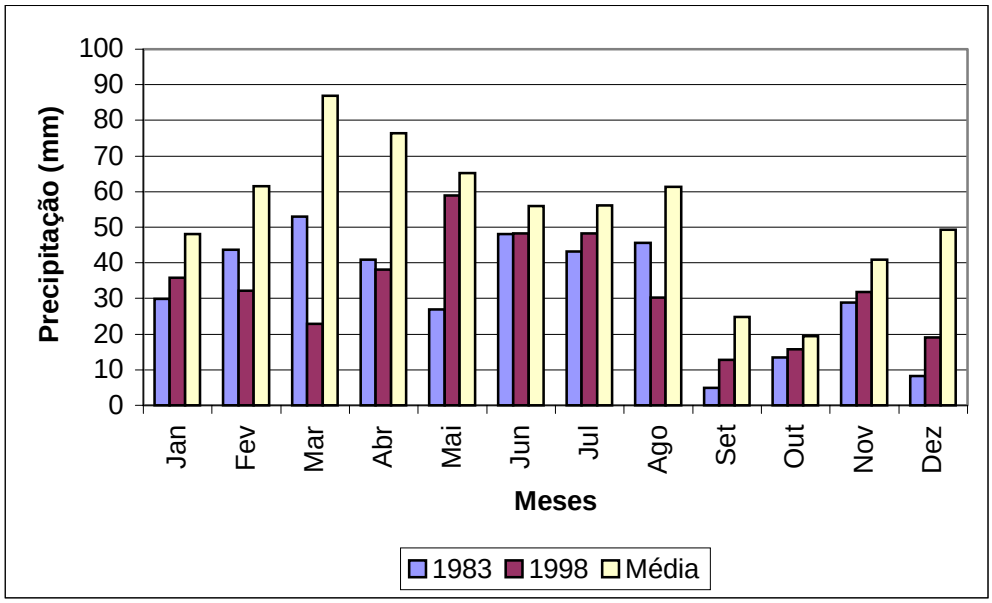


Figura 5.7 – Representação gráfica da precipitação média mensal (1976 a 2001), para os anos de El Niño (1983,1998) na região do baixo São Francisco.

Os valores de precipitação, na região do baixo São Francisco, indicam, de um modo geral, índices pluviométricos nos anos de El Niño inferiores à média mensal histórica para todos os meses do ano. Acrescente-se que a tendência no comportamento pluviométrico encontrada no sub-médio São Francisco é ainda mais evidente no baixo São Francisco. Esse

efeito de redução nos totais mensais precipitados em anos de El Niño é mais pronunciado nos meses da estação chuvosa, especialmente em março e abril.

Fenômeno La Niña e seu impacto na precipitação

Com base no histórico de dados de 1976 a 2001, os anos de 1989 e 2001 foram aqueles que revelaram a presença mais significativa do fenômeno La Nina. Esse fenômeno destaca-se por ser gerado em função de uma anomalia negativa na temperatura da superfície do oceano Pacífico. No caso, as anomalias foram de 4,0ºC para o ano de 1989 e de 4,5ºC para 2001. A caracterização do fenômeno La Niña é apresentada, a seguir, levando-se em conta as regiões da bacia do rio São Francisco. A Figura 5.8 permite uma análise comparativa desses anos com a média mensal histórica para o trecho do alto São Francisco.

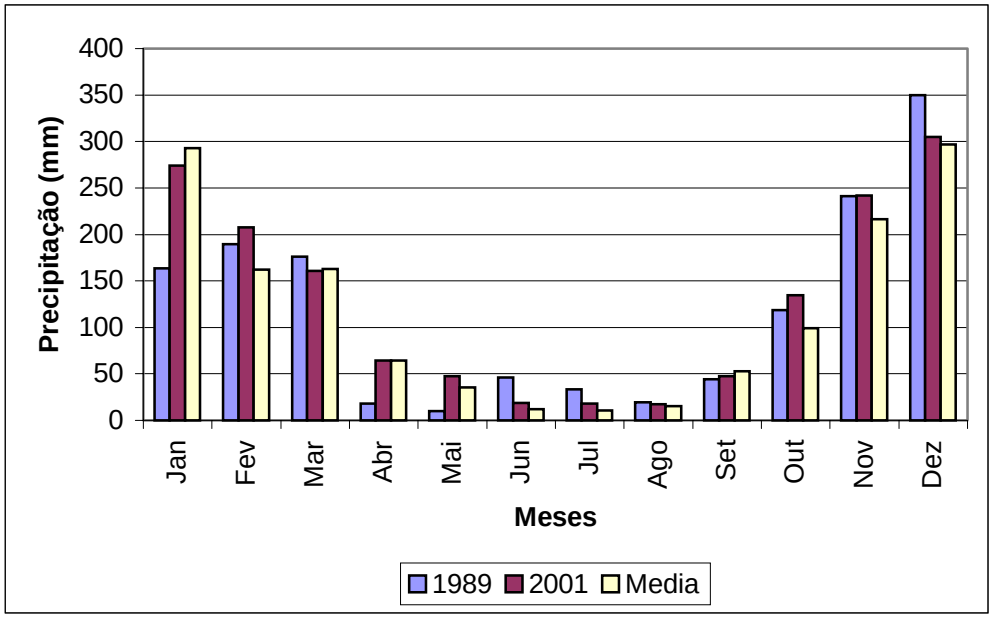


Figura 5.8 – Representação gráfica da precipitação média mensal (1976 a 2001), para os anos de La Niña (1989, 2001) na região do alto São Francisco.

Pode-se verificar que, no trecho do alto São Francisco, quando ocorre La Nina, há uma redução dos totais médios precipitados em relação a média histórica para o ano de 1989, nos meses de janeiro, abril, maio e setembro. No que diz respeito ao ano de 2001, as

diferenças constatadas entre os totais mensais pluviométricos desse ano e os totais mensais históricos são menores do que para o ano de 1989, podendo-se afirmar que os valores mensais de chuva do ano de 2001 e as médias mensais históricas situam-se dentro da mesma ordem de grandeza.

Quando se contrastam os valores mensais de precipitação para os anos de El Nino (1983, 1998) e de La Niña (1989, 2001) com as médias mensais históricas, pode-se perceber que, consideradas as variabilidades naturais dos fenômenos, há uma tendência em se registrar totais pluviométricos maiores em anos de El Nino comparativamente a anos de La Niña para o alto São Francisco.

No próximo passo, pode-se visualizar a variabilidade mensal da precipitação no trecho do médio São Francisco, conforme mostra a Figura 5.9.

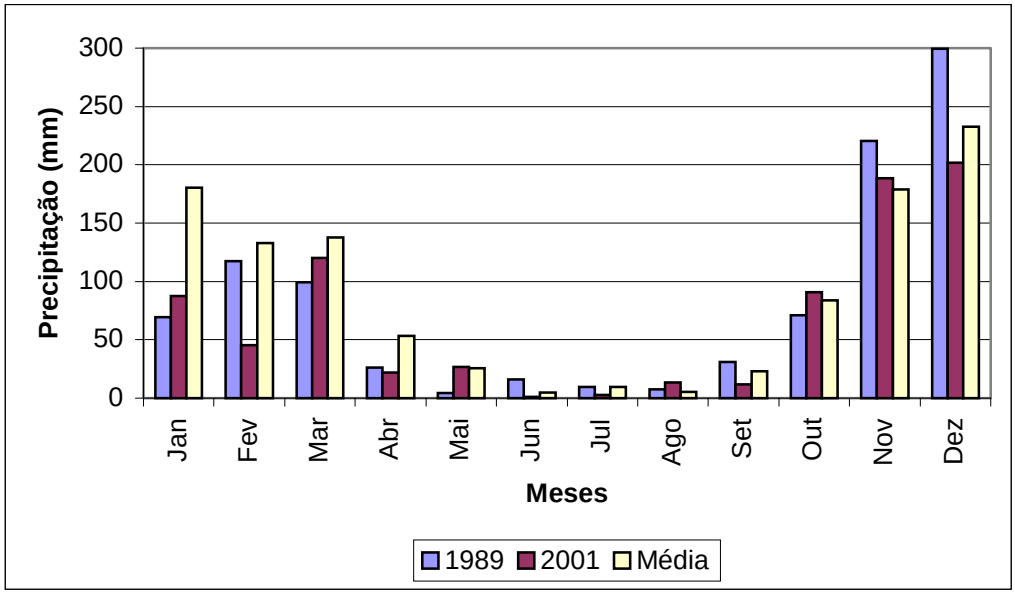


Figura 5.9 – Representação gráfica da precipitação média mensal (1976 a 2001), para os anos de la Niña (1989,2001) na região do médio São Francisco.

Na área do médio São Francisco, a influência do fenômeno La Niña pode ser observada para o ano de 1989 através do registro de valores menores de precipitação para todos os meses, exceto em novembro e dezembro. Nota-se um destaque para o fenômeno La Niña ocorrido em 2001 registrando um valor menor de precipitação (47 mm) em relação à média histórica (136mm). Similarmente ao ano de 1989, o ano de 2001 apresentou totais

mensais pluviométricos menores do que as médias mensais históricas, exceto para os meses de outubro e novembro.

Observa-se também que, o efeito da La Niña nesse ano foi mais pronunciado na região do médio São Francisco quando comparado com o alto São Francisco (Figura 5.8), em que pese os totais mensais pluviométricos terem sido menores. Feita a caracterização pluviométrica para as regiões do alto e médio São Francisco, abordam-se, na seqüência, os trechos do sub-médio (Figura 5.10) e baixo São Francisco (Figura 5.11).

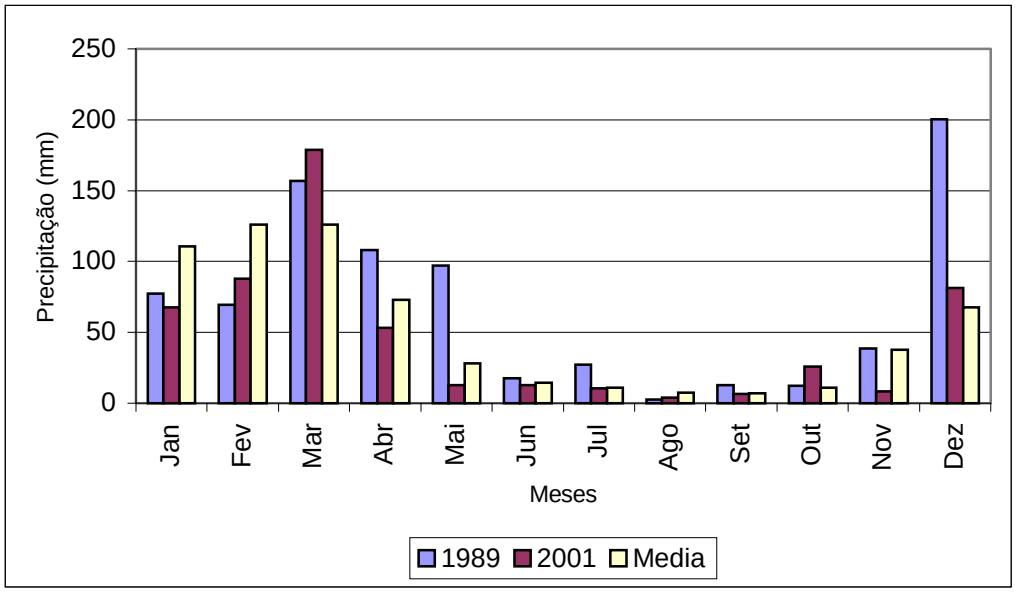


Figura 5.10 – Representação gráfica da precipitação média mensal (1976 a 2001), para os anos de La Niña (1989,2001) na região do sub-médio São Francisco

Na região do sub-médio São Francisco, pode ser observado que, em geral, contrariamente aos trechos do alto e médio São Francisco, o fenômeno La Niña oferece sinais de interferir positivamente no sentido de gerar maiores quantidades de chuva. A atuação desse fenômeno ficou melhor evidenciada no ano de 1989, quando, exceto para os meses de janeiro e fevereiro, houve precipitações mensais superiores às médias mensais históricas. Em uma análise comparativa com a atuação do fenômeno de El Niño na região do sub-médio São Francisco (Figura 5.6), situação crítica na consideração da transposição

de água, pode-se depreender que o efeito La Niña ocorre de forma mais atenuada para os anos críticos examinados.

Na seqüência, pode-se visualizar as informações pluviométricas para o baixo São Francisco (Figura 5.11).

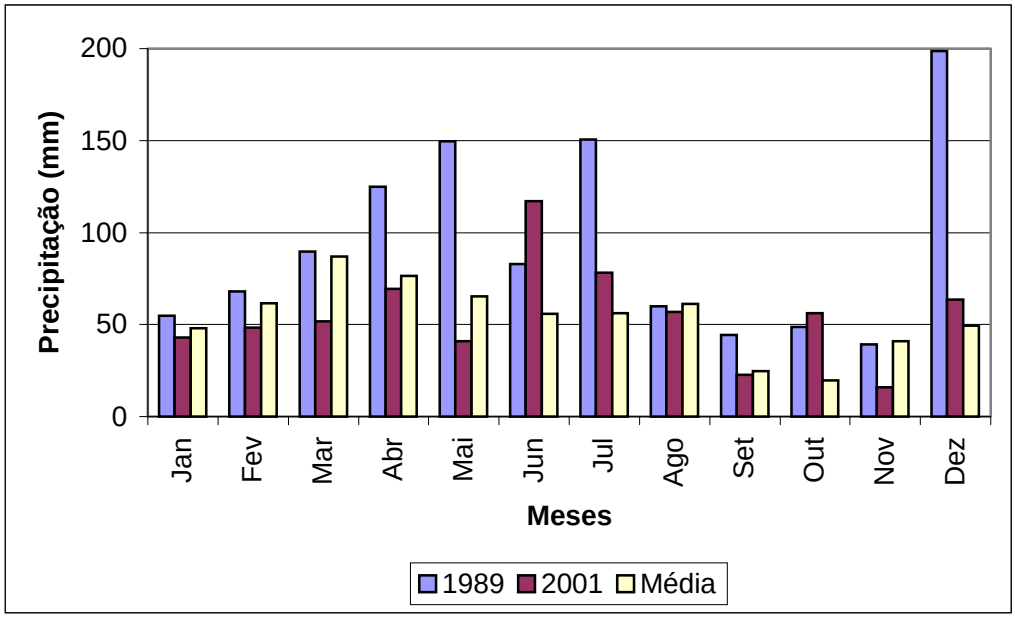


Figura 5.11 – Representação gráfica da precipitação média mensal (1976 a 2001), para os anos de La Niña (1989,2001) na região do baixo São Francisco.

Na região do baixo São Francisco, pode ser observado que, como regra geral, os totais mensais pluviométricos em anos de La Niña foram superiores aos valores mensais históricos. Cabe destacar que o efeito La Niña fica mais evidente no baixo São Francisco do que no trecho do sub-médio (Figura 5.10).

Como última etapa da caracterização pluviométrica da bacia do rio São Francisco, decidiu-se contrastar a precipitação média anual de longo curso com os anos de El Niño e La Niña durante o período de 1967 a 2001. Essa análise foi conduzida para os trechos do alto, médio, sub-médio e baixo São Francisco, conforme mostram as Figuras 5.12. 5.13, 5.14 e 5.15.

Observa-se que, nos anos de El Niño, para as regiões do alto e médio São Francisco, a precipitação tende a ser superior que a média anual climatológica (Figura 5.12 e Figura 5.13), enquanto que, para eventos de La Niña, ocorre o comportamento inverso.

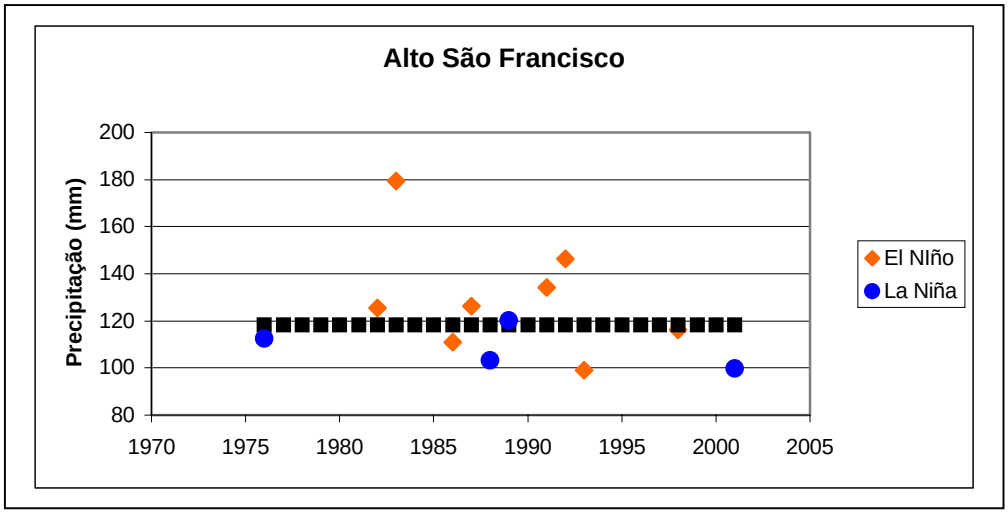


Figura 5.12– Representação da precipitação (mm) dos anos de El Niño e La Niña em relação a média climatológica na região do alto São Francisco.

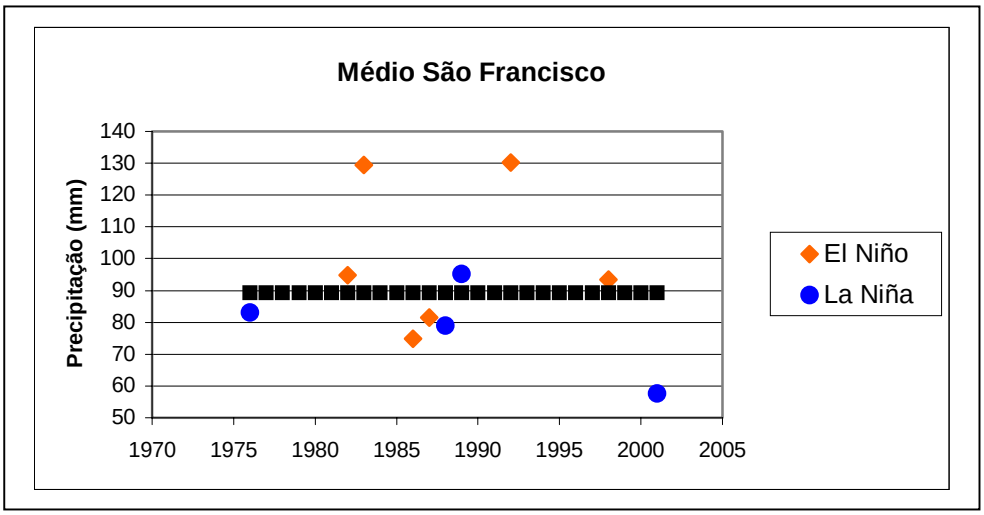


Figura 5.13 – Representação da precipitação (mm) dos anos de El Niño e La Niña em relação a média climatológica na região do médio São Francisco.

Nas regiões do sub-médio (Figura 5.14) e baixo São Francisco (Figura 5.15), os eventos de El Niño tendem a estar abaixo da média anual climatológica. Para ambas regiões, apenas o ano de 1986 foi superior a média.

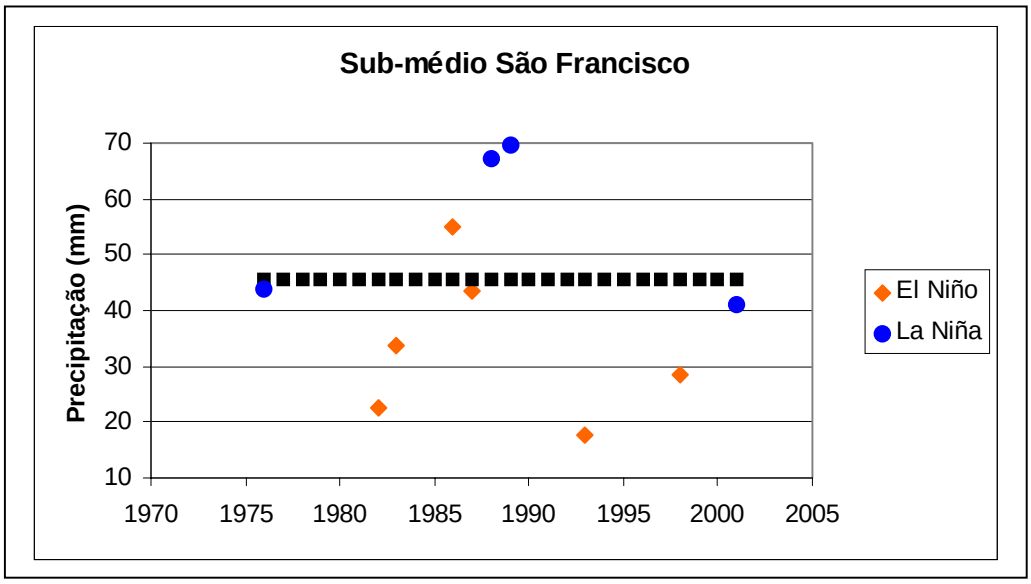


Figura 5.14 – Representação da precipitação (mm) dos anos de El Niño e La Niña em relação a média climatológica na região do sub-médio São Francisco.

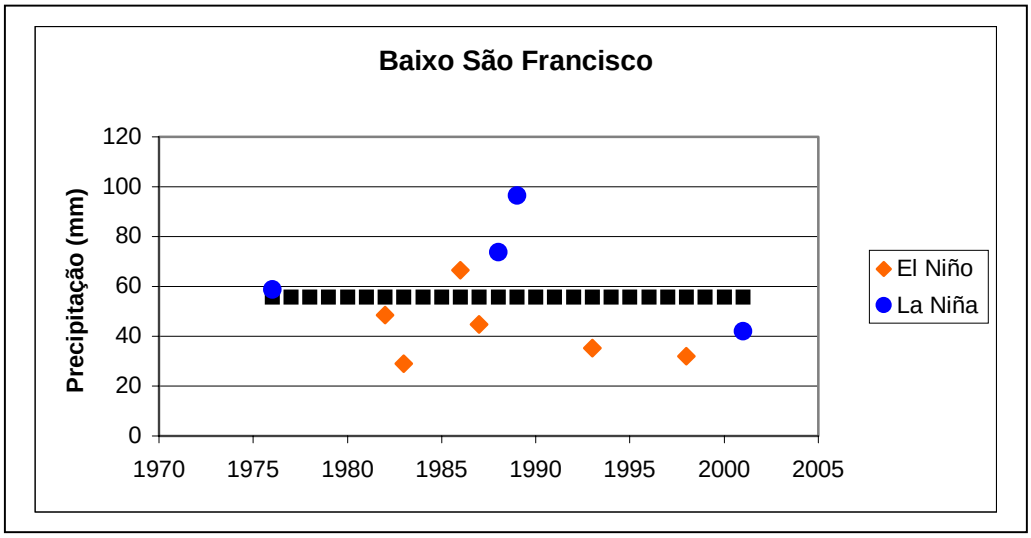


Figura 5.15 – Representação da precipitação (mm) dos anos de El Niño e La Niña em relação a média climatológica na região do baixo São Francisco.

5.2 - Análise da vazão na bacia do rio São Francisco

O procedimento seguido no tratamento dos dados de vazão foi semelhante ao empregado na análise dos dados pluviométricos, na medida em que houve uma segmentação do rio São Francisco nos quatro trechos, alto, médio, submédio e baixo. Adicionalmente, foram conduzidos os testes de estacionariedade para os dados fluviométricos, conforme mostra o Apêndice C. Os resultados confirmaram a aceitabilidade da hipótese nula de estacionariedade das séries e da estacionariedade regional ao nível de 95% de confiança.

A título de ilustração, foram identificadas quatro estações fluviometrica, uma para cada região do São Francisco, a saber: estação Iguatama – alto São Francisco; estação São Francisco – médio São Francisco; estação Flores – submédio São Francisco; estação Pão de Açúcar – baixo São Francisco. O comportamento hidrológico dessas estações foi examinado sob a ótica da atuação de eventos El Niño e La Niña durante o período de análise do estudo que abrangeu os anos de 1976 a 2001. Ressalta-se que, em virtude do estudo estar concentrado na avaliação da disponibilidade hídrica do rio São Francisco para uma eventual retirada de águas da bacia, privilegiou-se o exame das vazões médias e mínimas nessas estações.

No trecho do alto São Francisco, região que, em média, apresenta maiores índices pluviométricos, pode-se perceber os efeitos da atuação de El Niño (Figura 5.16) e de La Niña (Figura 5.17), revelando tendências semelhantes aos encontrados quando da análise dos dados pluviométricos da região. Em outras palavras, revelam-se vazões mínimas e médias maiores nos anos de El Niño quando comparadas com os valores observados nos anos de La Niña.

Na região do médio São Francisco, observa-se comportamento das vazões mínimas e médias similar ao encontrado no trecho do alto São Francisco, tanto nos anos de El Niño (Figura 5.18) quanto nos anos de La Niña (Figura 5.19).

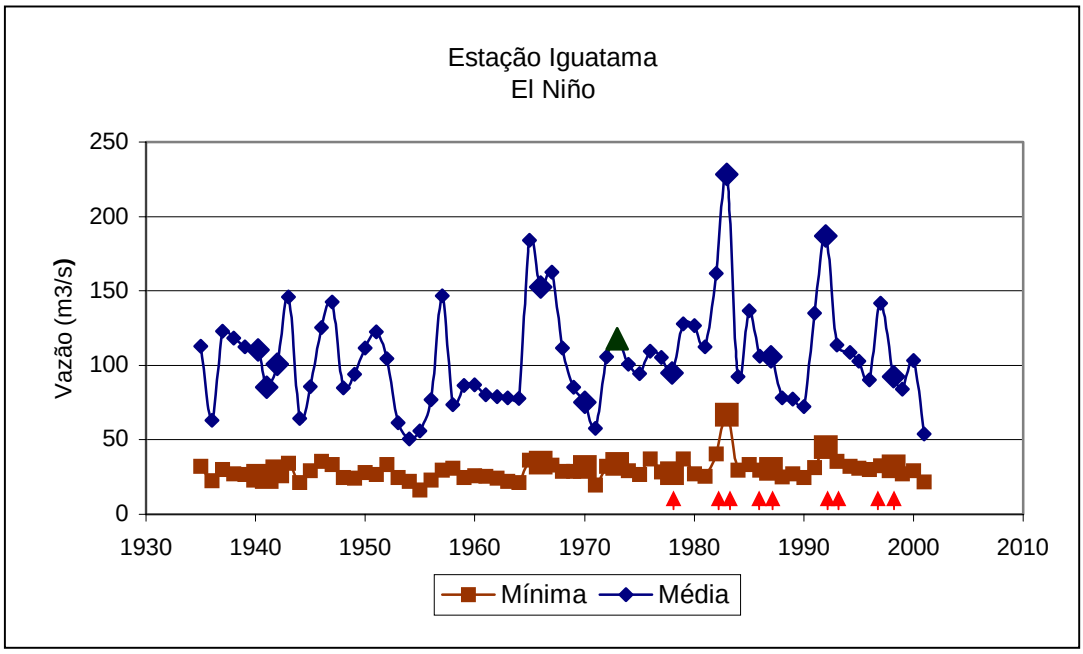


Figura 5.16 – Vazão (m3/s) mínima e média no alto São Francisco em anos de El Niño, com destaque para os eventos compreendidos no período de 1976 a 2001 assinalados por setas vermelhas.

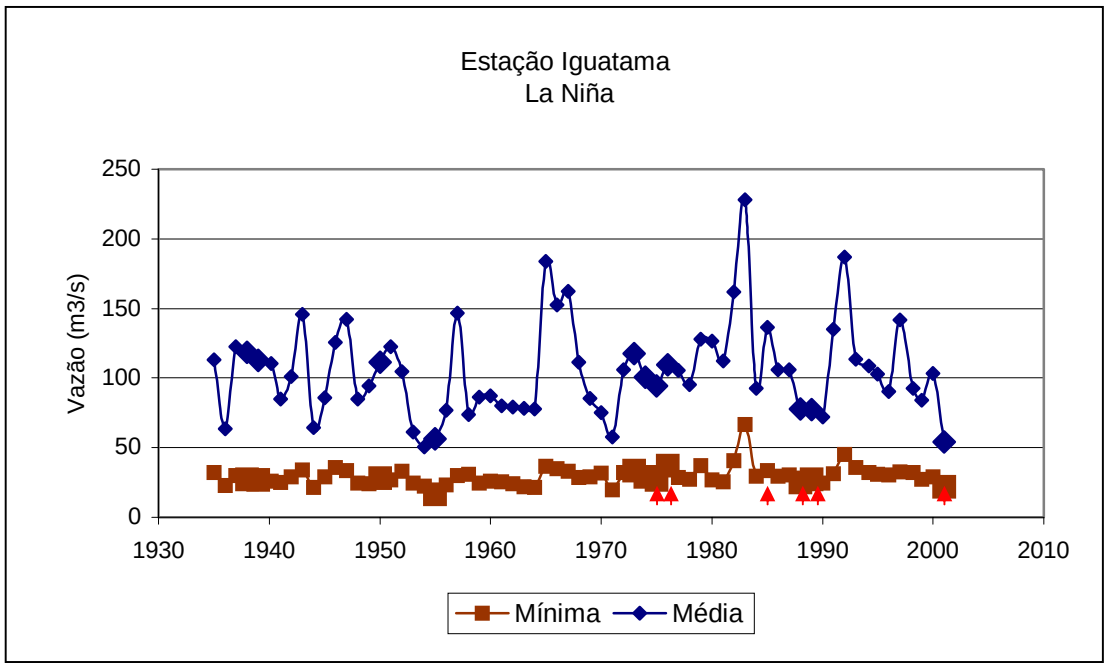


Figura 5.17–Vazão mínima e média (m^3/s) no alto São Francisco em anos de La Niña, com destaque para os eventos compreendidos no período de 1976 a 2001 assinalados por setas vermelhas.

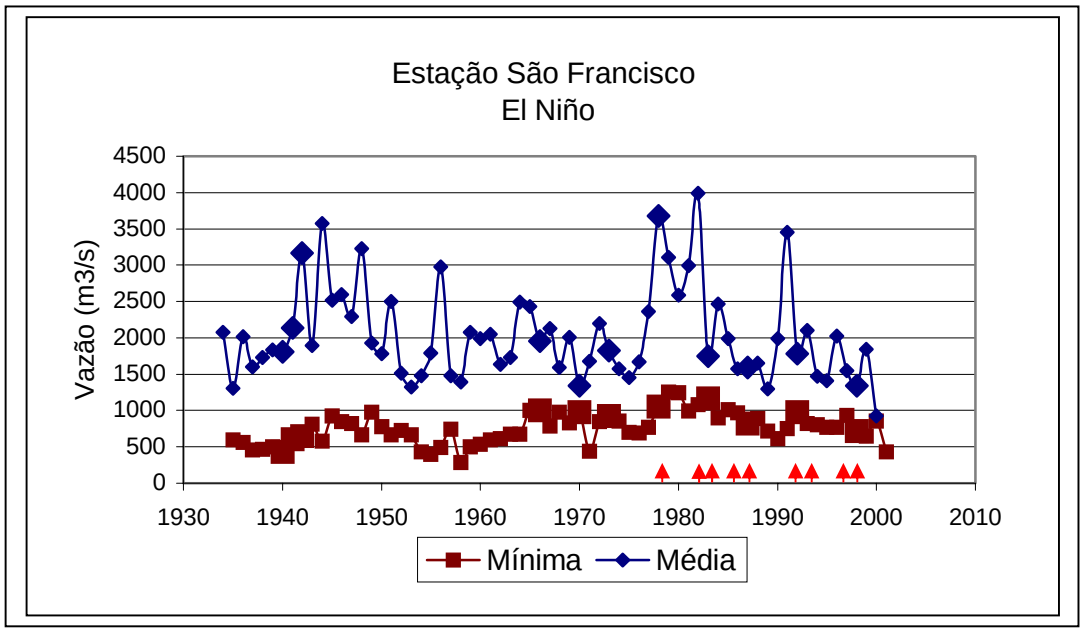


Figura 5.18 – Vazão mínima e média no médio (m^3/s) São Francisco em anos de El Niño, com destaque para os eventos compreendidos no período de 1976 a 2001 assinalados por setas vermelhas.

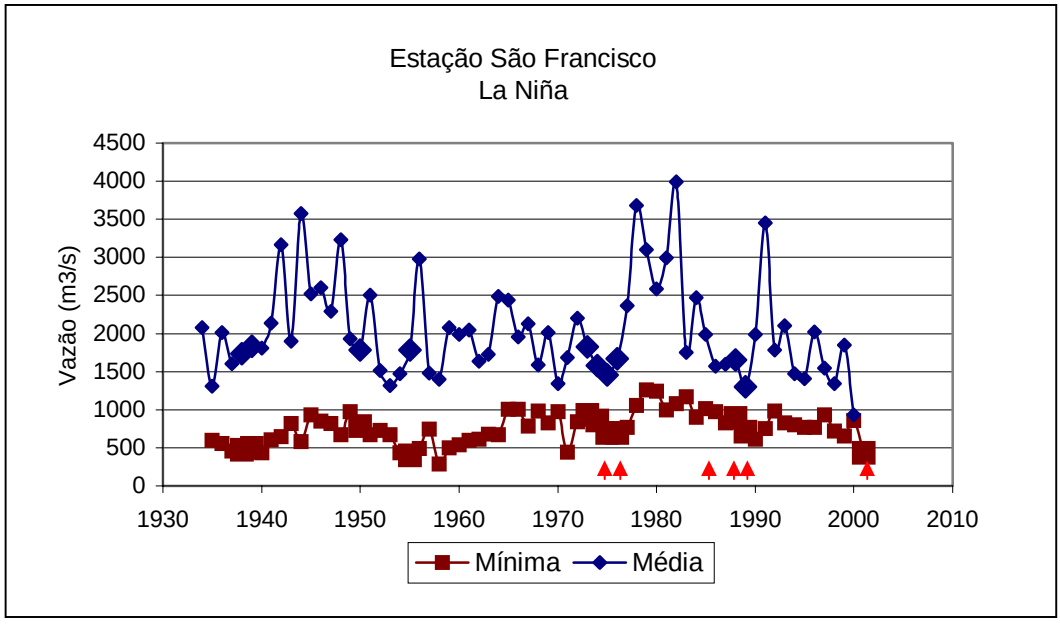


Figura 5.19 – Vazão mínima e média (m^3/s) no médio São Francisco em anos de La Niña, com destaque para os eventos compreendidos no período de 1976 a 2001 assinalados por setas vermelhas.

Por outro lado, as vazões médias e mínimas do rio São Francisco no submédio (Figuras 5.20 e 5.21) e baixo São Francisco (Figuras 5.22 e 5.23) apresentam comportamento hidrológico distinto. Revela-se, nessas regiões, uma tendência para valores de vazões médias e mínimas inferiores nos anos de El Niño quando comparados aos valores médios anuais históricos (Figuras 5.20 e 5.22), enquanto, nos anos de La Niña, ocorre o oposto (Figuras 5.21 e 5.23).

Cabe destacar que o projeto de retirada de água para transposição está inserido no trecho do submédio São Francisco. Adicionalmente, têm sido constatadas deficiências hídricas para atendimento de projetos de irrigação nas regiões do submédio e baixo São Francisco. Os resultados que estão sendo mostrados suscitam dúvidas sobre a viabilidade e a sustentabilidade de todo o ecossistema dependente do rio São Francisco, mediante a proposta de retirada de águas de sua bacia.

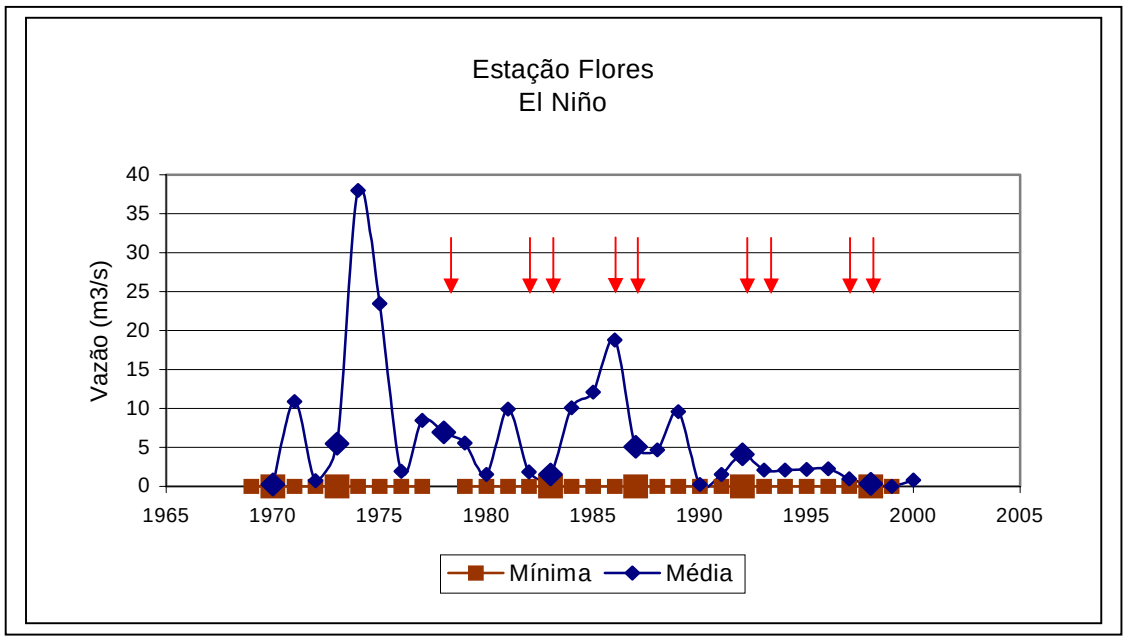


Figura 5.20 – Vazão mínima e média (m^3/s) no submédio São Francisco em anos de El Niño, com destaque para os eventos compreendidos no período de 1976 a 2001 assinalados por setas vermelhas.

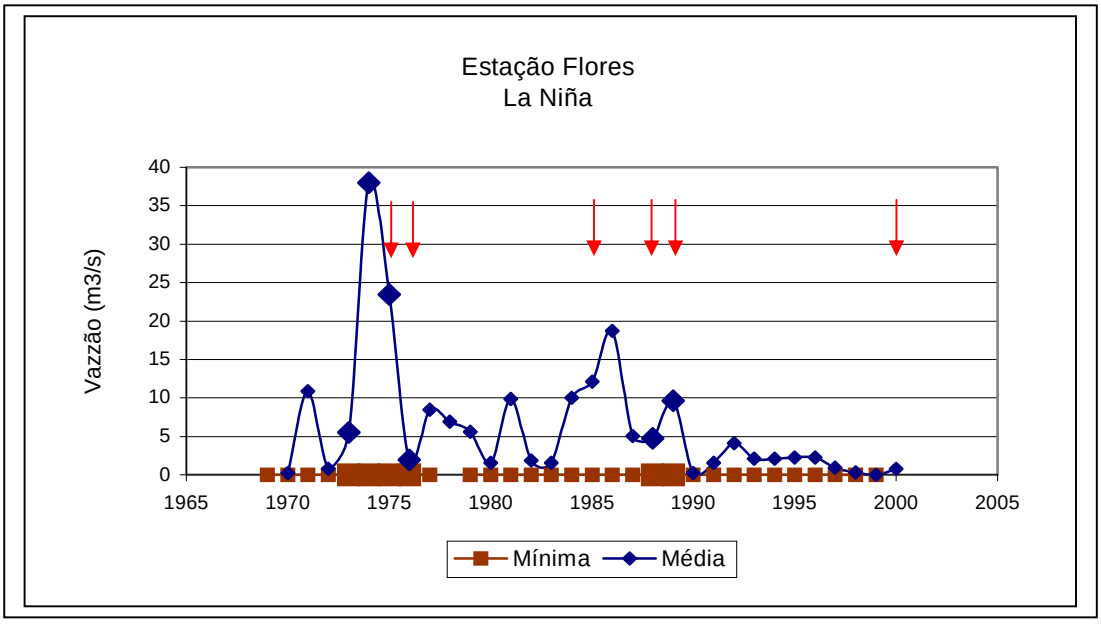


Figura 5.21 – Vazão mínima e média (m^3/s) no submédio São Francisco em anos de La Niña, com destaque para os eventos compreendidos no período de 1976 a 2001 assinalados por setas vermelhas.

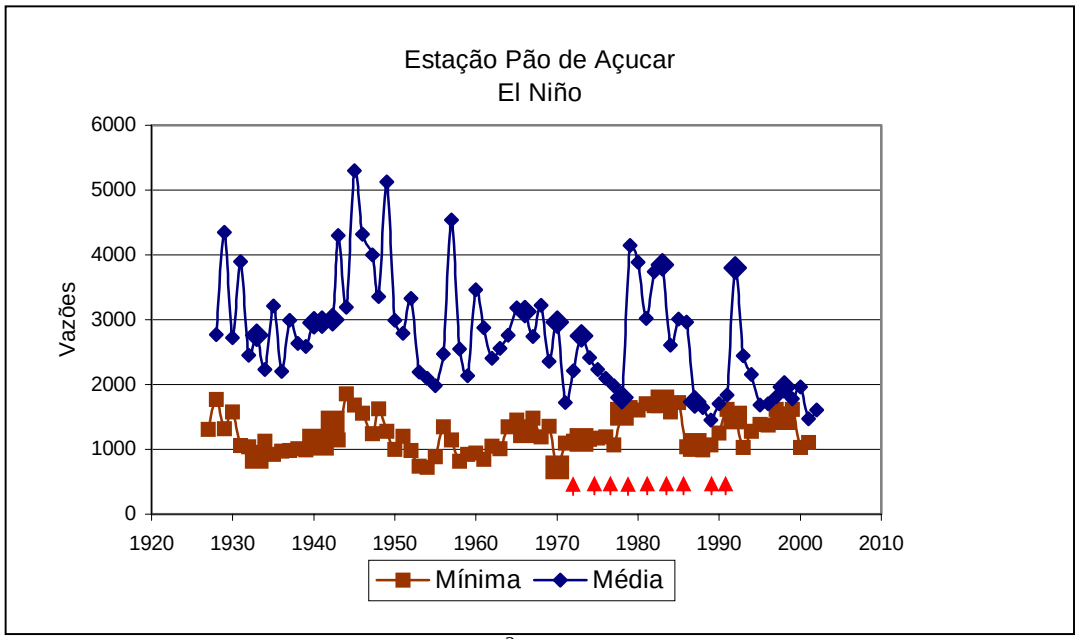


Figura 5.22 – Vazão mínima e média (m^3/s) baixo São Francisco em anos de El Niño, com destaque para os eventos compreendidos no período de 1976 a 2001 assinalados por setas vermelhas.

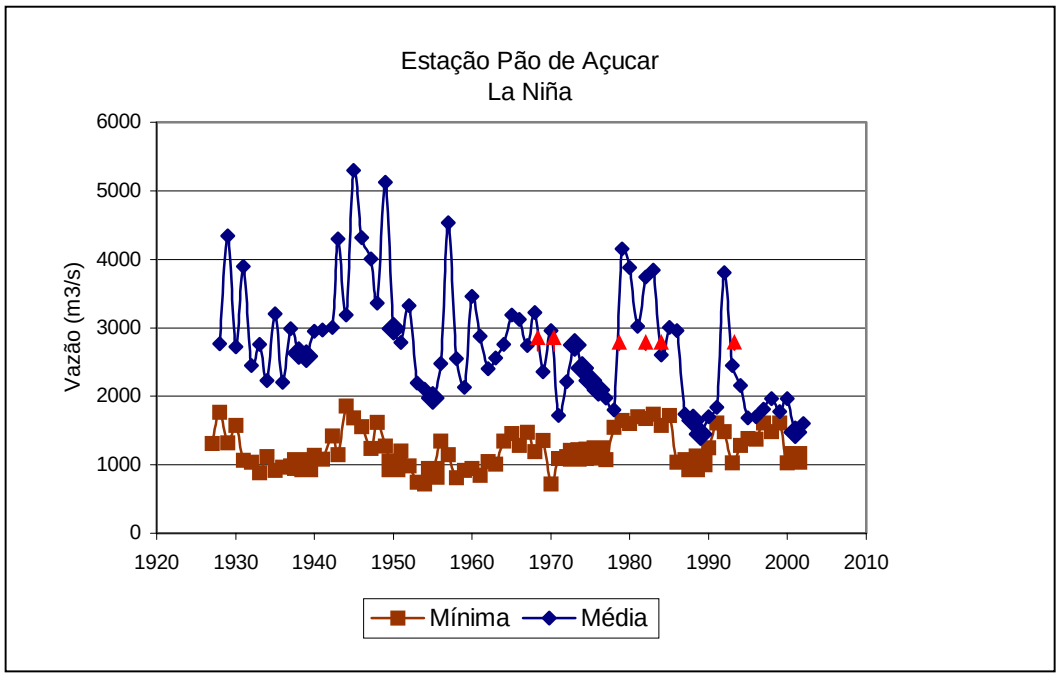


Figura 5.23 – Vazão mínima e média (m^3/s) no baixo São Francisco em anos de La Niña, com destaque para os eventos compreendidos no período de 1976 a 2001 assinalados por setas vermelhas.

Complementarmente à análise fluviométrica conduzida previamente, foi investigado o comportamento do rio São Francisco na sua foz em termos de vazões mensais de longo curso máximas, médias e mínimas. A vazão natural média anual do rio São Francisco é de 2.850 m^3/s (Figura 5.24). Entre 1933 e 2001, essa vazão média oscilou entre 1461 m^3/s e 4999 m^3/s. Ao longo do ano, a vazão média mensal pode variar entre 1077 m^3/s e 5290 m^3/s. Na posto em análise, as descargas assumiram seus menores valores no trimestre que envolveu os meses de agosto, setembro e outubro.

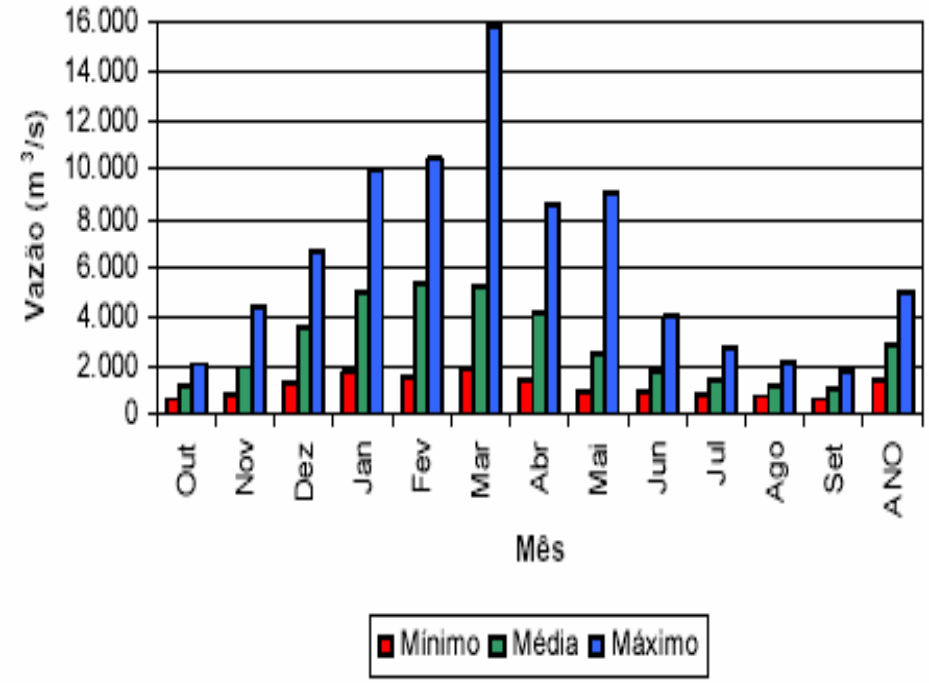


Figura 5.24 – Valores mínimos, médios e máximos da vazão na bacia rio São Francisco no período de 1933 a 2001.

Finalmente, em complementação à análise feita, com vistas a confirmar os resultados obtidos nas várias regiões do rio São Francisco, avaliou-se, a partir de séries naturais de vazão disponibilizadas pela Operadora Nacional do Sistema – ONS(2003), o comportamento hidrológico das vazões máximas em anos de El Niño e La Niña.

O período avaliado compreendeu os anos de 1933 até 2001, incluindo quatro estações: Pirapora (alto), São Francisco (médio), Sobradinho (submédio) e Xingó (baixo) (Tabela 5.1). Na Tabela 5.2, destacam-se os anos de El Niño, 1983 e 1998, e os anos de La Niña, 1989 e 2001, constrastando os valores obtidos nesses anos com as médias históricas.

Quadro 5.1. Valores máximos anuais de vazões naturais diárias em diversos locais do rio São Francisco.

Ano	Pirapora	S.Francisco	Sobradinho	Xingó	Ano	Pirapora	S.Francisco	Sobradinho	Xingó
1932	1.878	5.364	5.512	5.493	1967	3.984	8.537	6.153	7.471
1933	3.715	7.405	6.450	6.476	1968	4.499	9.538	7.267	8.070
1934	3.983	8.950	6.949	6.994	1969	3.344	6.748	5.380	5.621
1935	3.003	6.311	6.417	7.217	1970	3.702	8.062	6.655	6.923
1936	1.676	4.158	4.919	4.882	1971	1.481	3.794	3.917	3.882
1937	3.569	6.774	6.319	6.382	1972	4.498	8.152	7.059	7.011
1938	5.161	8.089	6.848	6.811	1973	4.099	6.717	5.339	5.711
1939	4.622	10.205	7.084	7.278	1974	3.129	6.408	5.902	8.696
1940	3.248	6.105	6.188	8.090	1975	3.230	6.114	5.121	5.215
1941	3.956	6.182	5.639	6.685	1976	2.300	4.525	3.359	3.304
1942	3.494	6.709	5.751	5.863	1977	3.014	8.286	6.777	7.114
1943	4.988	12.030	11.199	11.532	1978	5.930	10.768	7.640	8.659
1944	4.394	13.127	7.102	7.296	1979	7.906	18.589	18.525	18.851
1945	4.478	10.070	9.872	10.129	1980	5.311	12.034	13.664	13.668
1946	4.862	13.177	11.778	12.505	1981	2.748	7.242	6.920	8.813
1947	3.758	7.492	7.881	10.075	1982	5.726	12.615	9.429	9.526
1948	3.386	7.204	6.616	7.199	1983	9.246	14.888	10.455	10.962
1949	5.161	13.647	15.003	15.785	1984	4.303	8.770	6.851	6.980
1950	2.804	5.786	5.513	5.948	1985	5.343	12.235	9.093	13.653
1951	3.506	6.761	5.704	5.923	1986	4.289	9.479	8.543	8.701
1952	4.280	9.134	7.743	7.956	1987	2.822	5.164	4.382	4.514
1953	1.924	4.725	5.167	5.308	1988	3.574	7.531	6.194	6.677
1954	2.481	5.939	5.387	5.496	1989	1.918	4.788	4.746	4.918
1955	2.996	6.324	5.136	5.284	1990	6.782	14.306	11.450	13.902
1956	3.176	7.607	5.913	5.874	1991	4.848	8.607	6.615	6.579
1957	4.166	8.493	8.199	8.711	1992	8.141	17.805	16.895	17.591
1958	2.712	5.354	5.529	5.701	1993	4.232	8.292	6.483	6.977
1959	2.371	5.494	4.921	5.013	1994	4.540	8.605	7.141	8.646
1960	2.924	6.918	7.951	15.779	1995	2.363	4.349	4.504	5.328
1961	4.370	9.492	8.128	8.158	1996	3.459	6.875	5.529	5.481
1962	2.913	5.985	5.654	5.627	1997	7.805	12.351	7.350	7.502
1963	4.322	10.662	7.704	7.889	1998	3.032	7.271	5.380	5.297
1964	4.514	9.746	8.176	9.618	1999	3.519	6.662	5.769	5.985
1965	3.959	6.622	6.521	7.153	2000	4.793	8.006	6.214	6.471
1966	5.311	10.083	7.523	7.464	2001	2.901	4.852	4.704	4.827

Tabela 5.2 - Valores máximos anuais de vazões naturais diárias em quatro (4) seções fluviométricas do rio São Francisco para anos de El Niño (1983,1998) e anos de La Niña (1989, 2001) (em m^3/s) (Fonte: ONS ,2003).

Anos	Pirapora (Alto)	São Francisco (médio)	Sobradinho (Sub-médio)	Xingo (Baixo)
1983	9246	14888	10455	10962
1998	3032	7271	5380	5297
1989	1918	4788	4746	4918
2001	2901	4852	4704	4827

Pela simples análise da Tabela 5.2, nota-se que os valores de vazões máximas anuais nos anos de El Niño são superiores aos valores obtidos nos anos de La Niña para os quatro postos analisados. Nota-se, também, por meio das Figuras 5.25 e 5.26, que não fica evidenciado, no caso de vazões máximas, o comportamento distinto entre o alto e médio São Francisco quando comparado com o submédio e baixo São Francisco para anos de El Niño e anos de La Niña, constatação feita a partir da análise de precipitação e de vazões médias e mínimas. Uma possível explicação reside nas características estatísticas das séries de médias e mínimas, que dão representatividade a características físicas de escoamento e drenagem na bacia de mais longa duração, associadas a fenômenos atmosféricos de mais longa persistência e duração, não captadas ou reveladas por meio de estatísticas de vazões máximas.

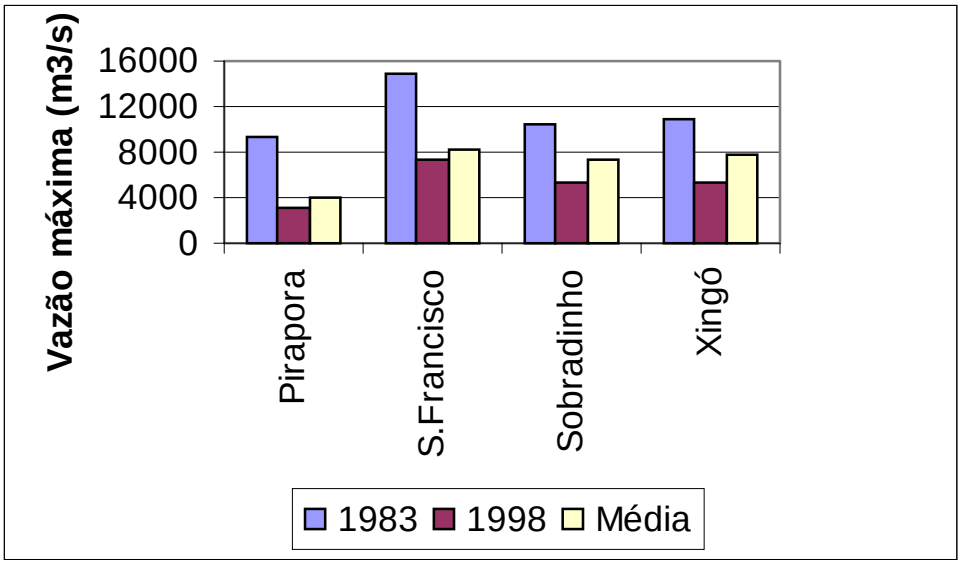


Figura 5.25 – Vazão máximas dos postos de Pirapora, São Francisco, Sobradinho e Xingo, contrastando épocas de El Nino (1983, 1998) com a vazão média no período de 1933 a 2001.

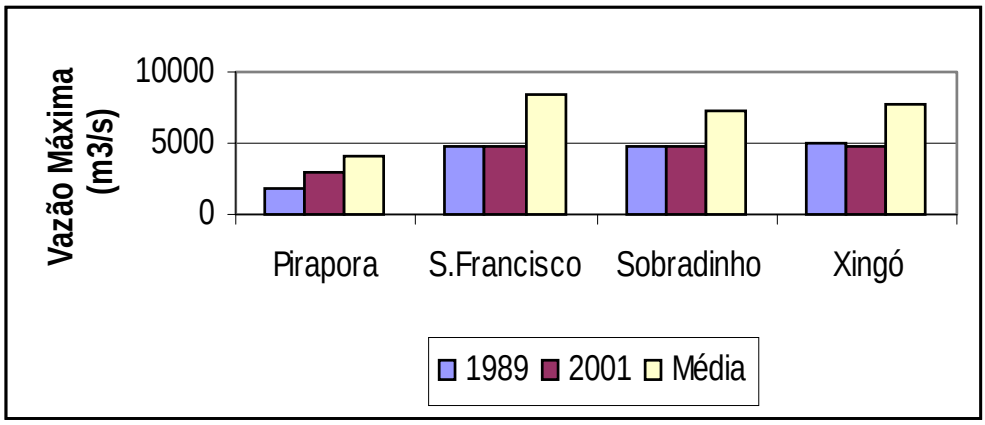


Figura 5.26 – Vazão máxima dos postos de Pirapora, São Francisco, Sobradinho e Xingó, contrastando épocas de La Niña (1989, 2001) com a vazão média no período de 1933 a 2001.

Finalmente, procedeu-se a uma análise de persistência das vazões mínimas. Procurou-se caracterizar a percentagem do tempo em que os dados diários de vazão de um posto fluviométrico ficavam abaixo de um certo valor de referência. Esses valores de referência foram escolhidos de forma a não ultrapassar a vazão média da referida estação. Os postos de Iguatama, São Francisco e Ibo, situados na calha principal do rio São Francisco, foram empregados para caracterizar as regiões do alto, médio e sub-médio São Francisco, respectivamente. Vale ainda notar que o propósito dessa avaliação, com base em vazões mínimas, consiste em permitir visualizar, com maior clareza, os períodos com maior e menor disponibilidade de água, essencial para a discussão de um projeto de transposição de águas.

Para elaboração do gráfico, como mencionando anteriormente, empregaram-se os dados de vazões diárias dos postos e utilizou-se uma planilha para o cálculo de freqüência. No caso do posto de Iguatama, localizado no alto São Francisco, os dados foram alocados em classes definidas em um intervalo de 100 a 900 m^3/s (Figura 5.27), intervalo este escolhido para observar o comportamento das vazões, obtendo-se, para cada conjunto de anos, o número de ocorrência de classes. Os resultados foram agrupados, na maior parte das vezes, em períodos de cinco anos (qüinqüênios) para facilitar a observação do comportamento das vazões. A organização dos resultados por qüinqüênio resultou em uma forma sintetizada para análise das vazões.

Pode-se avaliar, desta maneira, 1826 dias em média e verificar quantos dias deste período o leito do rio tornou-se “mais seco”. Um exemplo pode ser apresentado ao analisar o primeiro qüinqüênio (64-68) para a classe de vazão de 100 m^3/s; neste caso, têm-se aproximadamente 40% do tempo em que as vazões apresentam-se menores a este valor, ou seja, 744 dias (dois anos) o rio comportou-se desta forma.

Adicionalmente, o comportamento de cada curva relativa a uma dada vazão de referência permite quantificar a maior ou menor disponibilidade de água ao longo do tempo na seção fluviométrica de referência. Assim, incrementos na curva de uma dada classe de vazão indicam diminuições na quantidade de água disponível. No caso do posto analisado, verifica-se uma relativa baixa disponibilidade de água, ainda que estável, nos últimos 12 anos (1991 a 2002).

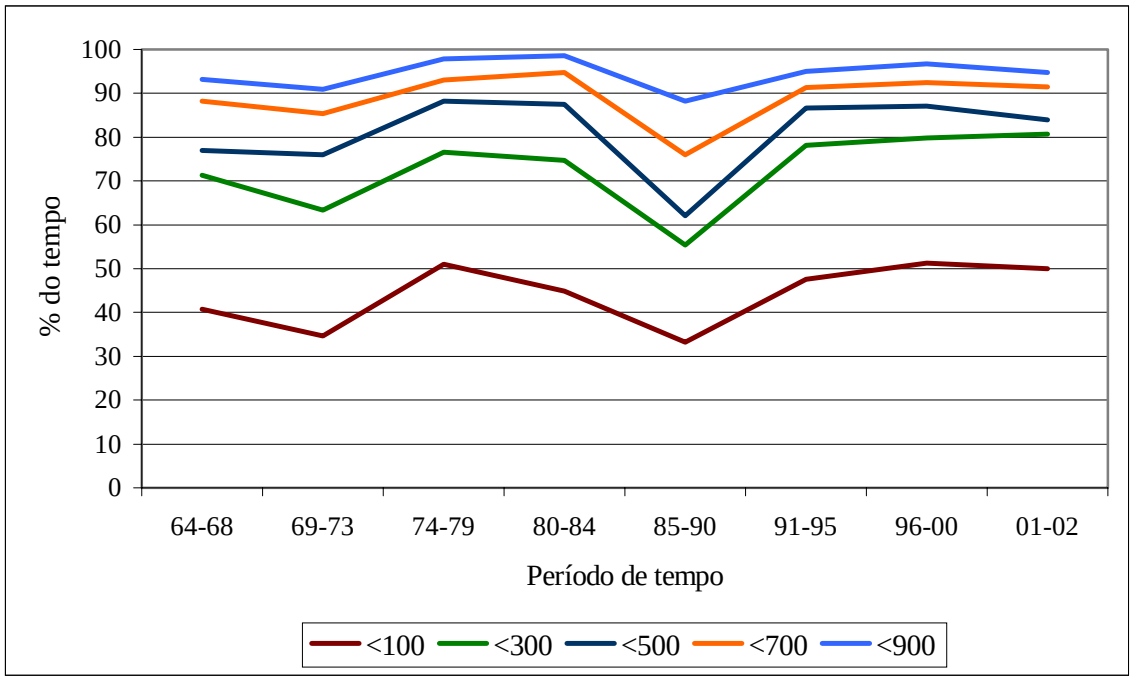


Figura 5.27 – Percentagem de tempo das vazões do posto Iguatama (4050000), localizado no alto São Francisco.

Complementarmente à análise fluviométrica, foi investigado, na região do médio São Francisco, o comportamento do rio para o posto São Francisco (44200000). Neste gráfico (Figura 5.28), trabalhou-se com vazões inferiores a 2100 m^3/s. Pode ser observado, ao acompanhar as vazões de 400 a 2100 m^3/s, grandes variações. Como ilustração, a vazão de 1300 m^3/s no qüinqüênio 65-69 fora registrada em aproximadamente 33% do tempo (713 dias); no período posterior, a percentagem aumenta para 40% (744 dias). No intervalo de 80-84, a freqüência caiu para 8% (124) e no período subseqüente para 30% (558 dias), permanecendo estável para o período posterior (90-94), culminando no máximo de 50% (558 dias) no intervalo de 2000-2002.

Observa-se, ainda, que o comportamento das curvas para as diferentes classes indica uma crescente diminuição na disponibilidade de água nos últimos 6 anos (1997 a 2002), o que sugere uma avaliação cuidadosa com relação aos aspectos de transposição das águas do rio São Francisco.

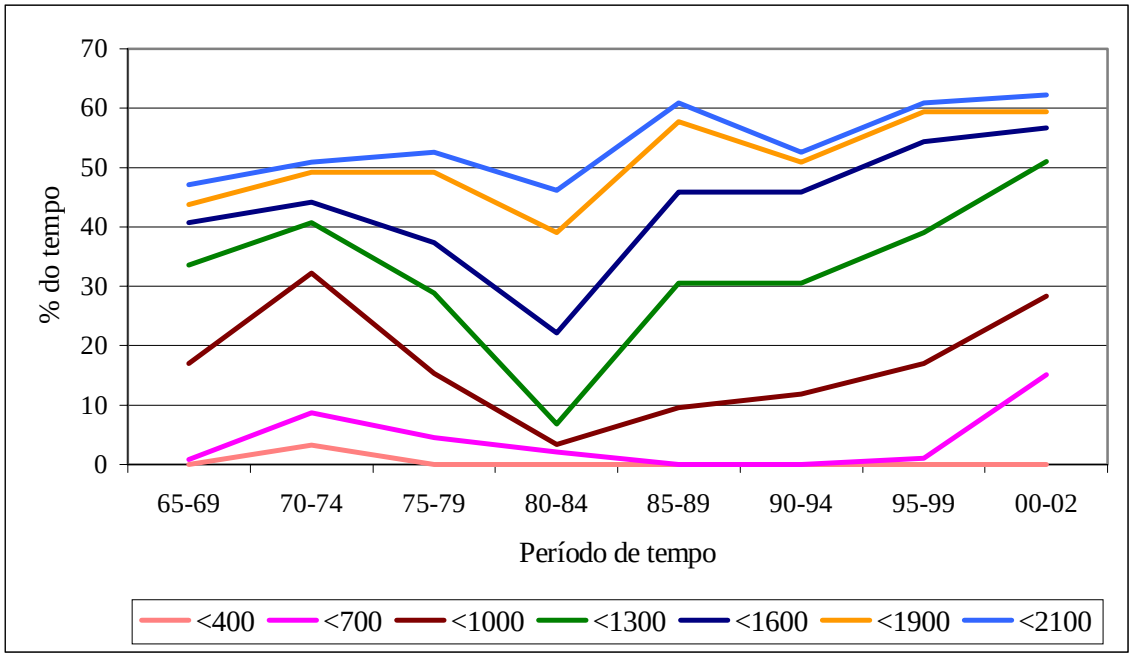


Figura 5.28 – Percentagem de tempo das vazões do posto São Francisco (44200000), localizado no médio São Francisco.

Finalmente, avaliou-se as vazões para o posto 48590000, localizado na região do sub-médio São Francisco (Figura 5.29). Nesse posto, trabalhou-se com valores de vazão inferiores a 2300 m^3/s. Para a vazão de 1500 m^3/s, nos primeiros quatros anos (77-80), obteve-se um valor de 5% do tempo, equivalendo a 31 dias. No período posterior (81-84), houve uma grande redução atingindo o valor nulo, ou seja, nenhum dia durante esse intervalo foi inferior a 1500 m^3/s. No período subseqüente (85-88), a freqüência atingiu um valor de 12%, equivalente a 62 dias, reduzindo um pouco para o período de 97-00, 5 % (31 dias), atingindo o máximo de 30% (180 dias) para o intervalo de 2001-2002.

Cabe ressaltar que, no caso do sub-médio São Francisco, há indicações de crescente indisponibilidade de água no período de 1997 a 2002, confirmando a observação feita anteriormente na análise do médio São Francisco.

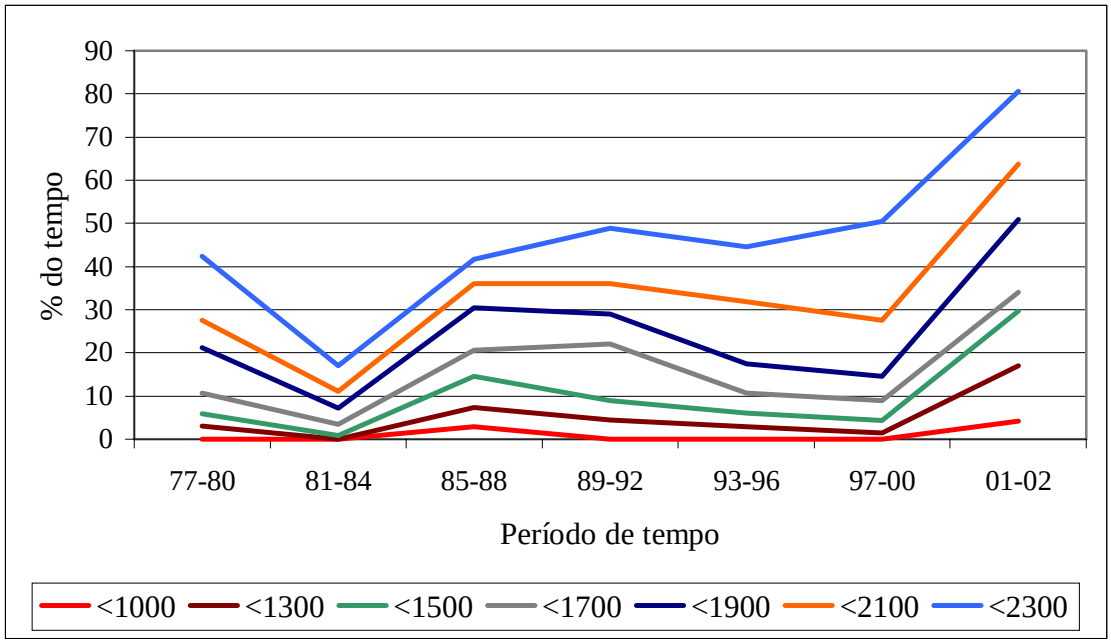


Figura 5.29 – Percentagem de tempo das vazões do posto Ibo (48590000), localizado no sub-médio São Francisco.

5.3 - Simulação do Experimento

Um conjunto de simulações foi realizado para melhor compreensão da região de estudo, e, de modo particular, para melhor avaliar o projeto de transposição de águas do rio São Francisco. Seguem algumas características dos cenários estabelecidos para as simulações.

Nesta análise, foi utilizada uma grade para executar o modelo RAMS, abrangendo a região Nordeste e parte do oceano Atlântico. A região de estudo tem sua área definida no domínio: 35ºW a 46ºW e 2ºS a 15ºS, com o centro em coordenadas geográficas de - 8,5ºC (latitude sul-S) e -39,5ºC (longitude oeste-W). Os períodos estudados foram para os meses de março e abril, nos anos de 1983, 1989, 1998 e 2001. O modelo foi integrado com 36 pontos na direção x, 36 pontos na direção y e 30 níveis na vertical. Em relação à camada do solo, foram estabelecidos 11 níveis de profundidade A formulação adotada foi a não hidrostática. Foram ativadas as seguintes parametrizações: radiação de onda curta e longa; cúmulos; solos e vegetação; difusão turbulenta e microfísica (RAMSIN - Apêndice D).

Certamente essas parametrizações afetam os resultados obtidos, nas simulações feitas, de diferentes formas:

- radiação – o esquema de radiação de onda curta inclui os efeitos de *Rayleight*, a absorção pelo vapor de água e a inclinação do terreno, enquanto o de onda longa inclui a emissividade do vapor de água e do dióxido de carbono;
- cúmulos – quantifica efeitos dos sistemas de escala reduzida, ou seja, os transportes verticais de massa e energia ocorrem não na escala sinótica, e sim através de cumulonimbos individuais; a parametrização de *Kuo* (1974) é bastante simplificada, válida apenas para convecção profunda;
- solo e vegetação – quanto ao solo, a temperatura da superfície é calculada através do balanço de energia; em relação a vegetação, a sua capacidade calorífica é pequena se comparada aos fluxos de energia;
- difusão turbulenta – são parametrizações em função da energia turbulenta;
- microfísica – aplicada a qualquer fase da água, incluindo o processo de precipitação; como o diâmetro das partículas deve ser definido para todas as

espécies de hidrometeoros, a concentração para cada espécie é diagnosticada a partir desses diâmetros.

Adicionalmente, o tipo de cobertura e uso do solo foi do tipo semi-deserto. A textura do solo caracterizou-se por ser argiloso-arenosa (*sandy clay loam*), com umidade volumétrica do solo estabelecida, para este caso, de 25%.

As condições de contorno empregadas para a simulação foram:

- topografia com resolução de 20 km;
- temperatura da água do mar (TSM) climatológica para cada mês.

Na superfície, a condição imposta foi de que, no limite inferior da atmosfera, seja continente, seja oceano, a velocidade vertical assuma o valor zero.

Analisando a topografia do Nordeste, de acordo com a simulação do modelo *RAMS* (Figura 5.30), devem ser destacadas as regiões onde o relevo tem altitudes superiores a 600m. Essa cota define os maciços mais importantes na região nordeste do Brasil.

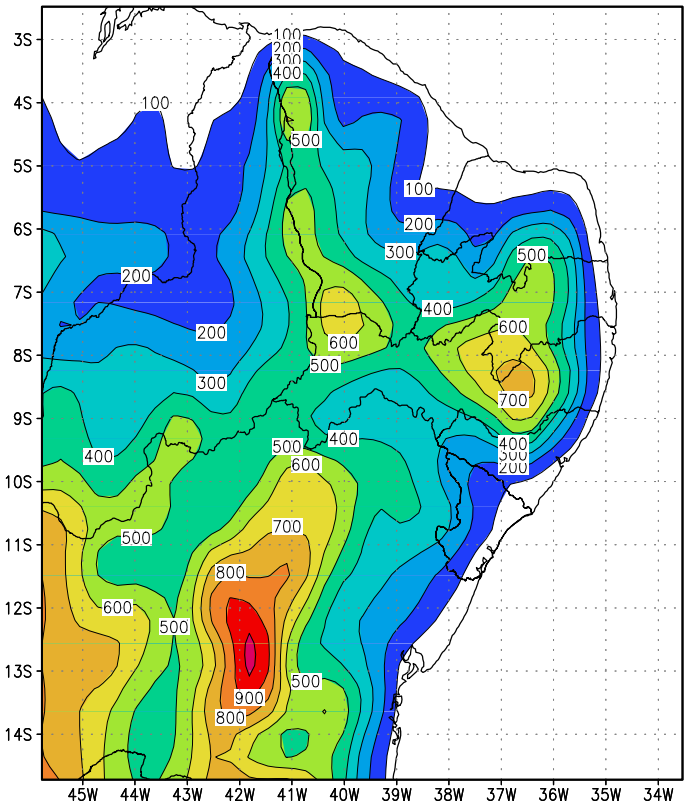


Figura 5.30 – Topografia da região Nordeste.

As elevações topográficas correspondem à chapada Diamantina na parte central do estado da Bahia e ao espigão mestre na parte oeste da Bahia. Na parte central da divisa de Pernambuco com o estado da Paraíba, tem-se o planalto da Borborema. No sul do Ceará, encontra-se a chapada do Araripe. Na fronteira do Ceará com o estado do Piauí, apresenta-se a serra da Ibiapaba e a serra Grande.

A principal motivação para a realização deste estudo de caso foi simular, através do modelo regional RAMS, as condições atmosféricas que influenciam o nordeste do Brasil no que tange ao projeto de transposição das águas do rio São Francisco. Nesse sentido, foram analisados anos de El Niño (1983, 1998) e La Niña (1989, 2001) para os meses de março e abril. Esses meses foram escolhidos em virtude de constituírem períodos representativos da época chuvosa da região, em que os fenômenos El Niño e La Niña são mais pronunciados, conforme foi evidenciado na análise apresentada nos itens 5.1 e 5.2.

Antes, no entanto, de se avançar no entendimento da variabilidade das variáveis atmosféricas, julgou-se importante apresentar uma discussão sobre os efeitos da umidade do solo no comportamento do modelo RAMS, de forma a nortear a escolha do valor de umidade inicial a ser adotado nas simulações subseqüentes. Essas simulações envolveram a análise do vento (zonal e meridional), vapor de água, precipitação e movimento vertical do ar.

5.3.1 -Análise de Sensibilidade do Modelo RAMS – Umidade do Solo

A umidade do solo é uma variável de estado chave na área de hidrologia, uma vez que controla a quantidade de chuva que percola, o escoamento superficial e a parcela que evapora a partir da superfície terrestre. Pode-se afirmar também que é a variável de integração entre as modelagens hidrológica e atmosférica, tendo em vista que integra a precipitação e evaporação ao longo de períodos que abrangem dias a semanas introduzindo um elemento de memória no sistema terra-atmosfera.

Não é por acaso que o programa de pesquisa da NASA'Global Water and Energy Cycle (2003) afirma: " *Water is at the heart of both the causes and the effects of climate change. Ascertaining the rate of cycling of water in the Earth system, and detecting possible changes, is a first-order problem with regard to the renewal of water resources and hydrologic hazards. A more complete understanding of water fluxes, storage, and*

transformations in the land, atmosphere, and oceans will be the central challenge to the hydrological sciences in the 21st century".

O tratamento da umidade do solo e a busca por monitorá-la espacialmente e temporalmente com vistas a integrar essa informação nos modelos hidrológicos e como condição de contorno nos modelos atmosféricos são hoje o estado de arte nessa área (Lieese et al., 2001). A literatura reforça a proeminência dessa linha de atuação com diversos trabalhos publicados (Jackson et al., 1981; Kuczera, 1983 a, 1983b; Jackson et al., 1984; Engman, 1990; Pietroniro, 1993; Rotunno, 1995; Jackson, 1997; Yeh and Eltahir (1998); Montaldo et al., 2001; Wang et al., 2003; Njoku et al., 2003; Leconte et al., 2004, entre outros).

Recentemente, mais especificamente em dezembro de 2003, foi conduzido o experimento de campo de umidade do solo (SMEX03, 2003) na região de Barreiras, BA, parte da bacia do rio Grande, afluente do rio São Francisco na região de Sobradinho. Esse experimento, coordenado pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA) e pela EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária), com suporte do programa de hidrologia terrestre da NASA e do projeto EOS Aqua Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR), contou com a participação do Laboratório de Hidrologia do Programas de Engenharia Civil no âmbito de Ciências Atmosféricas (COPPE-IGEO/UFRJ). O objetivo do SMEX03 está centrado no entendimento das interações terra-atmosfera, com vistas ao desenvolvimento de algoritmos e desenvolvimento e validação de sensores no que tange à tecnologia de sensoriamento remoto para detecção de umidade do solo para diferentes condições de vegetação. Em especial, no SMEX03, o bioma em análise é o cerrado, parte integrante e importante da bacia do rio São Francisco.

Sob o ponto de vista hidrológico, é possível reconhecer que a umidade inicial do solo fornecida aos modelos hidrológicos pode causar diferenças significativas nas vazões geradas e é fundamental na adequada modelagem do comportamento hidrológico de um rio. A falta dessa informação no estágio inicial bem como ao longo do tempo tem sido uma das principais dificuldades no processo de modelagem hidrológica chuva-vazão, comprometendo e limitando as avaliações e prognósticos de disponibilidades hídricas feita até o momento para a questão da transposição das águas do rio São Francisco.

Mais ainda, o adequado mapeamento espaço-temporal da umidade do solo, com foi possível perceber pela literatura disponível, é hoje um grande desafio, onde questões de variabilidades e estruturas de correlação espaço-temporais devem ser cuidadosamente investigadas com base, por exemplo, nas áreas de hidrologia estocástica e geoestatística. A construção de índices antecedentes de precipitação com vistas a estimar a umidade do solo tem sido uma outra alternativa buscada (Linsley et al., 1949; Blanchard et al., 1981; Fedora e Beschta, 1989).

Com base nesse referencial, foi conduzida de forma pioneira neste trabalho, ainda que preliminar, a avaliação da sensibilidade do modelo atmosférico RAMS frente a diferentes condições de umidade do solo no contexto da avaliação do projeto de transposição de águas do rio São Francisco.

Neste primeiro ensaio, foram supostas condições homogênas na região do domínio para duas condições de umidade volumétrica: estado de baixa umidade (15%) e estado de média-alta umidade (40%). Os cenários simulados contemplaram o ano de El Niño (1983) para o mês de abril para as latitudes de 11ºS (próximo a Barra e Queimadas), 9ºS (próximo a Paulo Afonso e Cabrobó), 7ºS (próximo ao açude de Coremas, açude Boqueirão e cidade de Patos) e 5ºS (próximo ao açude de Banabuiú).

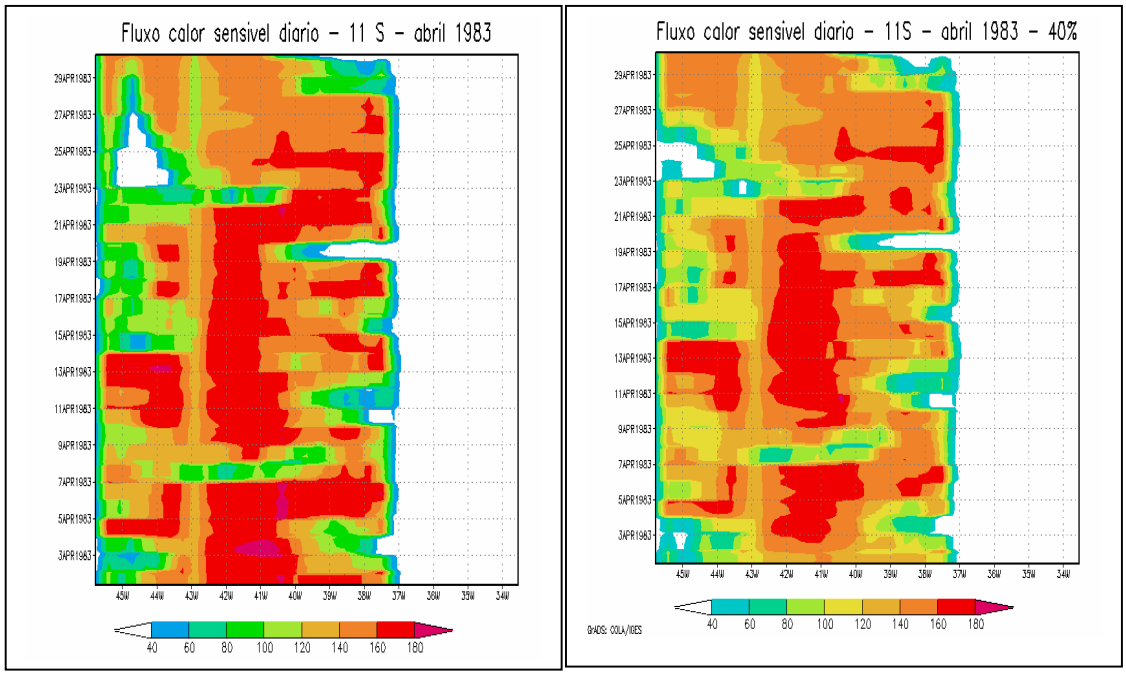
O objetivo foi avaliar o comportamento dos fluxos de energia, tendo em vista que a superfície coberta com uma determinada vegetação e com um determinado valor de umidade do solo são características de contorno importantes na distribuição da energia radiativa absorvida na superfície do solo sob as formas de calor latente (LE) e de calor sensível (H).

A título de ilustração, são apresentadas as Figuras 5.31, 5.32, 5.33 e 5.34, relativa ao fluxo de calor sensível, e as Figuras 5.35, 5.36, 5.37 e 5.38, concernente ao fluxo de calor latente. A sensibilidade da atmosfera revela o efeito do grau de umidade na evolução diária dos fluxos sensível e latente em superfície. A quantidade de radiação absorvida na superfície aumenta em virtude do albedo mais baixo. Por sua vez, a disponibilidade hídrica do solo é determinante no aumento do calor latente e conseqüentemente na redução do calor sensível. A extração de água pelas raízes é um dos principais mecanismos responsáveis por esse comportamento.

Por outro lado, as características termodinâmicas da atmosfera influenciam na distribuição dos fluxos em superfície. Existe, possivelmente, uma diferença significativa nos fluxos de calor sensível entre as áreas de planaltos e as áreas planas, diretamente relacionadas com a taxa de radiação solar recebida na superfície do solo.

A Figura 5.31 revela o comportamento do fluxo do calor sensível diário na latitude de 11ºS. Destaca-se que, na época de El Niño (1983), com umidade de 15%, a região do domínio possui valores maiores que com umidade de 40%. No período de 1 a 6 de abril, houve um valor mais acentuado na região entre 38ºW a 42ºW.

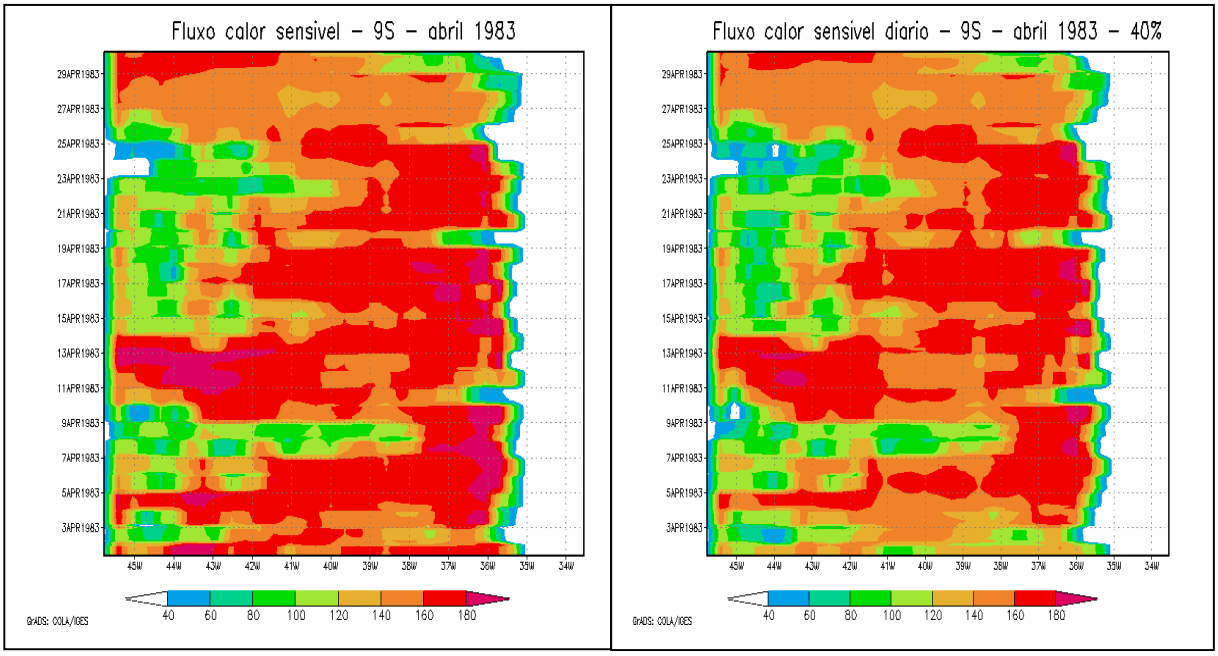
Se, por um lado, esse cenário simulado, contraria a expectativa inicial de se obter valores maiores de calor sensível para condições de umidade menores, de outra parte revela a importância e a influência dos fenômenos atmosféricos, em particular o El Niño. Portanto, não se trata de que a umidade do solo não influenciou significativamente o balanço de energia, mas sim de que o El Niño de 1983 foi particularmente bastante intenso.



(a) (b)

Figura 5.31 – Simulação do fluxo de calor sensível diário (W/m^2) na latitude de 11ºS para o ano de 1983 (abril) – (a) umidade do solo de 15%, (b) umidade do solo de 40%.

O mesmo comportamento do fluxo de calor sensível pode ser observado para a Figura 5.32 na latitude de 9ºS, como também para a latitude de 7ºS (Figura 5.33). Para a umidade do solo a 15%, a grade simulada apresentou valores ligeiramente maiores do que para a umidade do solo de 40%.



(a) (b)

Figura 5.32 – Simulação do fluxo de calor sensível diário (W/m^2) na latitude de 9ºS para o ano de 1983 (abril) – (a) umidade do solo de 15%, (b) umidade do solo de 40%.

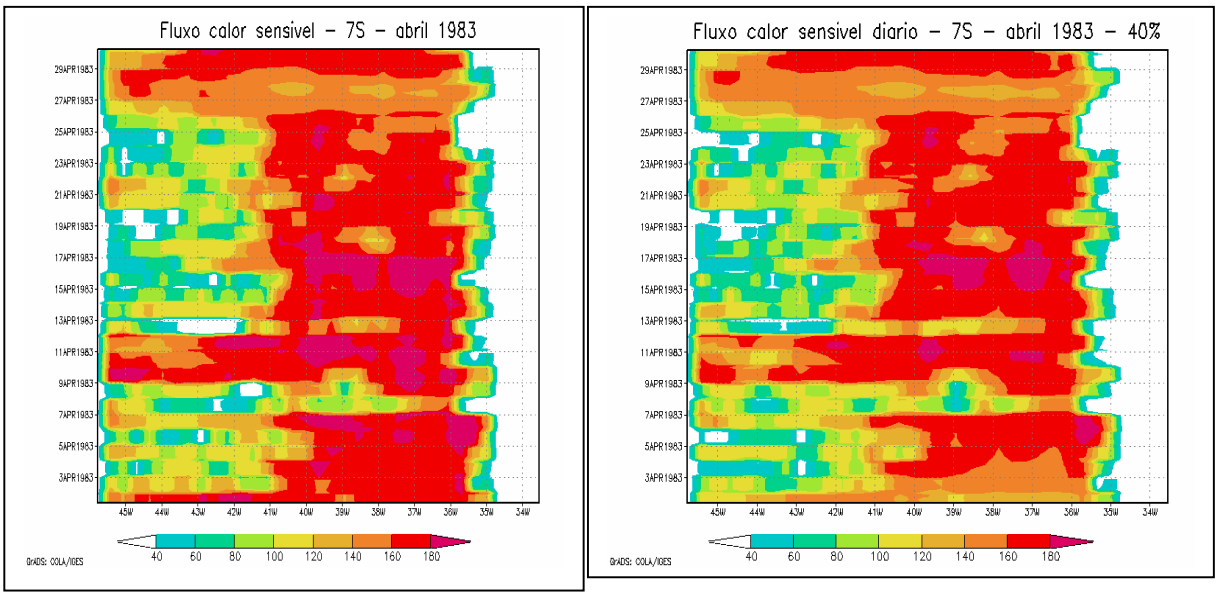


Figura 5.33 – Simulação do fluxo de calor sensível diário (W/m^2) na latitude de 7ºS para o ano de 1983 (abril) – (a) umidade do solo de 15%, (b) umidade do solo de 40%.

Na latitude de 5ºS (Figura 5.34), a diferença dos campos na umidade do solo pode ser percebida em alguns dias para algumas longitudes.

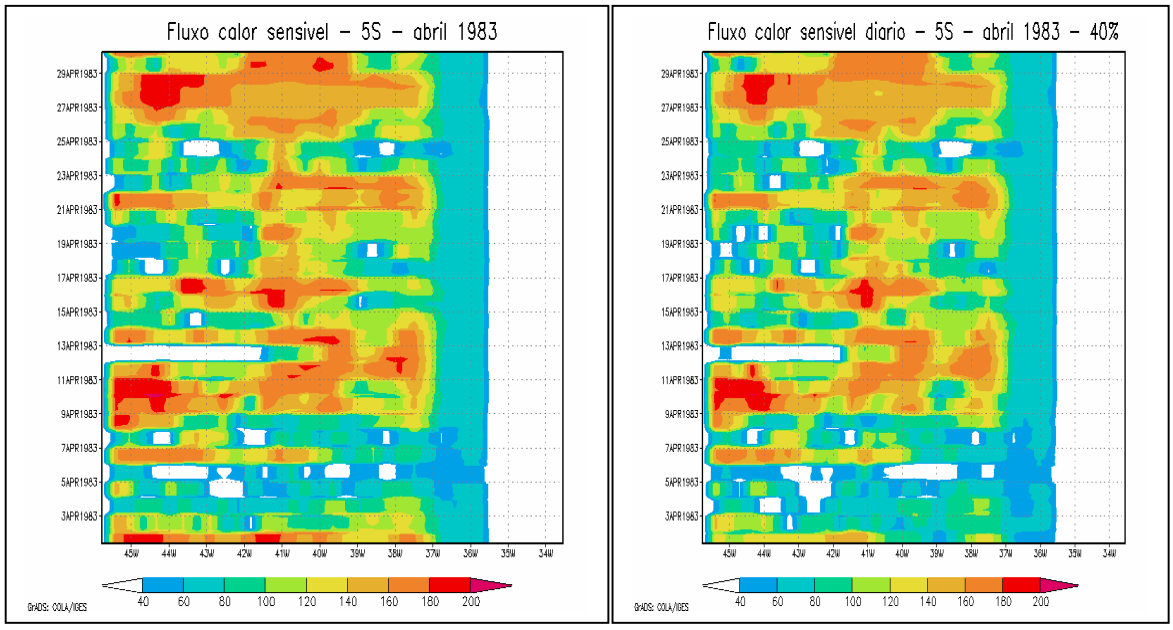


Figura 5.34 – Simulação do fluxo de calor sensível diário (W/m^2) na latitude de 5ºS para o ano de 1983 (abril) – (a) umidade do solo de 15%, (b) umidade do solo de 40%.

É importante o conhecimento do balanço entre as entradas e as saídas de radiação à superfície para estudos, por exemplo, da perda de água de solos vegetados para a atmosfera. Nos continentes das regiões equatoriais, não há grande retenção da radiação solar devido a sua consideravelmente menor capacidade térmica quando comparada com a dos oceanos. No entanto, dificuldades surgem quanto à quantificação exata dos fenômenos devidos às condições específicas da região semi-árida o que requer estudos mais aprofundados.

Já a Figura 5.35 revelou a importância do teor de umidade do solo nos cenários simulados, uma vez que se encontrou uma maior concentração de fluxo de calor latente diário na costa do nordeste brasileiro, na época de El Niño, com alto índice simulado de umidade do solo.

Nas Figuras 5.35 a 5.38, pode-se observar que o fluxo de calor latente diário para uma condição de solo mais úmido, no caso 40%, foi simulado com maiores valores na região de estudo.

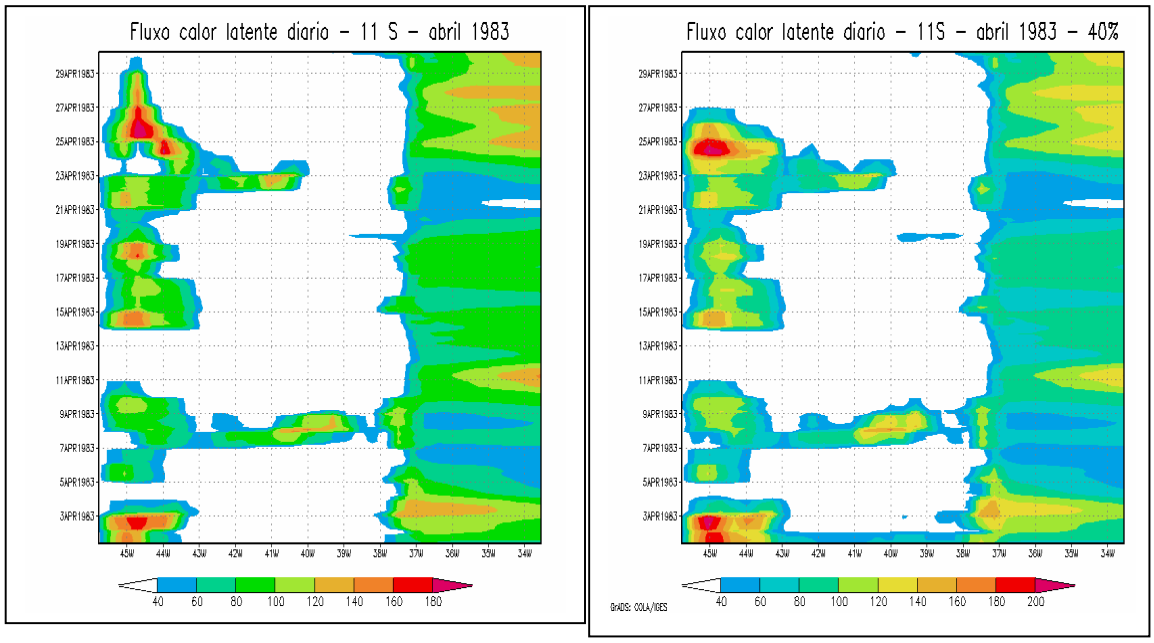


Figura 5.35 – Simulação do fluxo de calor latente diário (W/m^2) na latitude de 11ºS para o ano de 1983 (abril) – (a) umidade do solo de 15%, (b) umidade do solo de 40%.

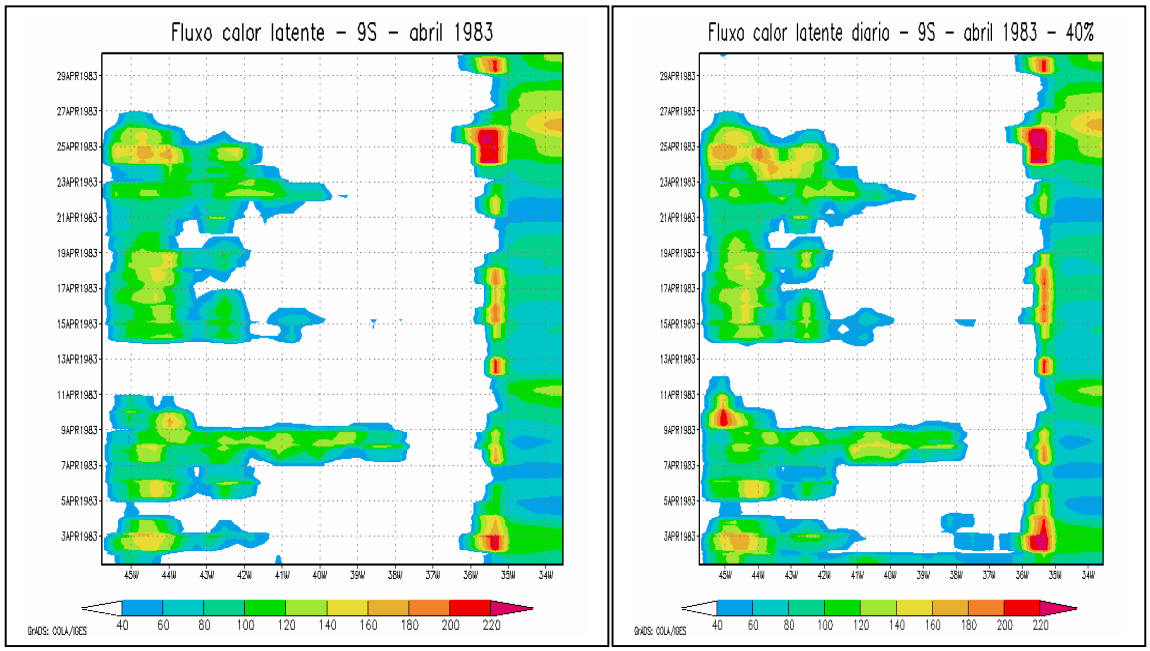


Figura 5.36 – Simulação do fluxo de calor latente diário (W/m^2) na latitude de 9ºS para o ano de 1983 (abril) – (a) umidade do solo de 15%, (b) umidade do solo de 40%.

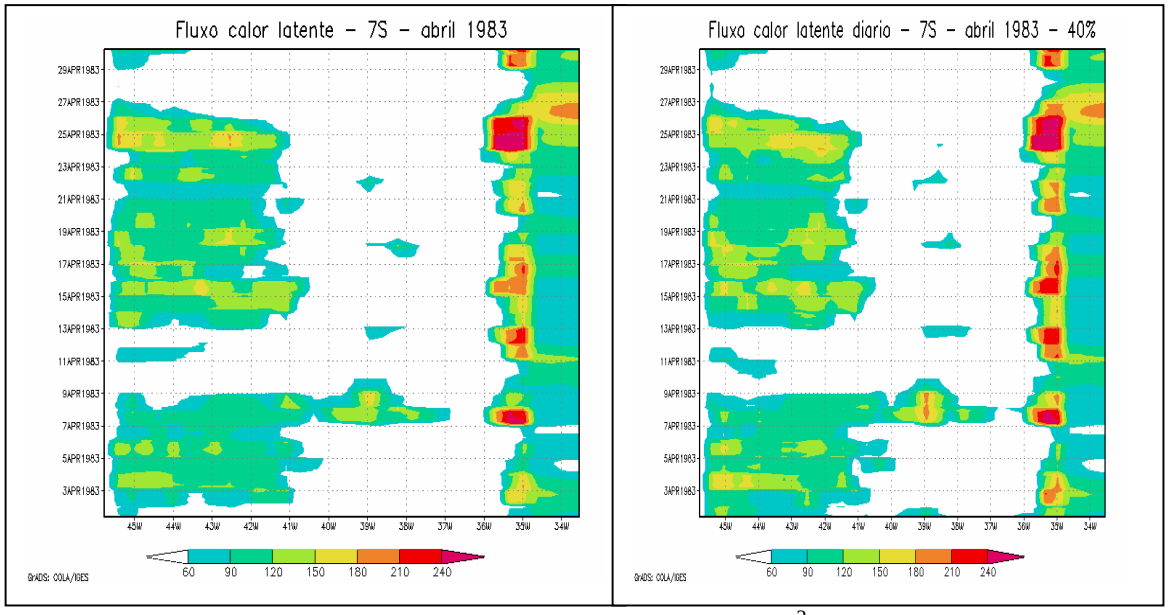


Figura 5.37 – Simulação do fluxo de calor latente diário (W/m^2) na latitude de 7ºS para o ano de 1983 (abril) – (a) umidade do solo de 15%, (b) umidade do solo de 40%.

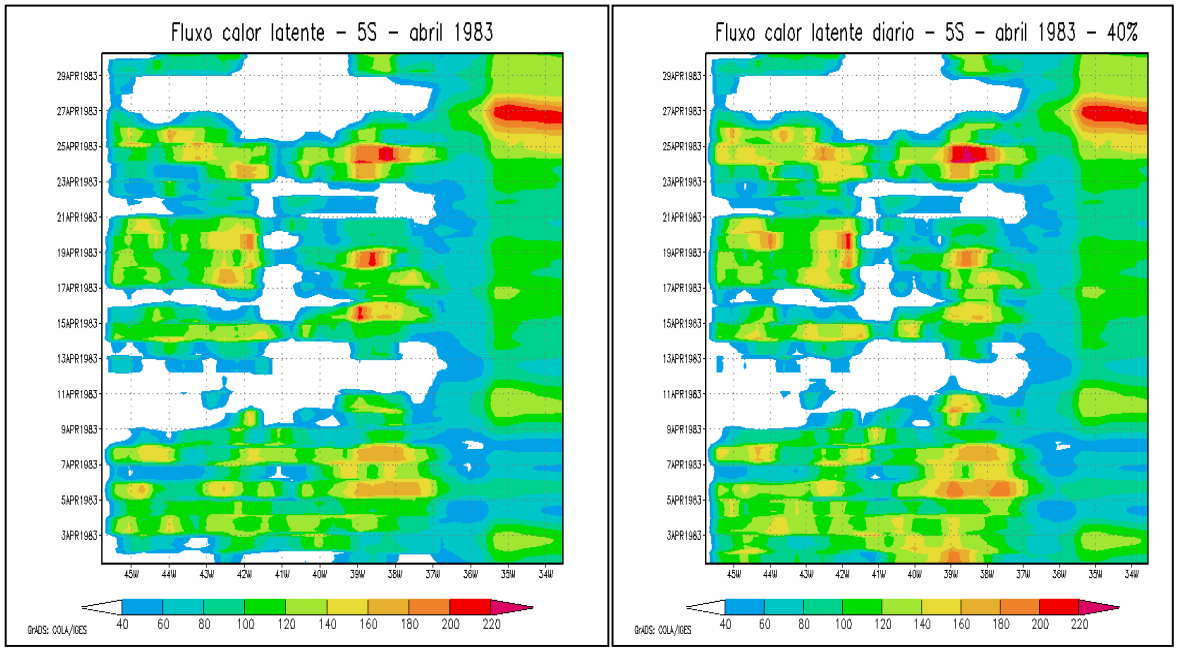


Figura 5.38 – Simulação do fluxo de calor latente diário (W/m^2) na latitude de 5ºS para o ano de 1983 (abril) – (a) umidade do solo de 15%, (b) umidade do solo de 40%.

5.3.2 - Representação do vento (m/s)

O RAMS reproduziu bem as circulações termicamente induzidas, simulando características conhecidas desses sistemas de vento. Um conjunto de fatores é responsável pelo comportamento meteorológico da região.

Uma combinação de fatores, tais como geometria dos vales e dos relevos, são responsáveis pela geração de um sistema de circulação.

Na Figura 5.39, a título de ilustração, tem-se a distribuição das linhas de corrente do vento (m/s) para o mês de março do ano de 1996, considerado normal. Nota-se que a Figura 5.39 foi configurada para o dia 28 do mês de março, mais ao final do período de simulação, e horário matinal (9 horas), a 36 m de altura, especificações julgadas representativas para a análise. As linhas de corrente vindo do oceano Atlântico divergem ao encontrar o continente.

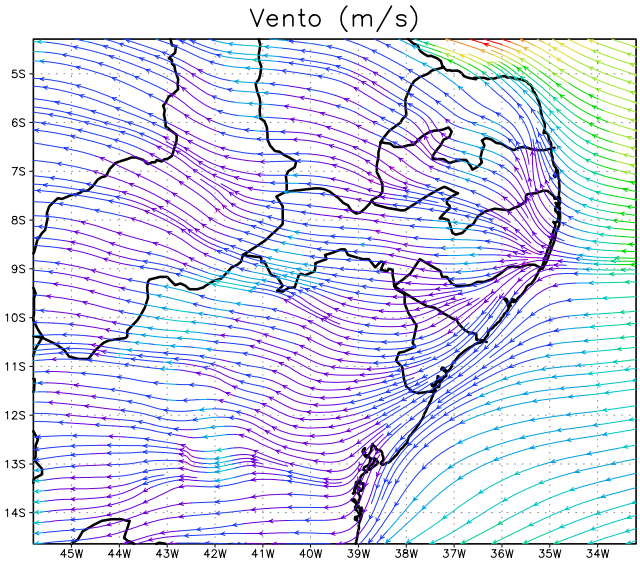
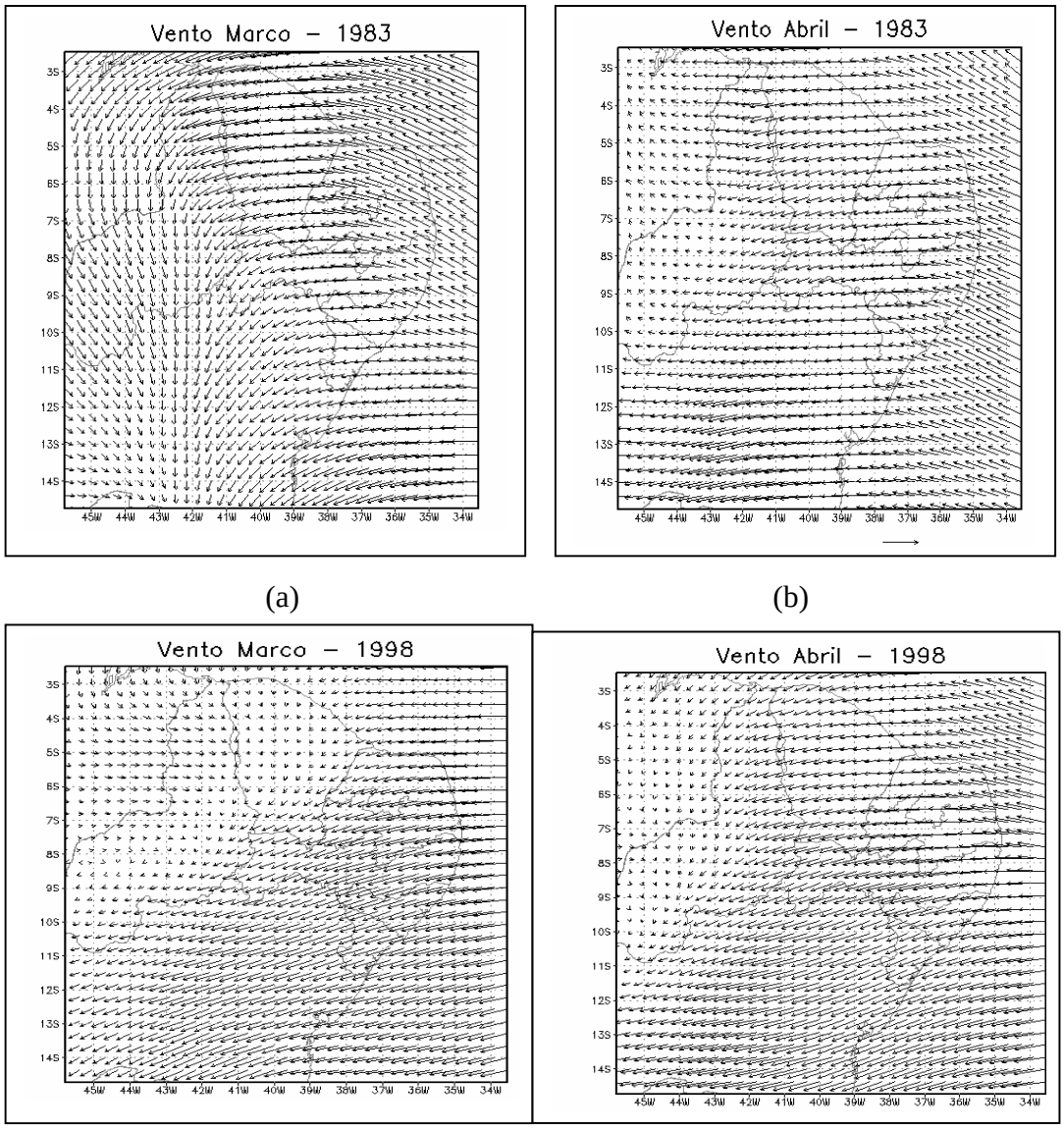


Figura 5.39 – Representação das linhas de corrente do vento para o ano de 1996.

Na seqüência do texto, procura-se contrastar a situação configurada na Figura 5.39 com o comportamento zonal e meridional do vento nos anos de El Niño (1983, 1998) e La Niña (1989, 2001) para os meses de março e abril. Os recortes utilizados para essas configurações foram também elaborados para o dia 28 de cada mês e horário matinal.

5.3.2.1 - Representação do vento no período de El Niño

Na Figura 5.40, tem-se a representação do vento (m/s) para dois episódios de El Niño nos meses de março e abril de 1983 e 1998. Pode-se observar que, em geral, o vento tende a incidir à sotavento das montanhas, ser aquecido adiabaticamente e ganhar vorticidade, curzando a chapada da Diamantina (Figura 3.2) e sofrendo subsidência a barlavento. Esse comportamento fica, de fato, mais evidente nos meses de março e de abril de 1983, ano de El Niño mais intenso.



(a) (b)

(c) (d)

Figura 5.40 – Simulação das linhas de corrente de vento (m/s) para o período de El Niño: (a) março de 1983, (b) abril de 1983, (c) março de 1998 e (d) abril de 1998.

Considere-se ainda que a topografia tem picos e elevações diferentes. Assim, próximo à montanha, o aquecimento diferencial é intenso e gera um gradiente térmico no ar com relação às áreas mais baixas do vale.

Pode-se também observar que a intensidade do vento é função do deslocamento das células de Hardley e de Walker, influenciadas pelo aquecimento da temperatura do oceano Pacífico e do Atlântico, tendendo a gerar comportamentos distintos nas regiões tropicais. Salienta-se ainda que as células de Walker estão relacionadas com a geração potencial de ZCIT (Zona de Convergência Intertropical).

5.3.2.2 -Representação do vento no período de La Niña

Em época de La Niña (Figura 5.41), pode-se observar que a circulação interage com os ventos induzidos termicamente pelas diferenças atmosféricas entre a superfície terrestre e oceano, aduzindo umidade para a região de convergência.

Neste período, observa-se uma intensidade forte dos ventos no norte do estado do Ceará, de forma mais pronunciada na Figura 5.41, especialmente na Figura 5.41.b. Quando se contrastam as configurações em anos de La Niña com anos de El Niño e normais, verifica-se uma maior influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), resultado potencial do acoplamento entre o escoamento médio e a circulação local.

Adicionalmente, observa-se também que os alísios de sudeste na época de El Niño (Figuras 5.40) encontram-se enfraquecidos comparativamente aos anos de La Niña (Figura 5.41). Sendo assim, a circulação produzida pelo modelo na simulação está coerente com o desenvolvimento de nuvens e potenciais precipitações na área, uma vez que, em anos de El Niño, são gerados volumes precipitados menores.

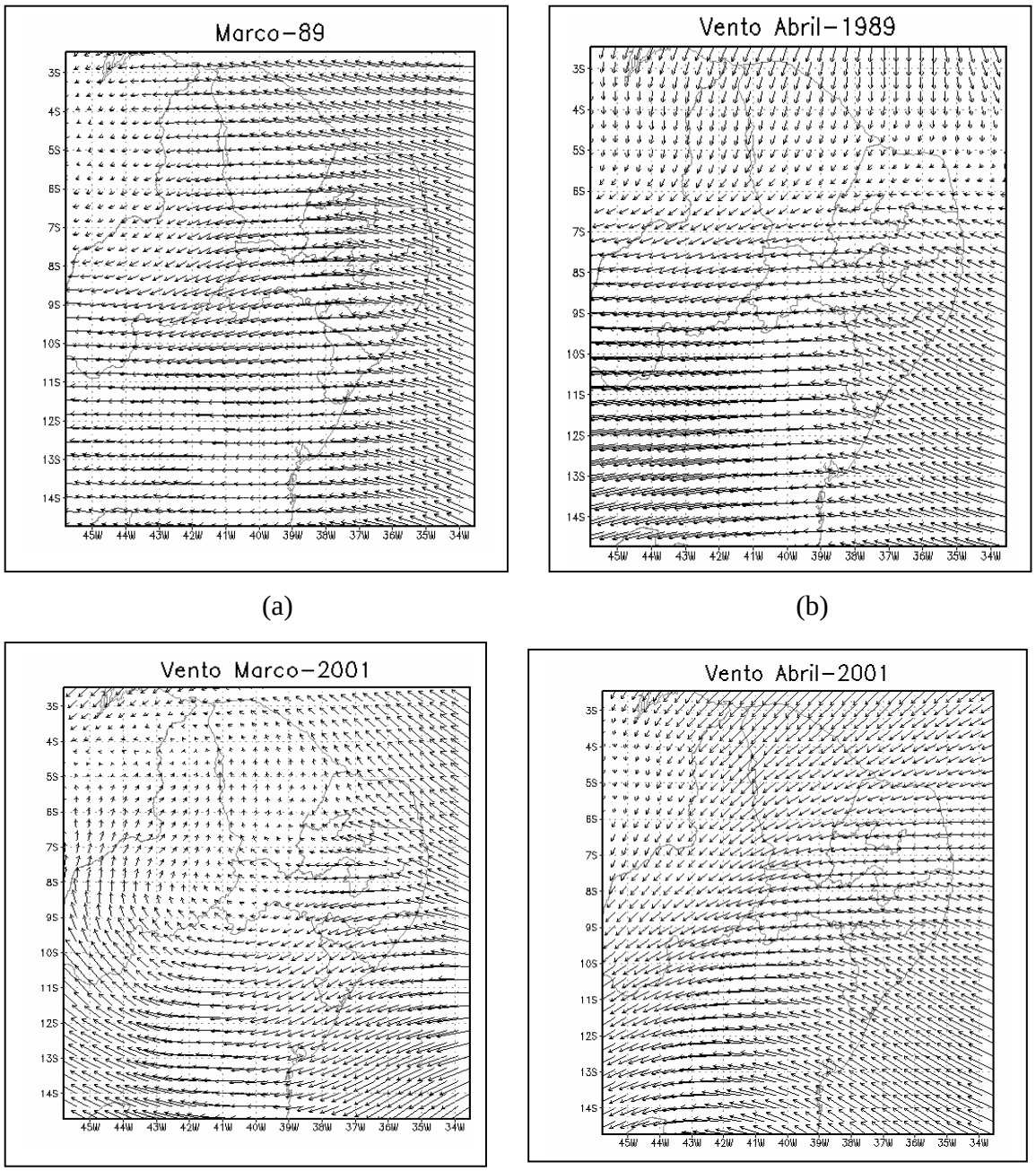


Figura 5.41 – Simulação das linhas de corrente de vento (m/s) para o período de La Niña: (a) março de 1989, (b) abril de 1989, (c) março de 2001 e (d) abril de 2001.

Feitos essas análises das componentes horizontais do vento, serão empregados os diagramas de Hovmoller, que são úteis na identificação de padrões oscilatórios em determinado nível da atmosfera. Esses diagramas permitem a análise do tempo versus longitude para as seguintes componentes: vapor, velocidade vertical e precipitação nas latitudes: 11ºS localizada na região do médio São Francisco; na latitude de 9,2ºS, região de captação das águas; 7ºS, latitude que engloba o sul do Ceará, região central da Paraíba e do Piauí e 5ºS, região central do Ceará e norte do Piauí, regiões receptoras da transposição de águas (Figura 5.42). Esses diagnósticos foram feitos para os meses de março e abril dos anos de El Niño (1983, 1998) e os anos de La Niña (1989 e 2001).

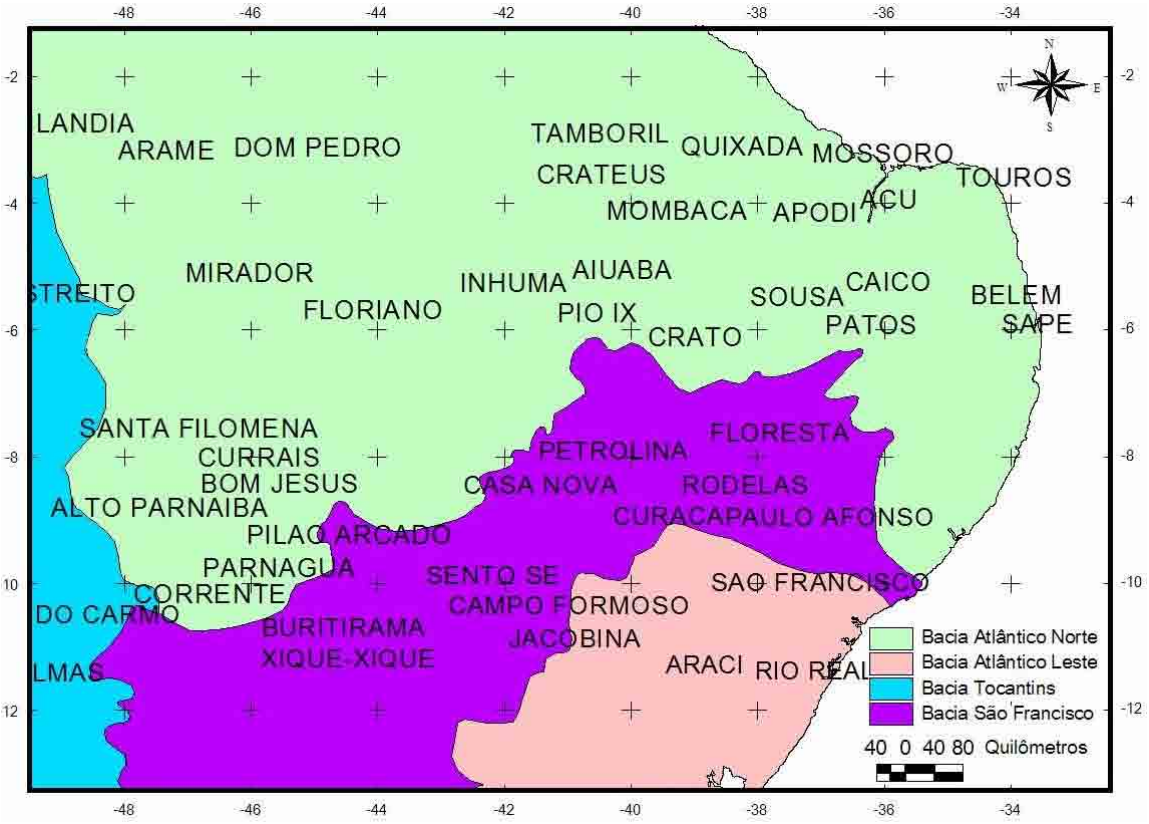


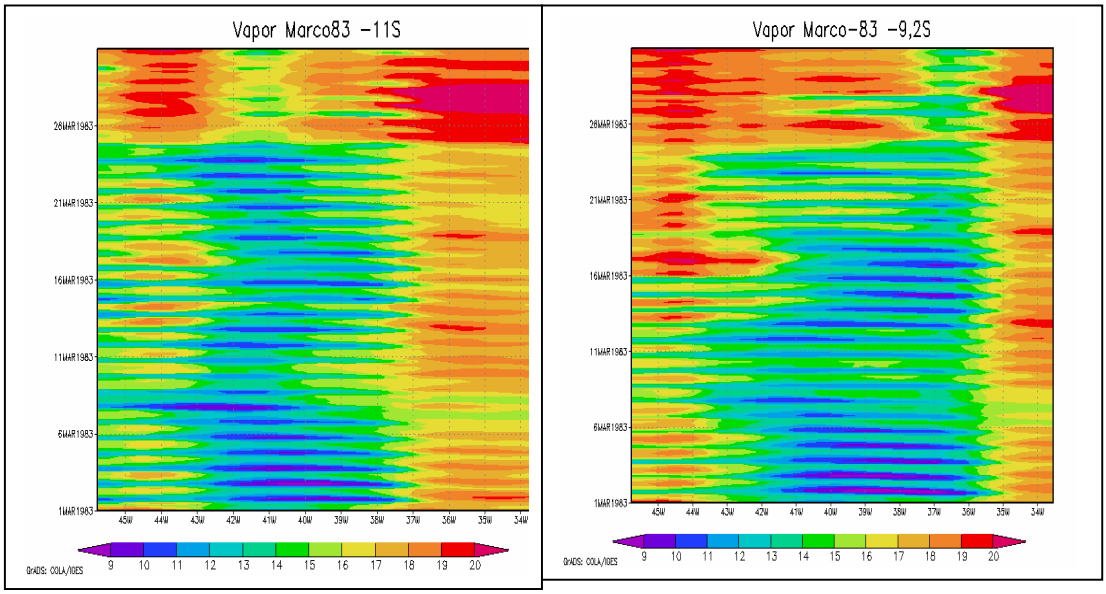
Figura 5.42 – Municípios situados nas latitudes 11ºS, 9ºS, 7ºS e 5ºS.

5.3.3 – Vapor de água – El Niño

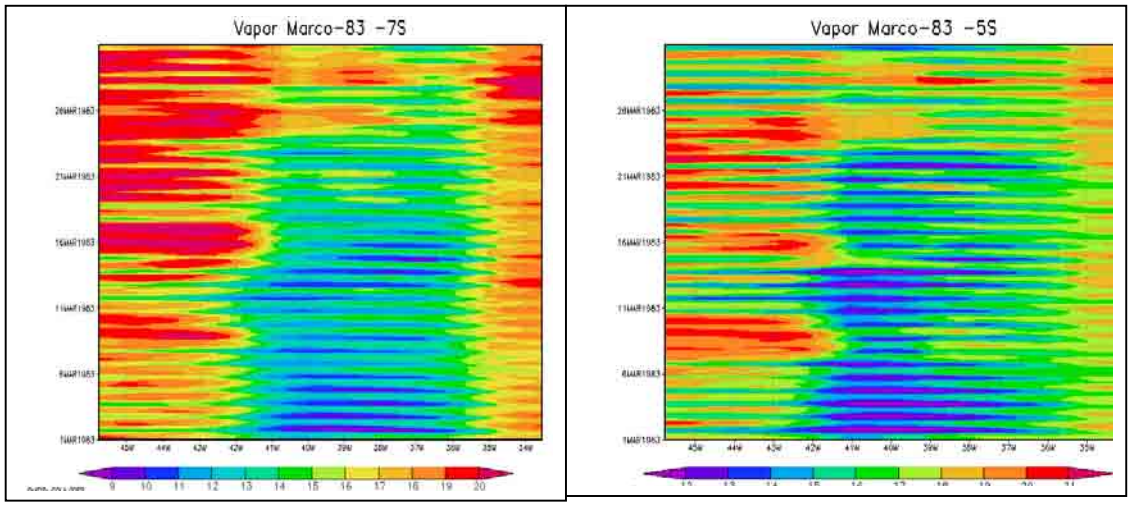
O teor de vapor de água tende a expressar a sua disponibilidade na atmosfera para a precipitação Nesta análise, foram examinados ao anos de 1983 e 1998, abrangendo os meses de março e abril. Nas Figuras 5.43 (a), (b), (c) e (d), tem-se a concentração de água (em g/kg) para o mês de março de 1983, nas latitudes de 11ºS, 9,2ºS, 7ºS e 5ºS. Observa-se que, nas latitudes de 11ºS e 9,2ºS, o teor de vapor fica concentrado no oceano Atlântico (longitude 34ºW - 35ºW) com influência mais forte na latutude de 11ºS.

Na região de captação (9,2ºS) de águas do rio São Francisco, no âmbito da análise para transpô-la para outras áreas mais ao norte na região Nordeste (7ºS e 5ºS), deve-se levar em conta que a simulação indicou disponibilidade de vapor de água pequena, com exceção dos dias compreendidos no período de 25 a 30 de abril, demarcando uma região seca entre as longitudes de 36^{o}W e 43^{o}W. Na latitude de 7ºS, vários eventos chuvosos foram simulados entre as longitudes 42ºW e 46ºW, o que pode ser devido à advecção de vapor de água vindo da Amazônia.

Por outro lado, o teor de vapor de água (Figura 5.44) para o mês de abril de 1983, mês com sinal mais forte de El Niño, já apresentou características diferentes em relação ao teor presente no mês de março de 1983. As regiões que seriam abastecidas pelo projeto têm grande concentração de vapor, enquanto que, nas regiões do sub-médio e baixo da bacia do rio São Francisco, existem teores inferiores de vapor de água presente na atmosfera. Essa situação ocorre devido à atuação do fenômeno El Niño, que prejudica o transporte de vapor de água para o interior da região Nordeste, em virtude da componente zonal da célula de Hadley que contribui negativamente para a concentração do fluxo de vapor de água.

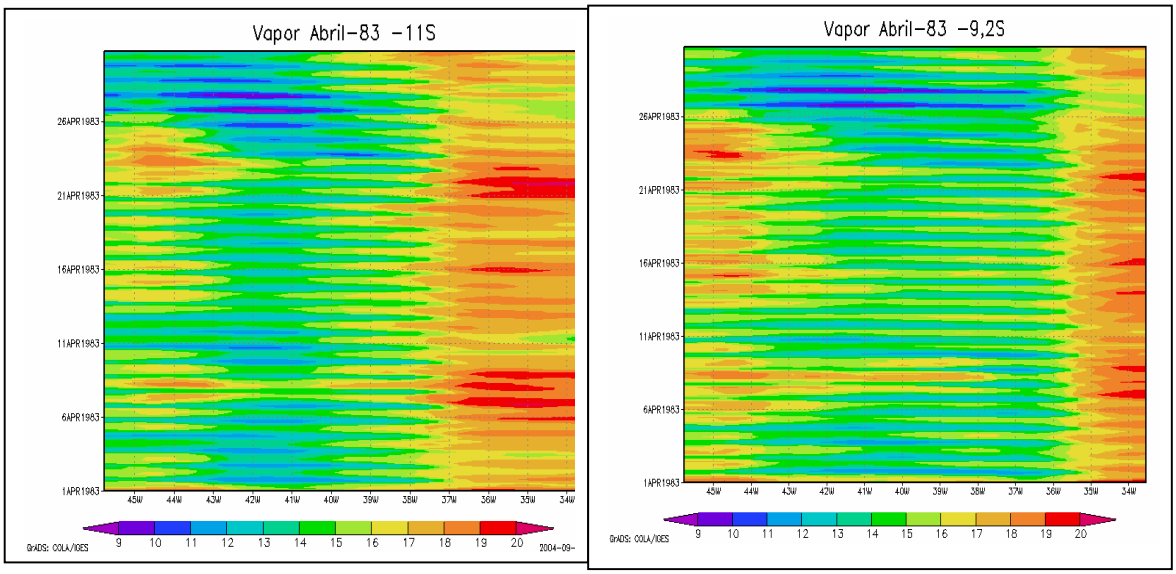


(a) (b)

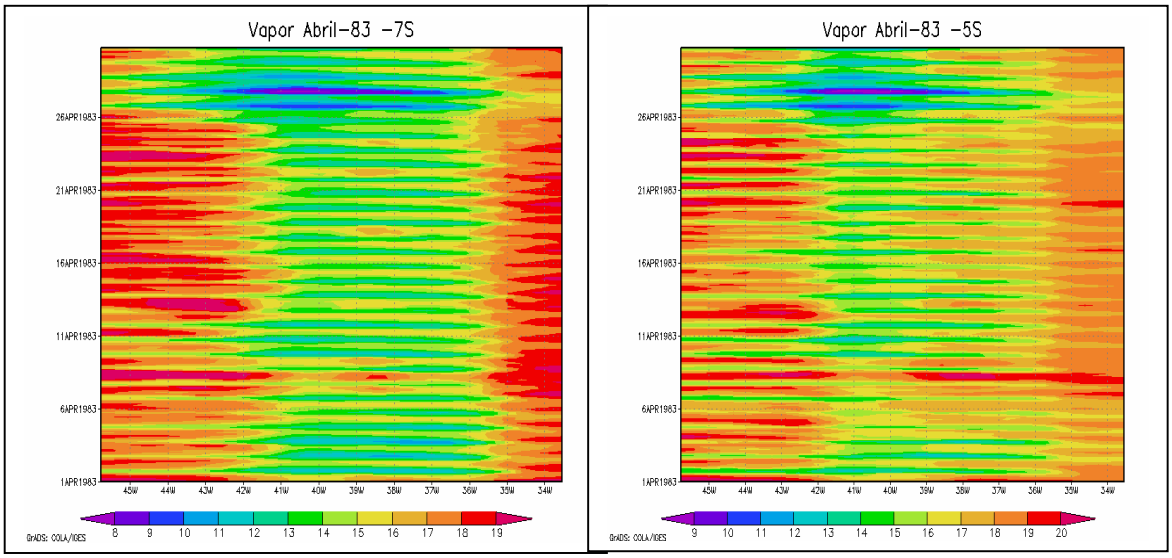


(c) (d)

Figura 5.43 – Simulação do vapor de água para o mês de março de 1983 no período de El Niño para as latitudes: (a) 11ºS; (b) 9,2ºS; (c) 7ºS; (d) 5ºS.



(a) (b)



(c) (d)

Figura 5.44 – Simulação do vapor de água para o mês de abril de 1983 no período de El Niño para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d) 5ºS

Feitos os diagramas de Hovmoller para os meses de março e abril no ano de 1983, é importante analisar o teor de vapor de água nas mesmas latitudes, entretanto com longitudes fixas. Na Figura 5.45 (latitude de 11ºS e longitude de 43ºW), próximo à represa do Sobradinho, observa-se que a umidade variou entre 10 g/kg até 19 g/kg. Já na latitude de 9ºS e longitude de 41ºW, próximo à represa de Itaparica, a umidade do ar variou entre 10 g/kg até 19 g/kg. Na seqüência, tem-se a Figura 5.47, localizada na latitude 7ºS e longitude 38ºW, próximo ao açude de Coremas. Nessa região, a concentração de vapor de água situa-se entre 10 g/kg e 18 g/kg. Na latitude de 5ºS e 39ºW, o teor de vapor oscila entre 12 g/kg e 21 g/kg (açude de Banabiaú).

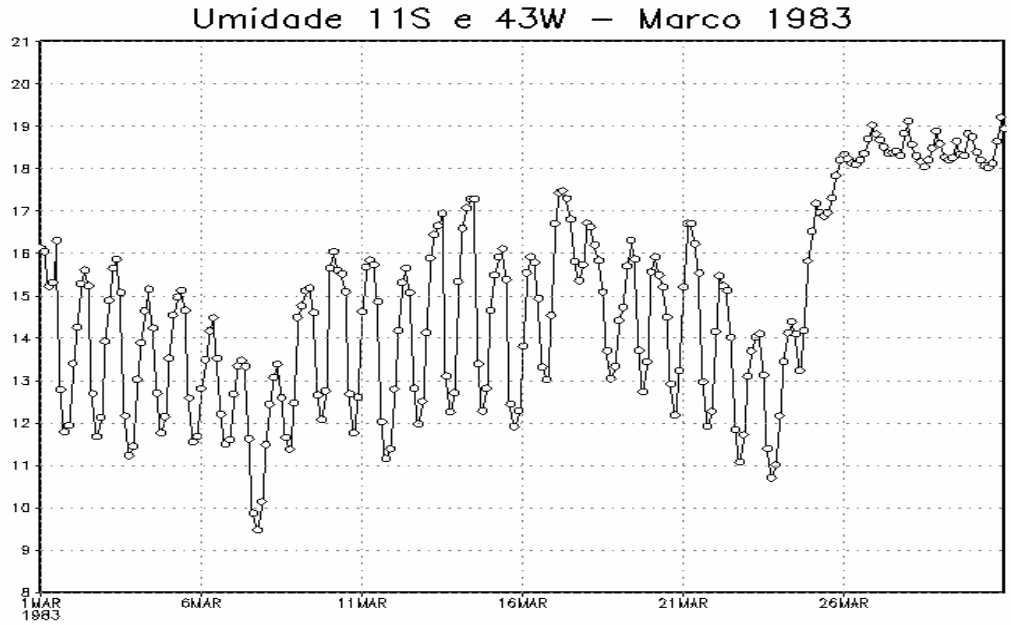


Figura 5.45 – Umidade do ar (g/kg) na latitude de 11ºS e longitude 43ºW para o mês de março de 1983.

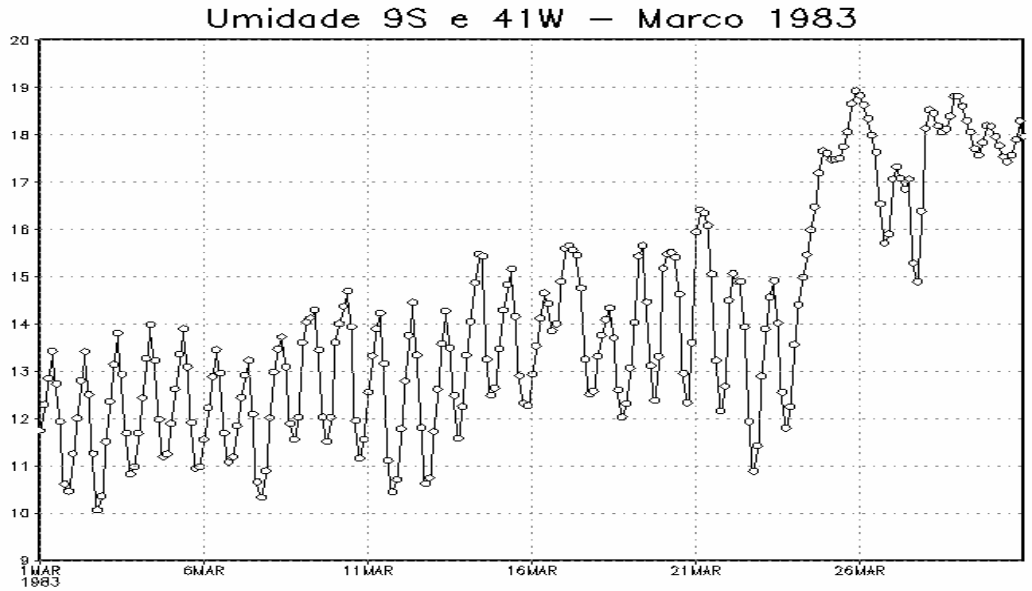


Figura 5.46 – Umidade do ar (g/kg) na latitude de 9ºS e longitude de 41ºW para o mês de março de 1983.

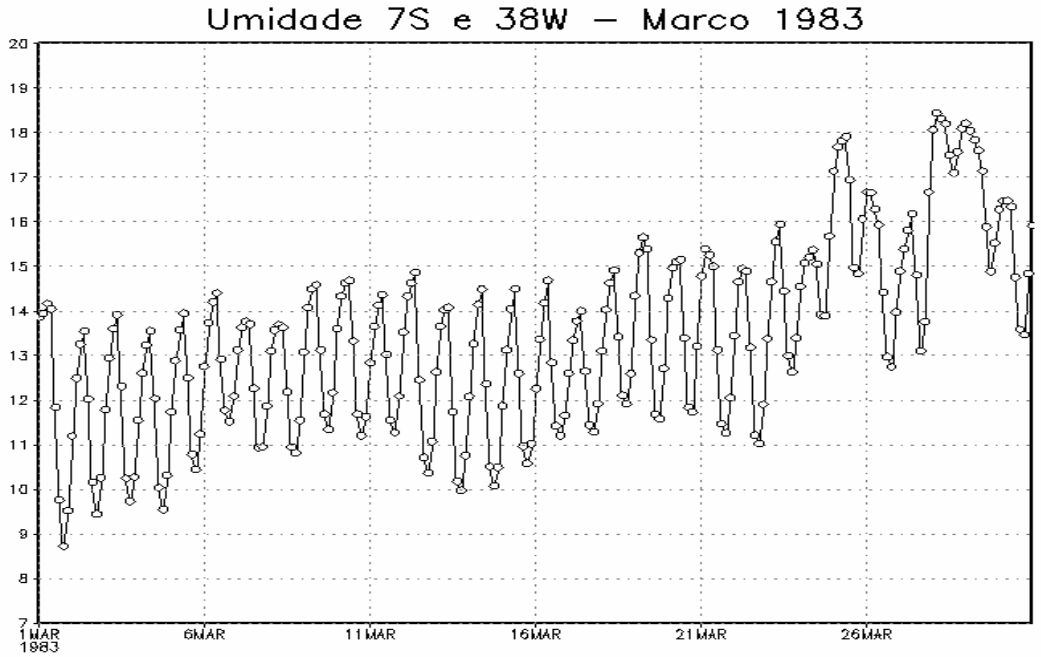


Figura 5.47 – Umidade do ar (g/kg) na latitude de 7ºS e longitude de 38ºW para o mês de março de 1983.

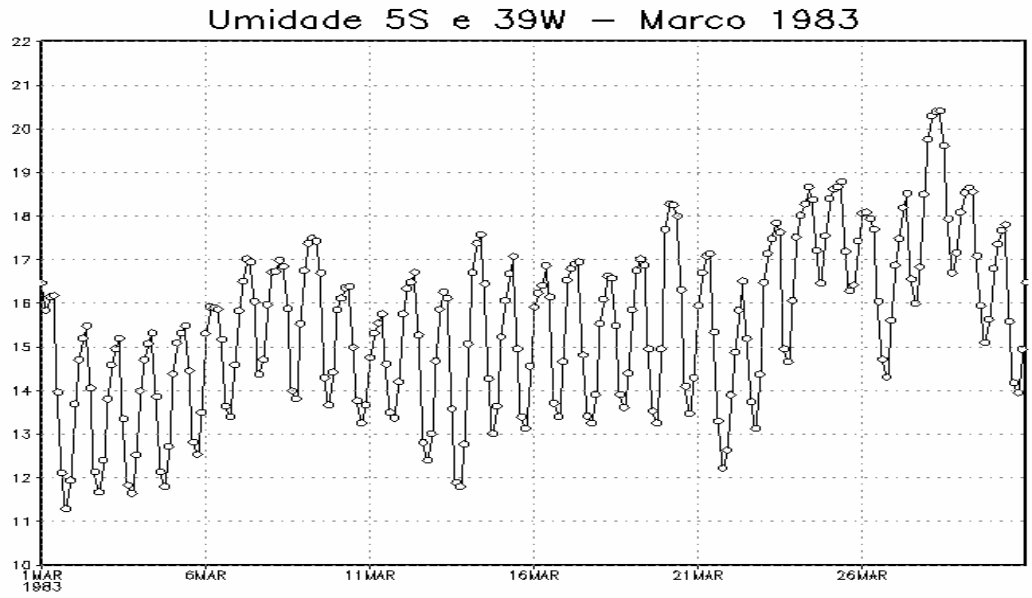
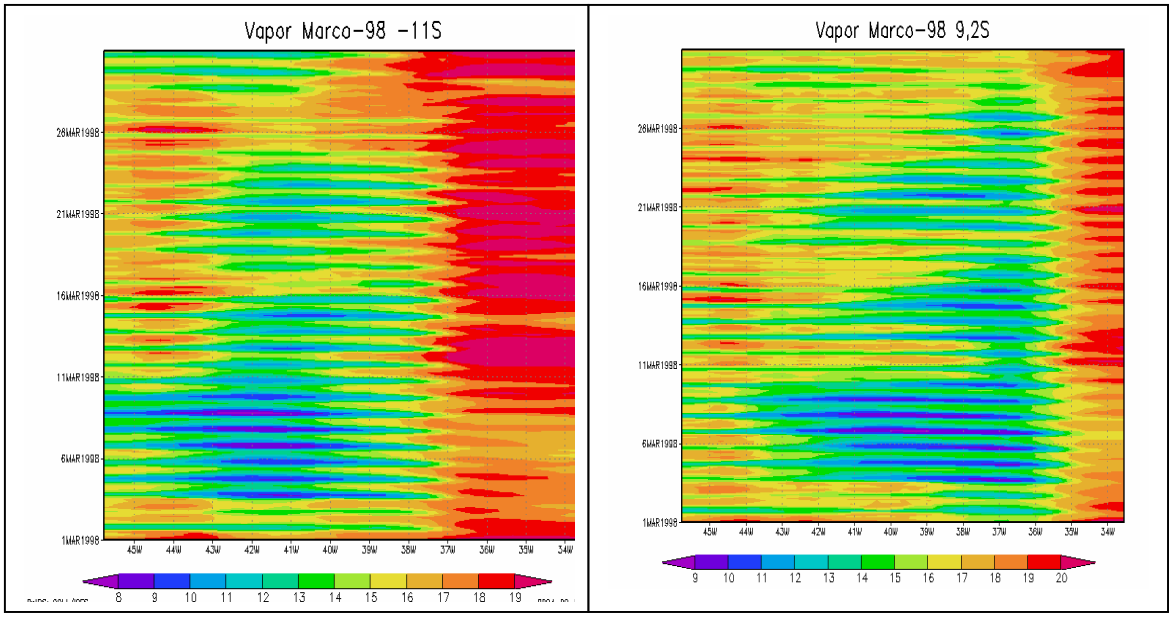


Figura 5.48 – Umidade do ar (g/kg) na latitude de 5ºS e longitude de 39ºW para o mês de março de 1983.

Na Figura 5.49, tem-se a representação do teor de vapor para o episódio El Niño do ano de 1998, durante o mês de março. A região da latitude 11ºS tem uma presença alta de vapor no oceano Atlântico. Novamente, observa-se que, na região de captação de água (9,2ºS), a presença de vapor simulada é menor em época chuvosa. A região do Ceará também sofre de ausência do vapor de água no El Niño. No entanto, na latitude 7ºS, parece haver mais disponibilidade de vapor de água, segundo a simulação conduzida. Pode-se observar ainda que, na latitude 5ºS, potenciais eventos chuvosos isolados foram simulados na faixa de longitude que se estende de 46ºW a 42ºW.

Comparando-se os campos de vapor de água referentes aos meses de março (Figura 5.49) e de abril (Figura 5.50) de 1998, parece não haver diferenças significativas, em termos de vapor de água. Entretanto, observando-se cuidadosamente, para efeito de contraste, percebe-se que, para o mês de março de 1983, latitude de 11ºS (região doadora) (Figura 5.43.a), a concentração de vapor é mais intensa do que no mês de abril de 1983 (Figura 5.44.a), comportamento similar detectado no ano de 1998. Por outro lado, quando se analisa essa concentração nos meses de março e abril para a latitude 5ºS (região receptora), observa-se o contrário, com valores superiores no mês de abril (Figura 5.44.d-1983, Figura 5.50.d-1998), em relação ao mês de março (Figura 5.43.d-1983, Figura 5.49.d-1998), tanto para o ano de 1983 como para o ano de 1998.

Nota-se, portanto, com base nas simulações feitas, que não há carência de vapor de água na atmosfera, tanto na região doadora de águas como na potencial área receptora prevista pelo projeto de transposição de águas do rio São Francisco. Mais ainda, pode-se afirmar que os teores de vapor de água encontrados na atmosfera, para as simulações realizadas, em ambas as regiões, são da mesma ordem de grandeza.



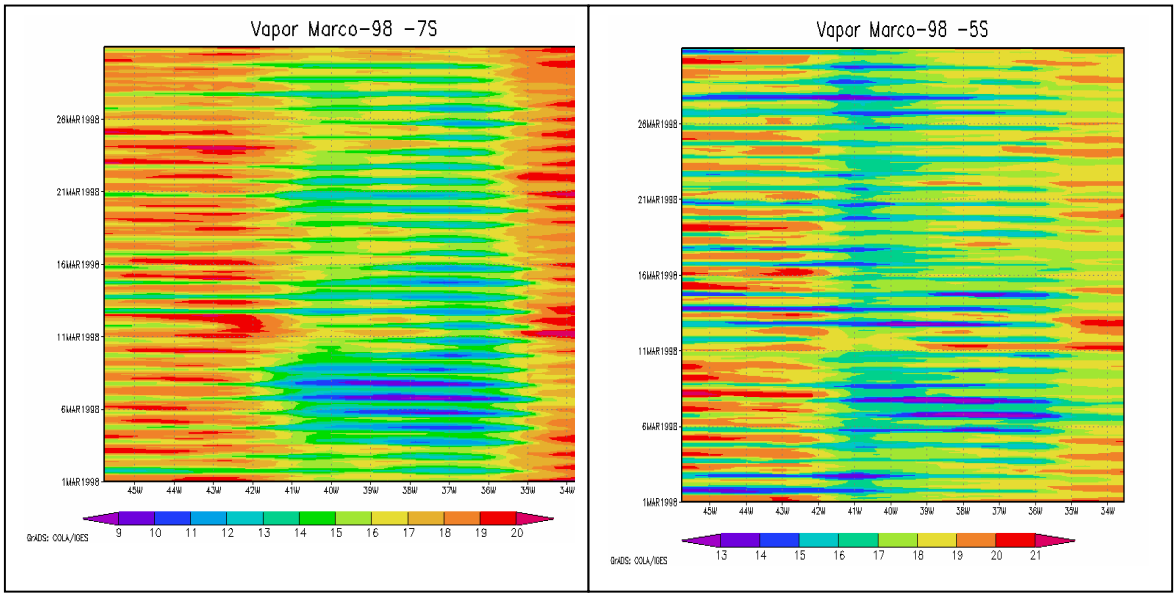
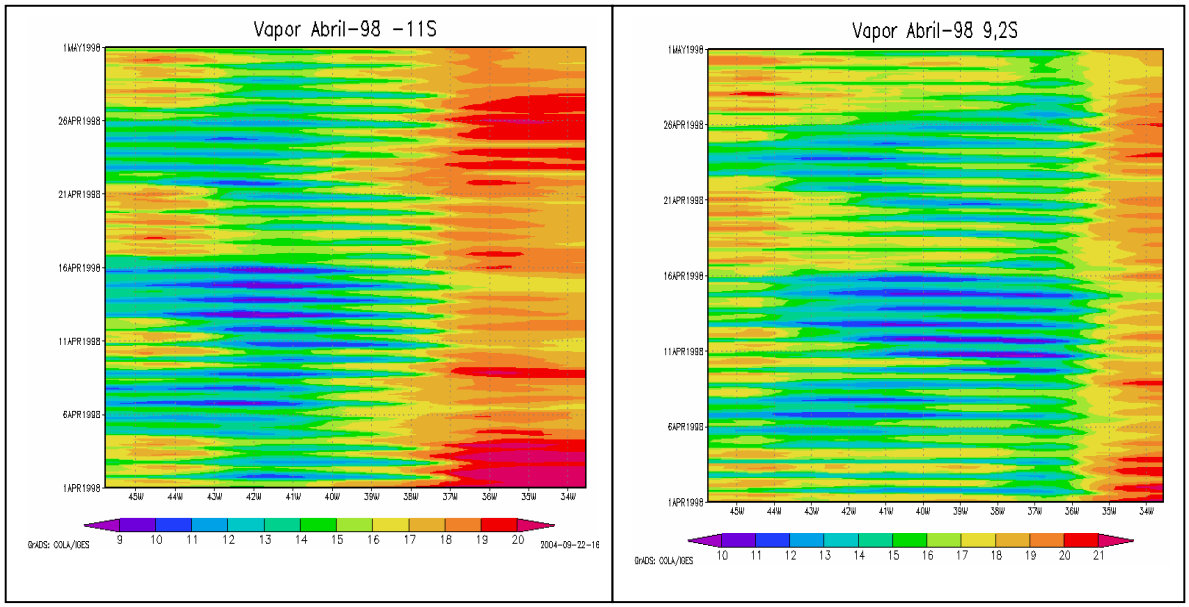
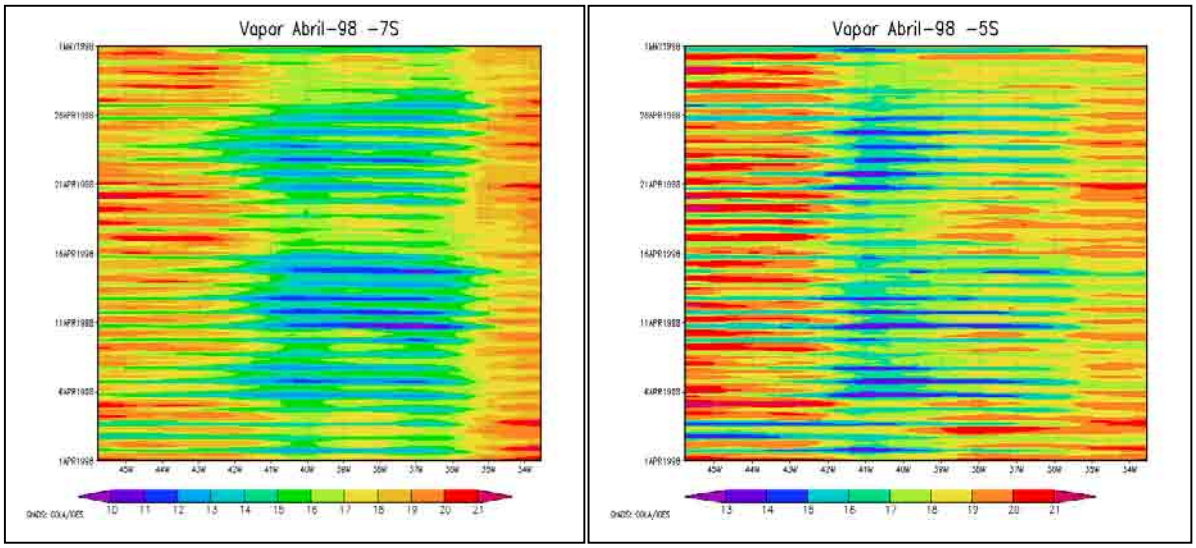


Figura 5.49 – Simulação do vapor de água para o mês de março de 1998 no período de El Niño para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d) 5ºS



(a) (b)



(c) (d)

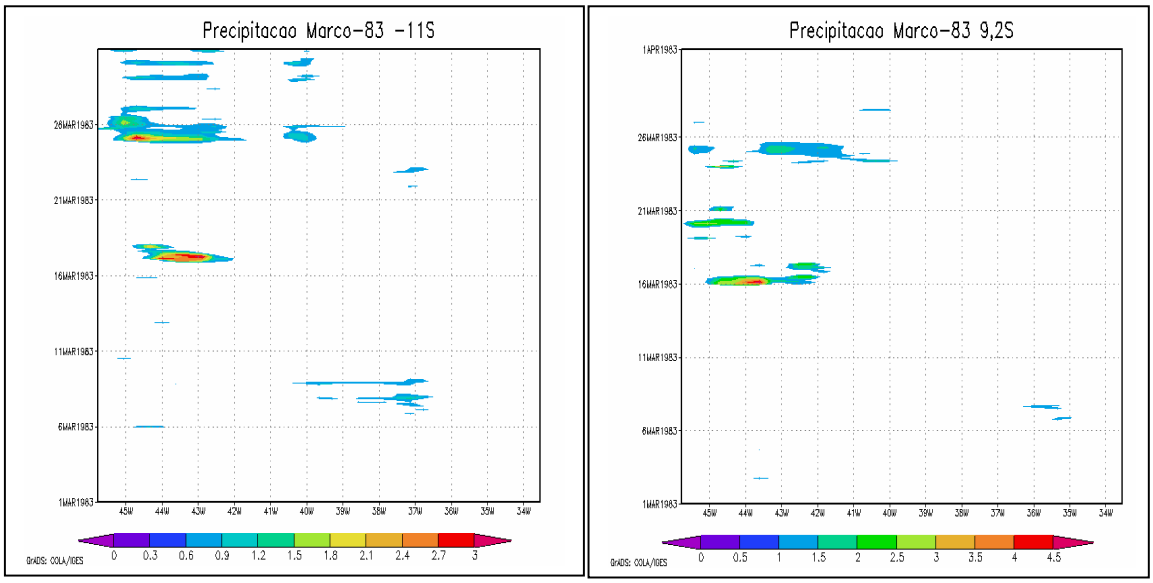
Figura 5.50 – Simulação do vapor de água para o mês de abril de 1998 no período de El Niño para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d) 5ºS

5.3.4 -Precipitação – El Niño

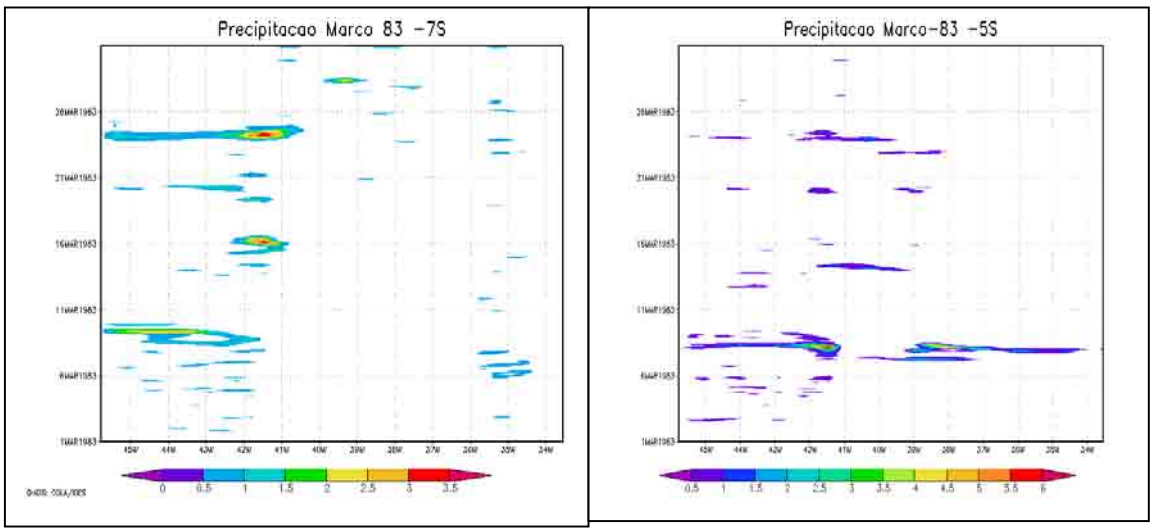
É importante ter um prognóstico qualitativo do comportamento geral do regime pluviométrico no semi-árido do Nordeste do Brasil. O El Niño deixa fortes lembranças em cada passagem. Em 1983, esse fenômeno climático, causado pelo aquecimento das águas do oceano Pacífico, comprometeu 75% da produção na agricultura de vários estados do Nordeste (CPTEC, 2003). Já em 1998, (CPTEC, 2003) relata que o El Niño foi responsável por uma queda de 45% nos índices pluviométricos no Nordeste do Brasil.

Inicialmente, serão apresentados resultados de precipitação (mm) para o ano de 1983, incluindo os meses de março e abril. Posteriormente, aborda-se o ano de 1998.

É interessante observar que em época da presença do fenômeno El Niño, tanto em março de 1983 como em abril de 1983, foram simulados eventos isolados de precipitação. Nos dias 7, 17, 25 e 26 o modelo simulou presença de chuva (Figura 5.51). Vale ressaltar que toda região do Nordeste, independente da localização, sofre por ausência de chuva nos períodos de El Niño. Em outras palavras, as mudanças nos regimes de circulação interferem também na formação de regiões convectivas , áreas propícias para formação de nuvens.



(a) (b)

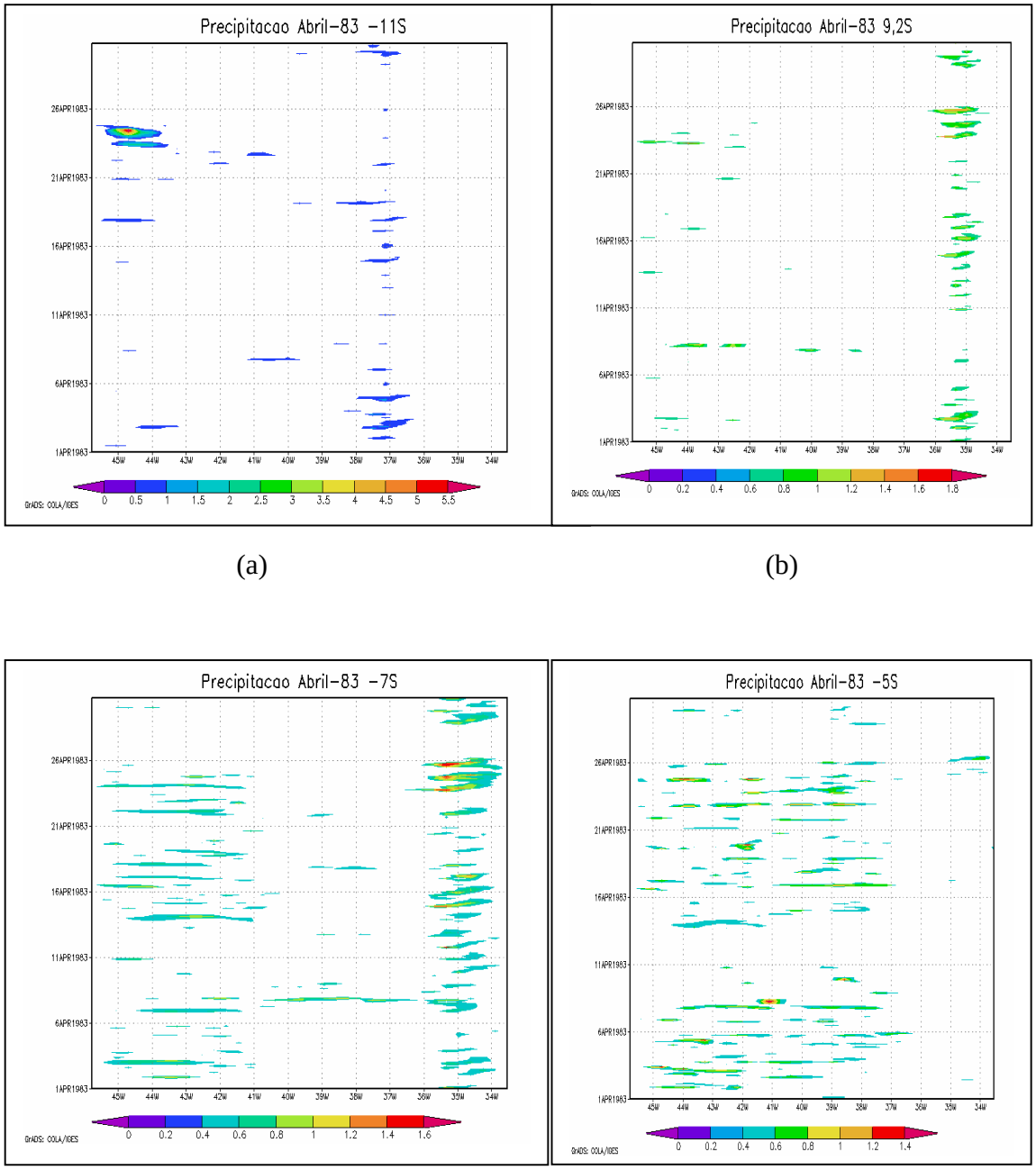


(c) (d)

Figura 5.51 – Simulação da precipitação na superfície para o mês de março de 1983 no período de El Niño para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d) 5ºS.

A simulação do mês de abril do ano de 1983, para a latitude 7ºS, parece ser bem realista, com ocorrências esparsas ao longo do tempo na costa oeste do continente para vários dias do mês. Alguns eventos chuvosos iniciam no dia 24 de março e terminam no dia 26 de março, sendo esse período considerado o de chuvas mais intensas.

É importante observar que a chuva diária simulada pelo modelo, no setor leste, é bastante escassa (Figura 5.52.a e Figura 5.52.b) nas latitudes 11ºS e 9,2ºS. Mesmo assim, existem eventos isolados no setor oeste, eventos esses correspondentes aos períodos com anomalias da temperatura da superfície no oceano Pacífico.

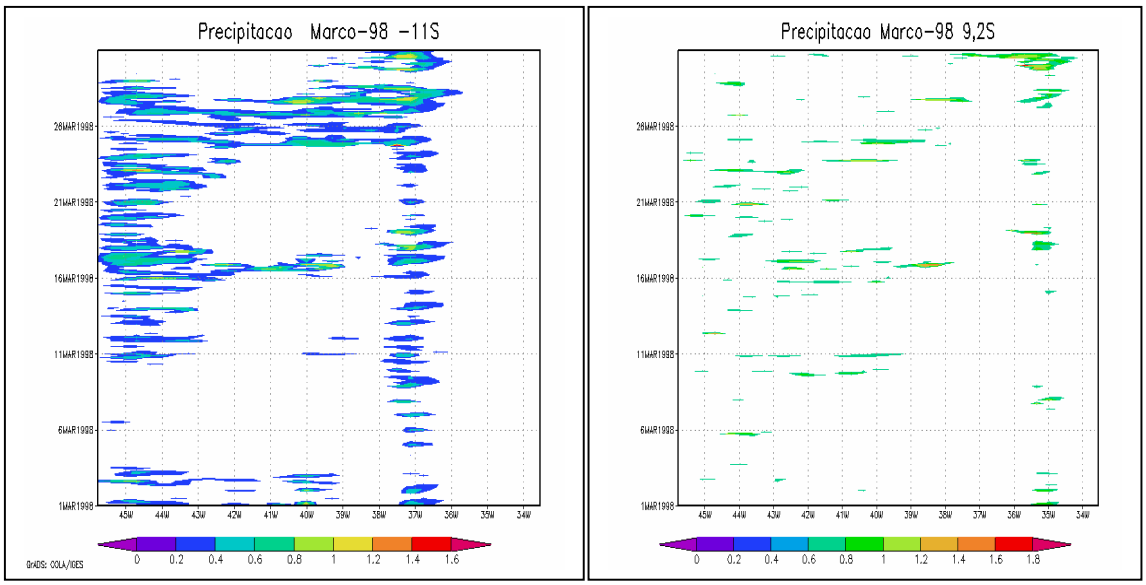


(a) (b)

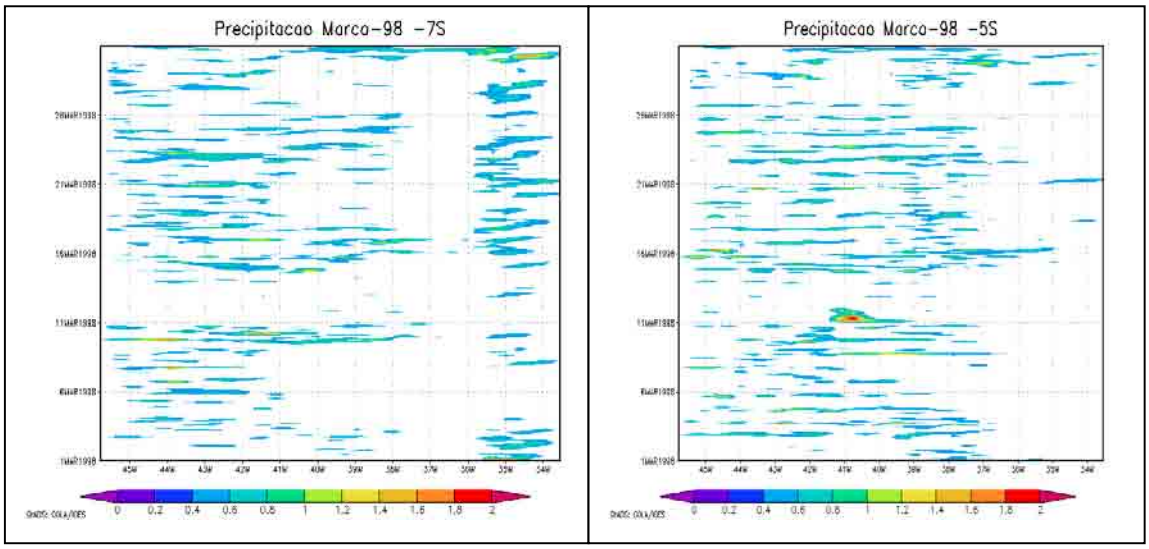
(c) (d)

Figura 5.52 – Simulação da precipitação na superfície para o mês de abril de 1983 no período de El Niño para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d) 5ºS.

Feita essas análises para os meses de março e abril para o ano de 1983 (Figura 5.51 e Figura 5.52), observa-se à simulação da precipitação média para o ano de 1998 (Figuras 5.53 e Figura 5.54).

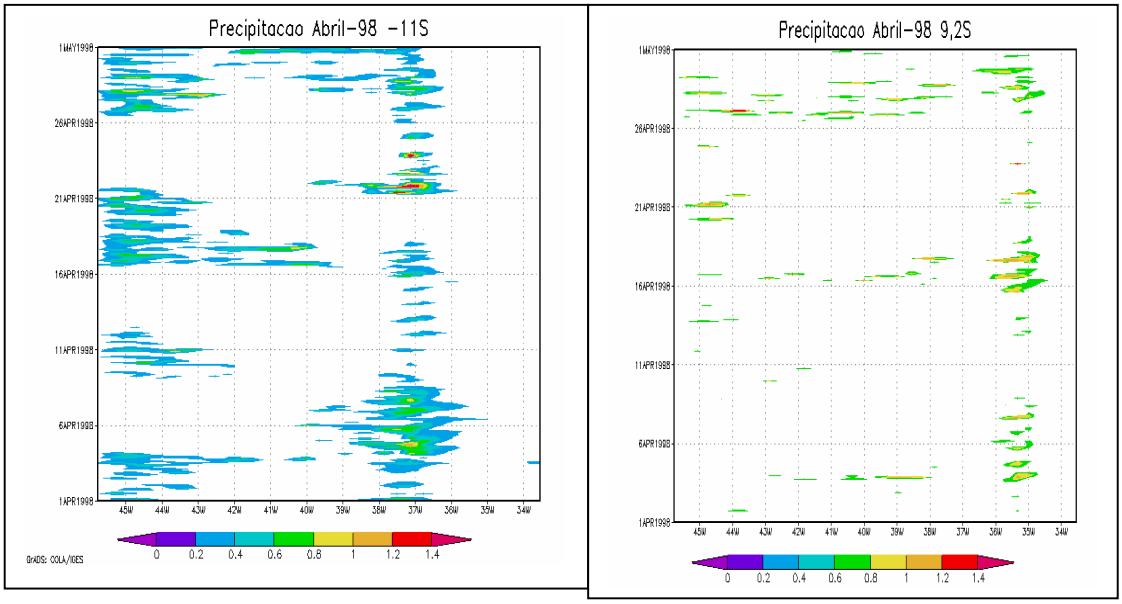


(a) (b)

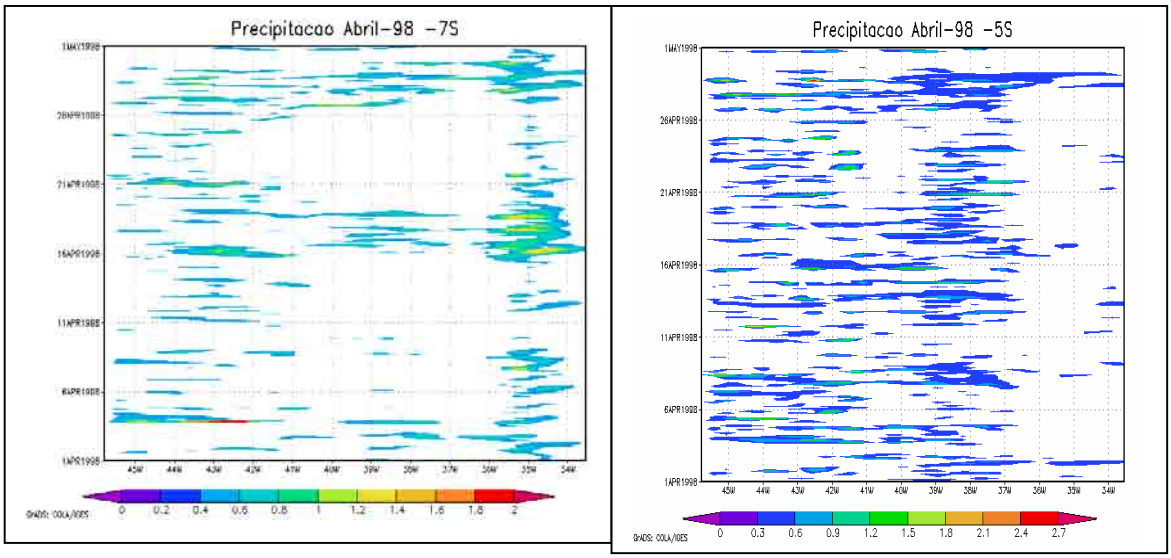


(a) (d)

Figura 5.53 – Simulação da precipitação na superfície para o mês de março de 1998 no período de El Niño para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e d) 5ºS



(a) (b)



(b) (d)

Figura 5.54 – Simulação da precipitação na superfície para o mês de abril de 1998 no período de El Niño para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7º e (d) 5ºS.

Observa-se que, durante o mês de março de 1998, o modelo simulou eventos de chuva praticamente todos os dias na região da bacia do rio São Francisco, embora com uma quantidade considerada pequena de precipitação (Figura 5.53.a) na latitude 11ºS. Já na região da captação de águas (Figura 5.53.b), na latitude de 9,2°S, foram simuladas chuvas isoladas, porém com valores mais altos.

Uma observação importante a ser discutida é que, tanto na latitude 7ºS (Figura 5.53.c), como na latitude 5ºS (Figura 5.53.d), notam-se vários eventos curtos de precipitação. Cabe ressaltar que essas regiões seriam as previstas para receber as águas da transposição.

Analisando-se o evento El Niño para o mês de abril de 1998 (Figura 5.54), observa-se que, na bacia do São Francisco, nas latitudes de 11ºS (Figura 5.54.a) e 9,2ºS (Figura 5.54.b), existem rápidos eventos na costa do nordeste brasileiro. Na região dos estados do Ceará, do Rio Grande do Norte e parte de Pernambuco, foram encontradas várias ocorrências de precipitação diária. Por mais que seja uma quantidade mínima de precipitação, o modelo indica presença de chuva estratiforme a precipitação simulada.

Registre-se que, embora no item 5.3.3 tenha sido simulado presença significativa de vapor de água nas regiões doadora e receptora, a análise dos cenários produzidos de precipitação revelou um quadro de totais precipitados relativamente pequenos, com eventos chuvosos curtos na maior parte do tempo.

5.3.5 – Movimento vertical do vento (m/s) – El Niño

A variabilidade da circulação atmosférica no tempo são determinadas basicamente pelos movimentos de ar. O clima de uma região é resultado de certos tipos de circulação nesse local. O vapor de água, com suas mudanças de fase e conseqüente liberação de calor latente, faz com que se tenham fontes e sorvedouros de energia que precisam ser considerados quando se estudam os movimentos do ar. As montanhas também influenciam bastante os escoamentos atmosféricos. Com esse intuito, é importante analisar o movimento vertical (w) do ar atmosférico. Essa variável meteorológica permite analisar quando a região é favorável à formação de nuvens.

Os cumulusnimbus, popularmente conhecido como CBs, são nuvens escuras de tempestade que se formam no céu, principalmente em dias quentes, antes de uma chuva

forte, acompanhados de ventos fortes, e aparentemente com direção altamente variada. Esse fenômeno está ligado a umidade e ao calor. É importante destacar que, em condições atmosféricas extremamente instáveis, formam-se enormes e densos cúmulos, brancos nos bordos, contudo muitos escuros na base, e que se elevam como torres gigantescas até ao limite superior da troposfera. Crescem a partir de cúmulos grandes, têm a base entre os 500 m e 2 km, e o topo situa-se entre os 3 e 6 km, entretanto nos trópicos o topo é mais elevado.

Em condições instáveis, o ar no interior dessas nuvens é mais quente do que o ar na vizinhança. Assim, as nuvens continuam a crescer devido às fortes correntes ascendentes convectivas no seu interior.

Face ao exposto, as simulações foram feitas em três níveis acima da superfície do solo, 1734 m (preto), 3216 m (vermelho) e 5783 m (azul), centradas na longitude 43°W, para as latitudes de 11ºS, 9 ºS, 7ºS e 5ºS. Todas as simulações foram feitas para março de 1983. Essa escolha foi em função de se ter uma melhor análise da formação das nuvens convectivas.

Pode-se, por exemplo, visualisar o comportamento do movimento vertical do ar para março de 1983 (Figura 5.55). Na Figura (5.55), observa-se que a velocidade vertical, na latitude 11ºS e longitude 40ºW, para uma altitude de 1734 m, possui um comportamento cíclico equilibrado. Numa altitude mais elevada, de 5783m (Figura 5.55), modelo simulou que grande parte dos dias de março foram caracterizados a região por movimentos de subsidência, inibindo a formação de nuvens, com exceção dos dias 17,18,19 e 20 de março.

Na região do sub-médio São Francisco (Figura 5.56), situada na latitude de 9ºS e longitude de 41ºW, destaca-se que, em época de El Niño, o sinal de w (velocidade vertical) é fraco nessas regiões, tanto para 1743m como para 3216m. Observa-se que, em altitudes mais elevadas (Figura 5.55), o modelo simula o movimento vertical negativo. Os dias 17, 18, 25 e 26 foram favoráveis para a precipitação.

Na seqüência, apresentam-se as Figuras 5.57 e 5.58 correspondentes às latitudes de 7ºS e 5ºS, com as longitudes de 40ºW e 39ºW, respectivamente.

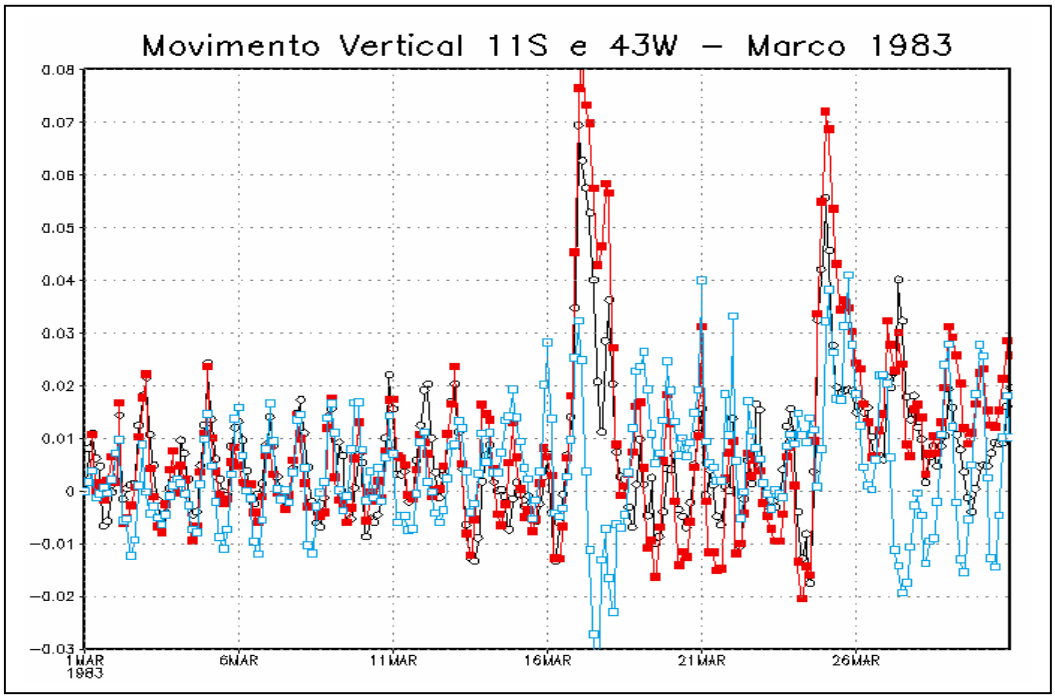


Figura 5.55 – Simulação do movimento vertical para o mês de março, ano de 1983, na latitude de 11ºS e longitude 43ºW, nas seguintes altitudes: (preto) 1734m, (vermelho) 3216m e (azul) 5783m.

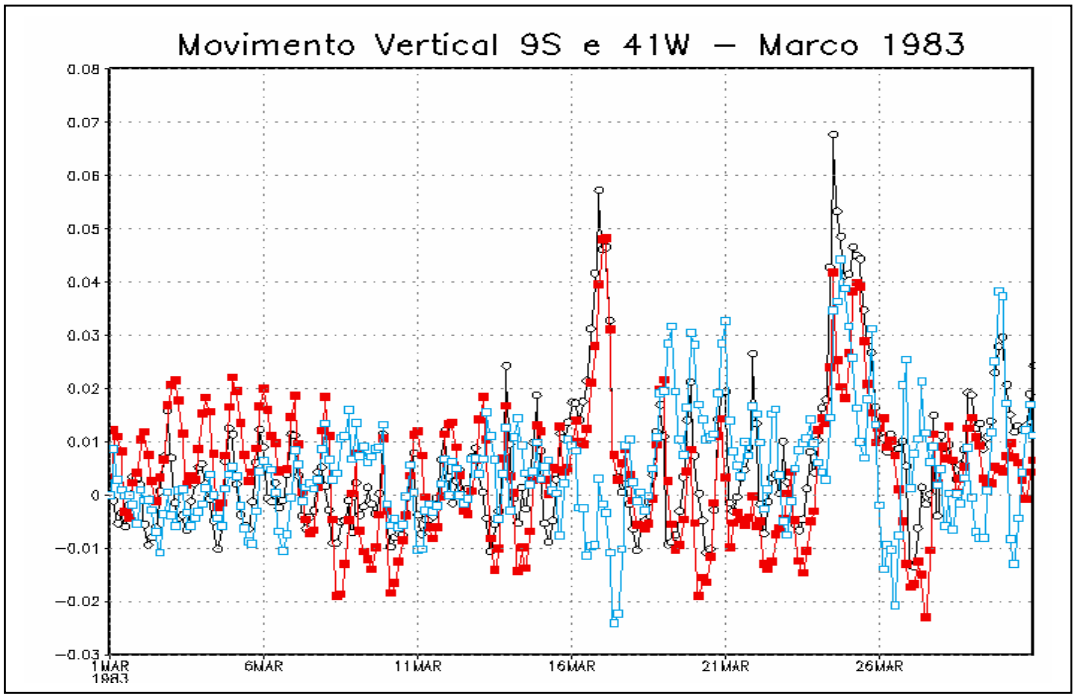


Figura 5.56 – Simulação do movimento vertical para o mês de março, ano de 1983, na latitude de 9ºS e longitude 41ºW, nas seguintes altitudes: (preto) 1734m, (vermelho) 3216m e (azul) 5783m.

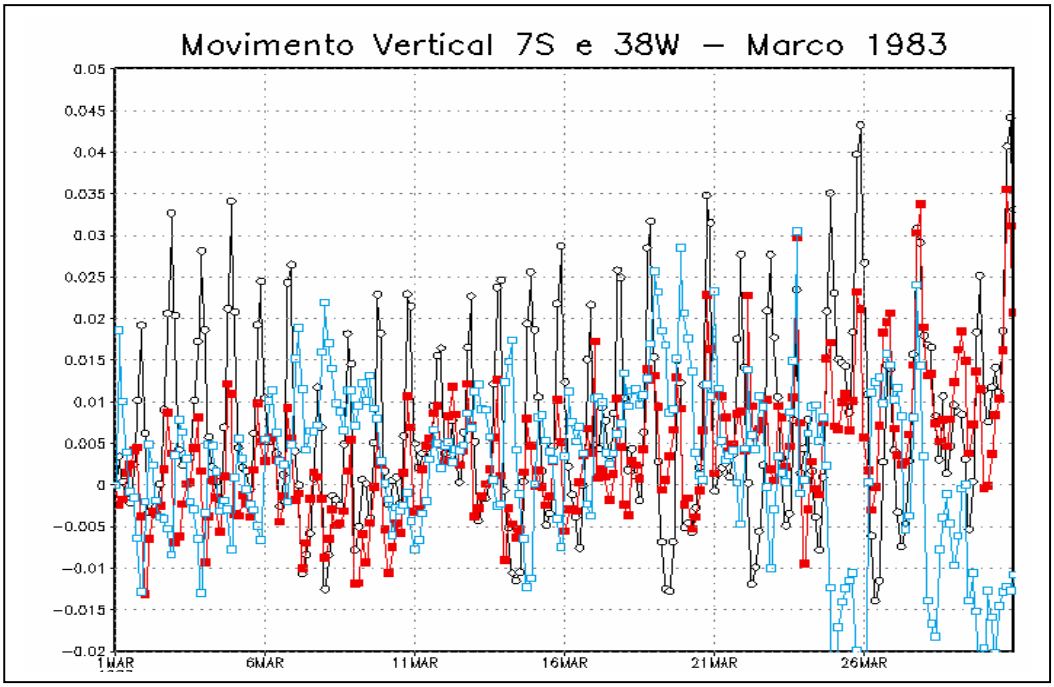


Figura 5.57 – Simulação do movimento vertical para o mês de março, ano de 1983, na latitude de 7ºS e longitude 40ºW, nas seguintes altitudes: (preto) 1734m, (vermelho) 3216m e (azul) 5783m.

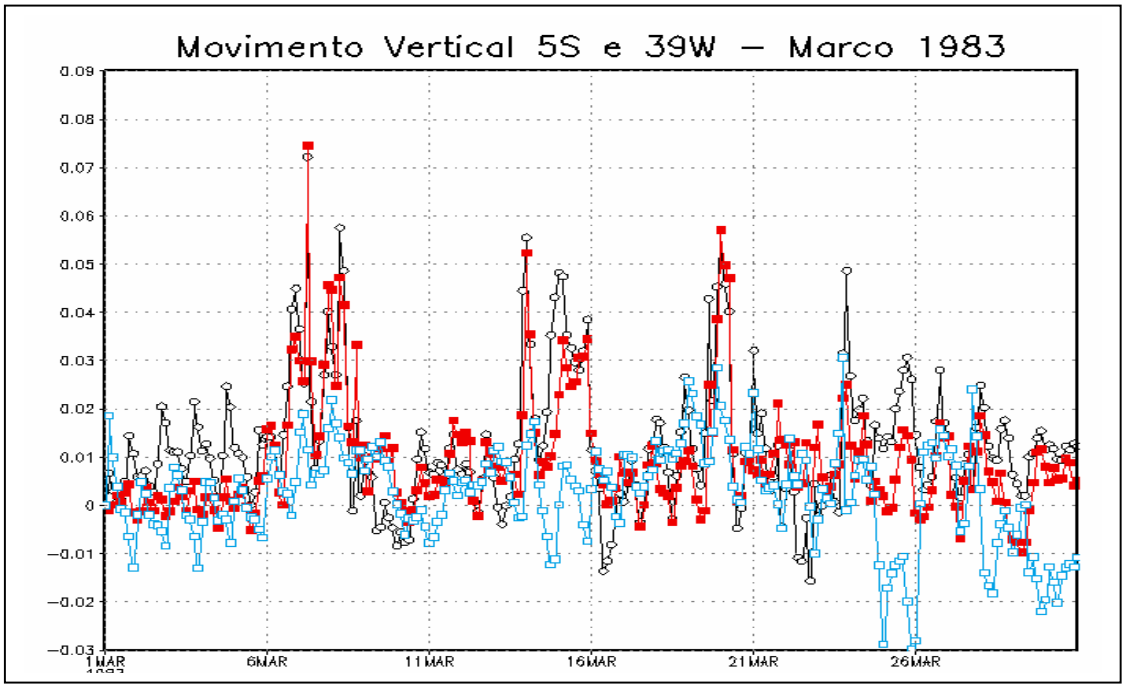


Figura 5.58 – Simulação do movimento vertical para o mês de março, ano de 1983, na latitude de 5ºS e longitude 39ºW, nas seguintes altitudes: (preto) 1734m, (vermelho) 3216m e (azul) 5783m.

É importante ressaltar que, na altitude de 1743 m, na latitude 7ºS, em grande parte do período, registraram-se valores negativos. Este resultado reforça o conceito de que, em época do fenômeno El Niño, a atmosfera do Nordeste apresenta movimentos subsidentes (Figura 5.57). O mesmo comportamento pode ser observado na altitude de 3216m (Figura 5.58). Já para uma altitude maior (5783m), a velocidade vertical apresentou valores positivos na maior parte do mês. Feita essas análises para as latitudes 11ºS (Figura 5.55), 9ºS (Figura 5.56) e 7ºS (Figura 5.57) observam-se às simulações feitas para 5ºS (Figura 5.58).

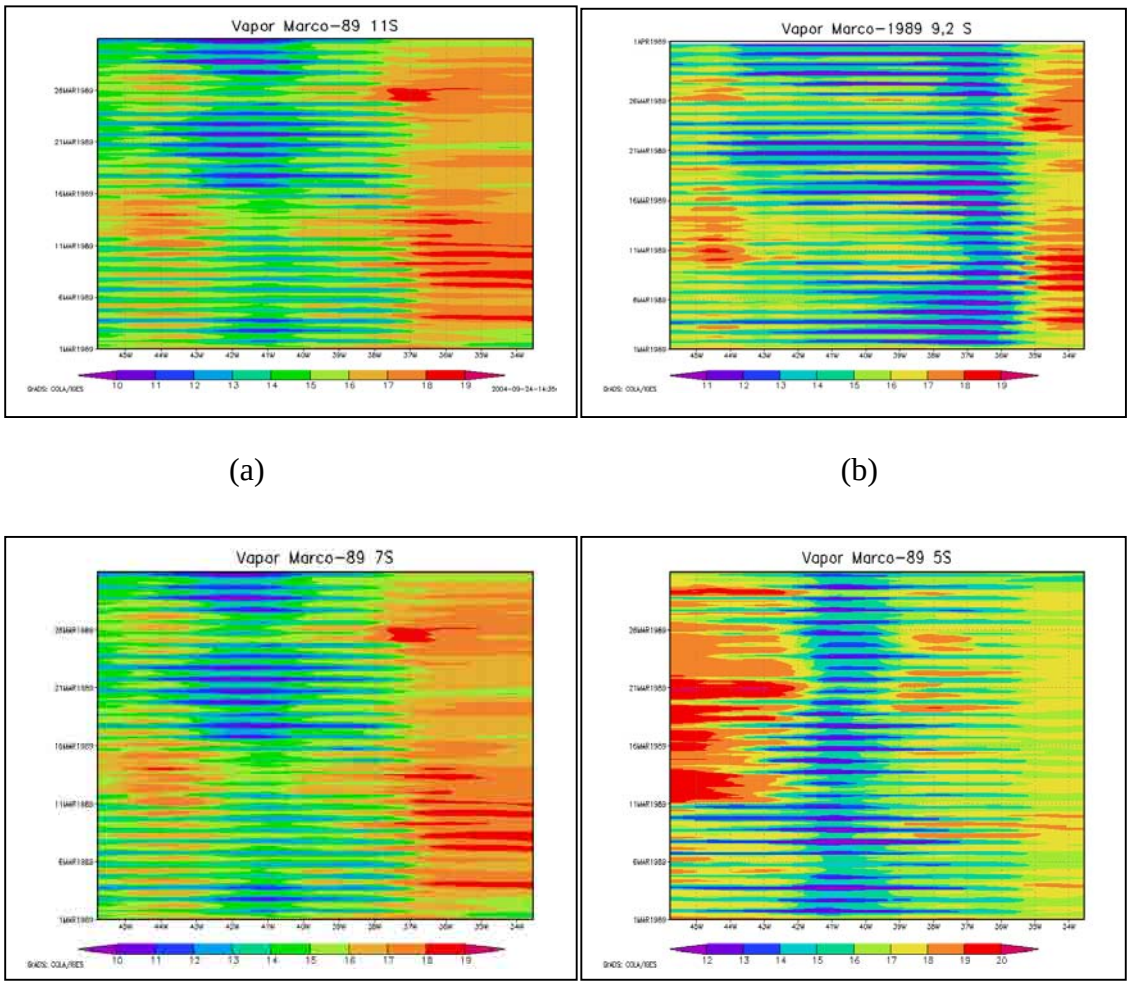
Na altitude de 1743 m (Figura 5.58) registra-se velocidade vertical negativa na maior parte do tempo, denotando a presença de movimento subsidentes, que impedem a formação das nuvens e em conseqüência da precipitação.

Em termos gerais, os resultados simulados revelam que uma razoável explicação para o fato de se ter encontrado teores de vapor de água nos cenários estudados e baixa precipitação reside no comportamento da velocidade vertical do vento. Em especial, no âmbito do objetivo perseguido neste trabalho, pode-se constatar um comportamento distinto no que tange ao movimento vertical entre as regiões potencialmente doadoras de água segundo o projeto de transposição (11ºS – Figura 5.55 e 9ºS – Figura 5.56) em contraste com as partes que seriam as receptoras, situadas nas latitudes de 7ºS (Figura 5.57) e 5ºS (Figura 5.58). Assim, embora ocorram a presença de movimentos subsidentes em ambas as regiões doadora e receptora, a inibição da precipitação é mais pronunciada nas áreas receptoras.

No texto que segue, discute-se a comportamento do vapor de água, precipitação e movimento vertical nos mesmos moldes em que se desenvolveu a discussão para os anos simulados de El Niño.

5.3.6 –Vapor de água – La Niña

As simulações conduzidas para o teor de vapor de água (em g/kg), em épocas de La Niña, seguiram os mesmos procedimentos adotados no período de El Niño. Os anos estudados foram os de 1989 e de 2001, compreendendo os meses de março e abril. Na Figura 5.49, por exemplo, observa-se a concentração de vapor de água simulada na atmosfera no período do fenômeno La Niña no mês de março para o ano de 1989. Observa-se que existe uma maior concentração de vapor na latitude de 11ºS (Figura 5.59 (a) e 7ºS (Figura 5.59 (c)). Esse teor de vapor fica concentrado na área do oceano Atlântico.

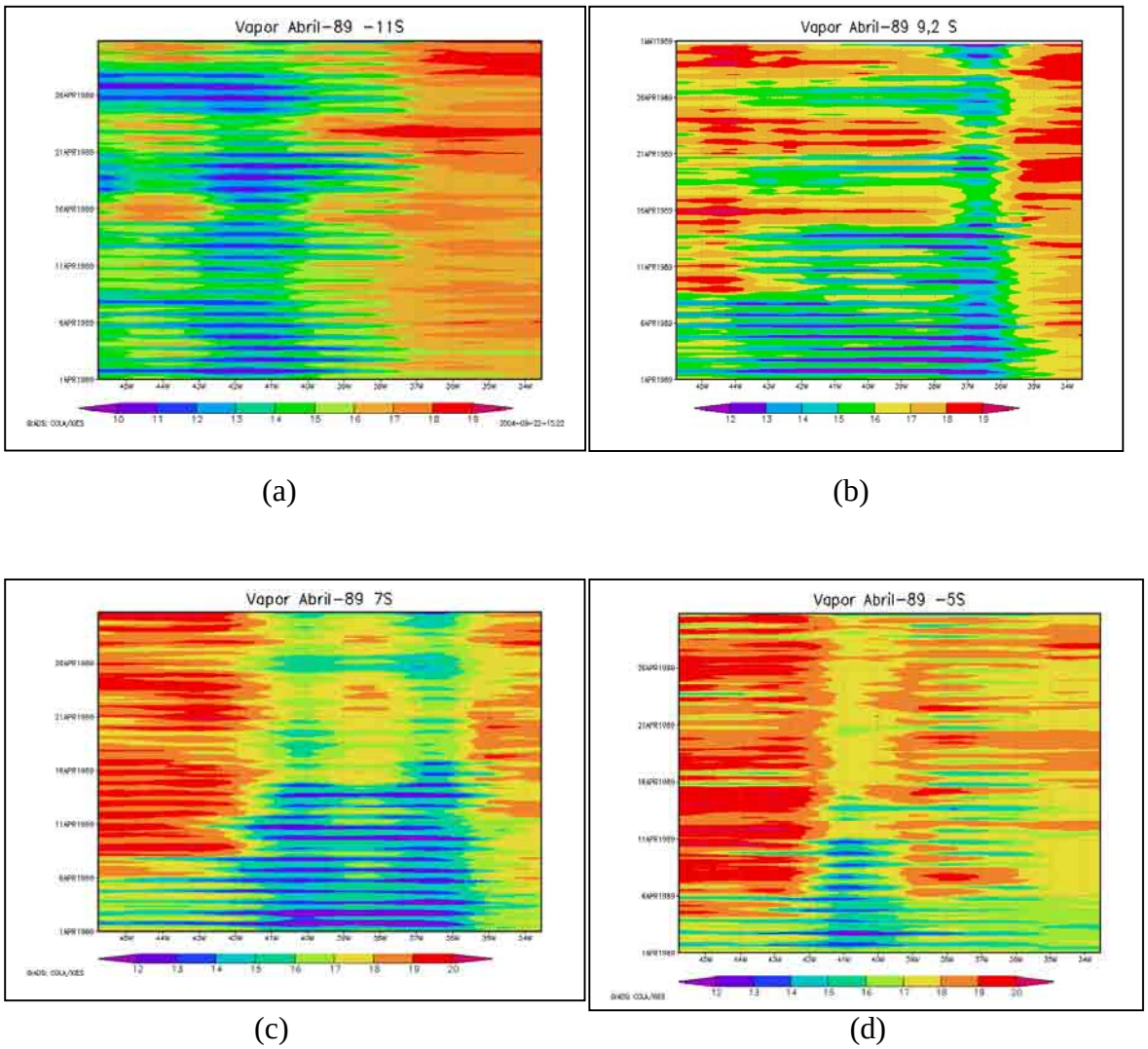


(a) (b)

(c) (d)

Figura 5.59 - Simulação do vapor d' água para o mês de março de 1989 no período de La Niña para as latitudes (a-11ºS, b-9,2ºS, c-7ºS e d-5ºS).

Já para o mês de abril no ano de 1989, na Figura 5.60.a, na latitude de 11ºS, observa-se uma grande quantidade de vapor de água no oceano Atlântico e na costa do continente. Por sua vez, na latitude de 9,2ºS (Figura 5.60b), nota-se que aparece uma concentração maior de vapor do que no mês de março (Figura 5.59b), tanto no oceano Atlântico como no interior do domínio. Outro fato importante a ser ressaltado é que, nas latitudes mais baixas (Figura 5.60.c e Figura 5.60.d), quase toda região tem alta concentração de vapor. Esse fato ocorre devido ao alto índice de precipitação registrado nesse período. Em episódios de La Niña, os estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba, que seriam as regiões receptoras de água, são beneficiadas.

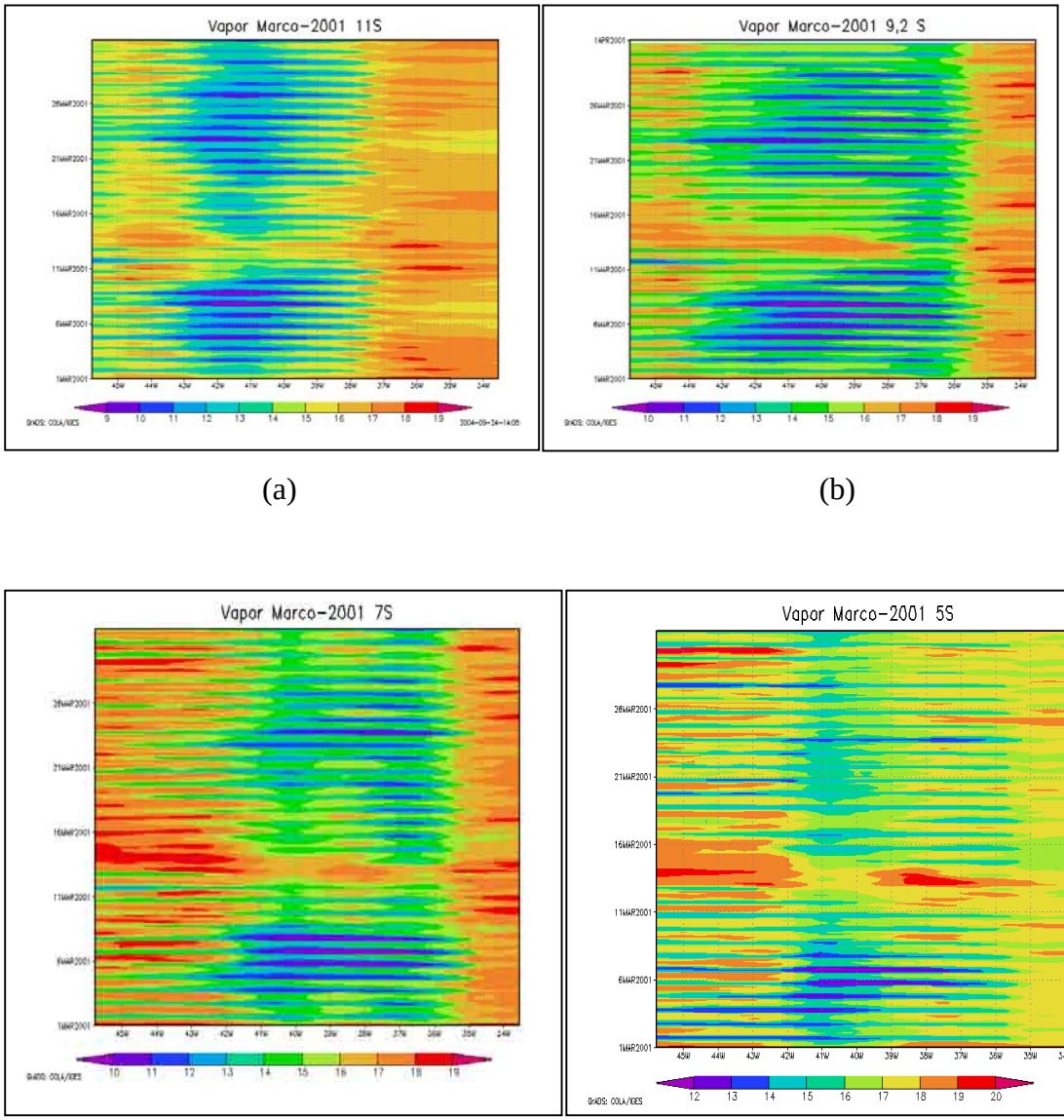


(a) (b)

(c) (d)

Figura 5.60 - Simulação do vapor d' água para o mês de abril de 1989 no período de La Niña para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d)5ºS).

Nas Figuras 5.61 e 5.62, ressalta-se que os cenários simulados nas regiões doadora e receptora indicam disponibilidade de vapor de água. Mais ainda, as simulações indicaram situações bastante favoráveis para as potenciais áreas receptoras nesse quesito.



(a) (b)

(c) (d)

Figura 5.61 - Simulação do vapor d' água para o mês de março de 2001 no período de La Niña para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d) 5ºS

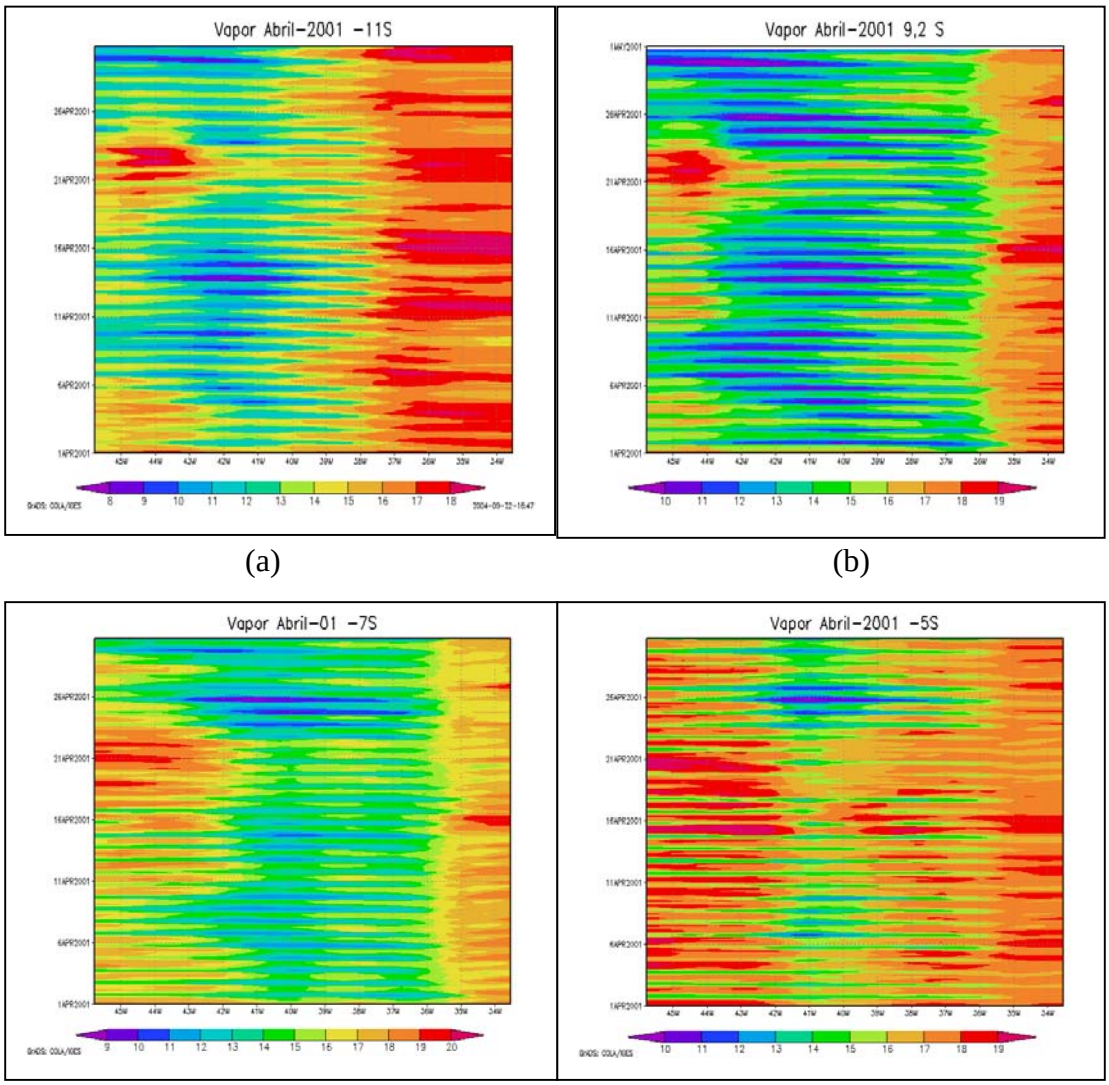


Figura 5.62 - Simulação do vapor d' água para o mês de abril de 2001 no período de La Niña para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d) 5ºS.

Uma característica marcante observada no nordeste se trata de que a diferença de vapor entre anos chuvosos e secos não é muito significativa, ou seja, nos anos de secos algo impede o vapor a virar chuva.

Foi analisada a concentração de vapor de água para as seguintes latitudes e longitudes: 11ºS e 43ºW (região doadora); 9ºS e 41ºW (região doadora); 7ºS e 38ºW (região receptora); 5ºS e 39ºW (região receptora). As regiões doadoras (Figura 5.63 e Figura 5.64) tiveram o mesmo comportamento, ou seja, a umidade do ar variou entre 10 g/kg até 17 g/kg. Por outro lado, as regiões receptoras apresentaram comportamentos distintos. Enquanto na região de 7ºS e 38ºW (Figura 5.65) houve comportamento similar às regiões doadoras, a região de 5ºS e 39ºW (Figura 5.66) apresentou uma umidade que oscilou entre 12 g/kg até 19g/kg.

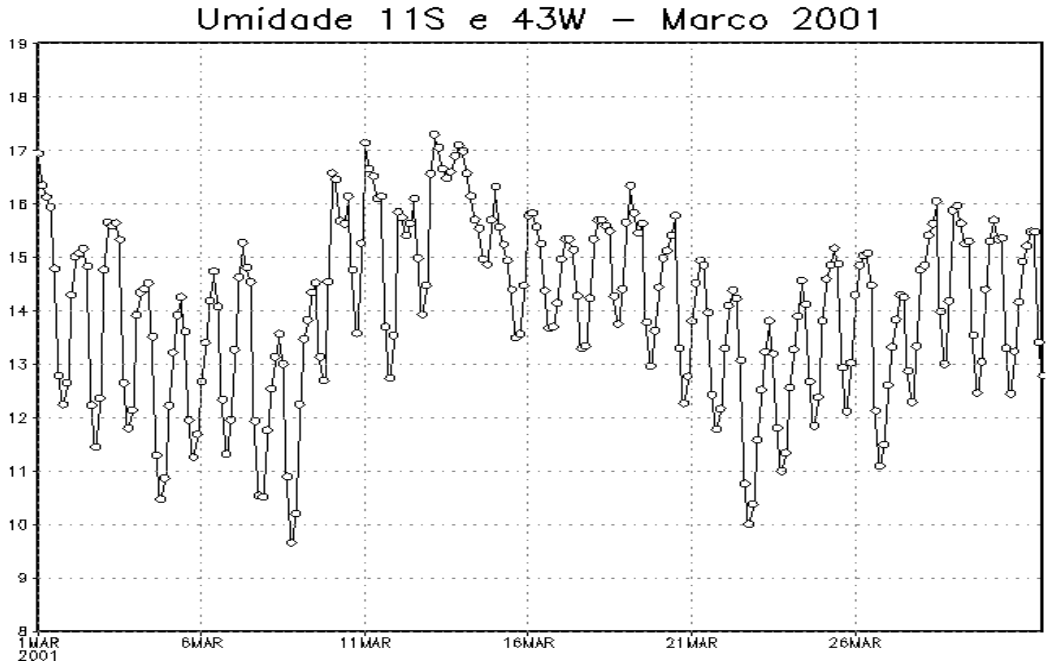


Figura 5.63– Umidade do ar (g/kg) na latitude de 11ºS e longitude 43ºW para o mês de março de 2001.

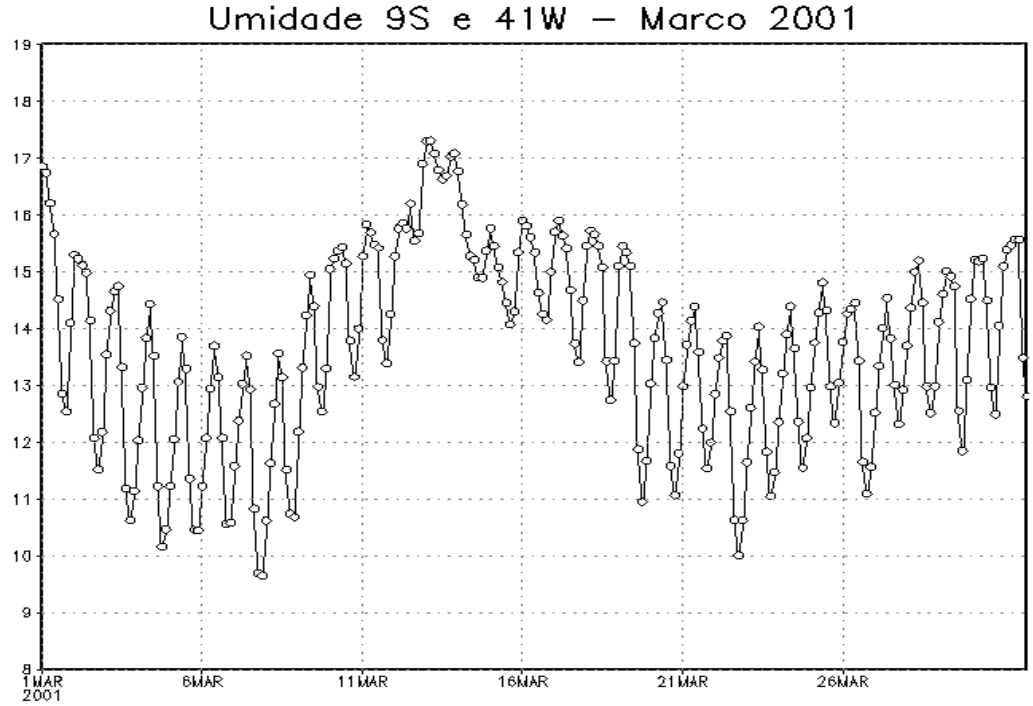


Figura 5.64 – Umidade do ar (g/kg) na latitude de 9ºS e longitude 41ºW para o mês de março de 2001.

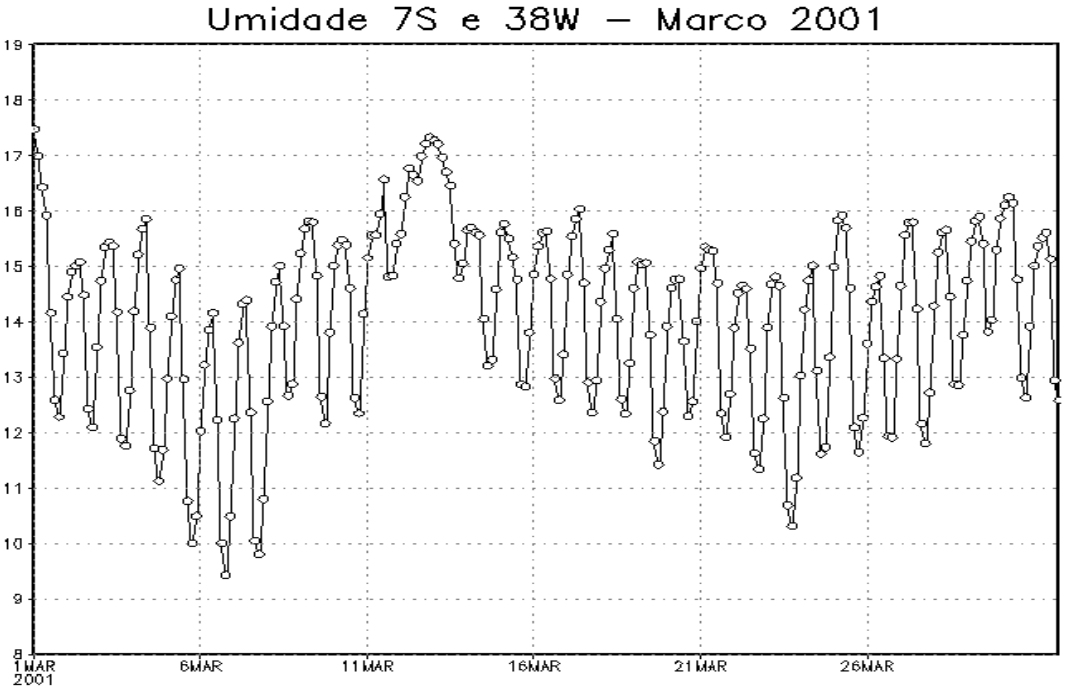


Figura 5.65 – Umidade do ar (g/kg) na latitude de 7ºS e longitude 38ºW para o mês de março de 2001.

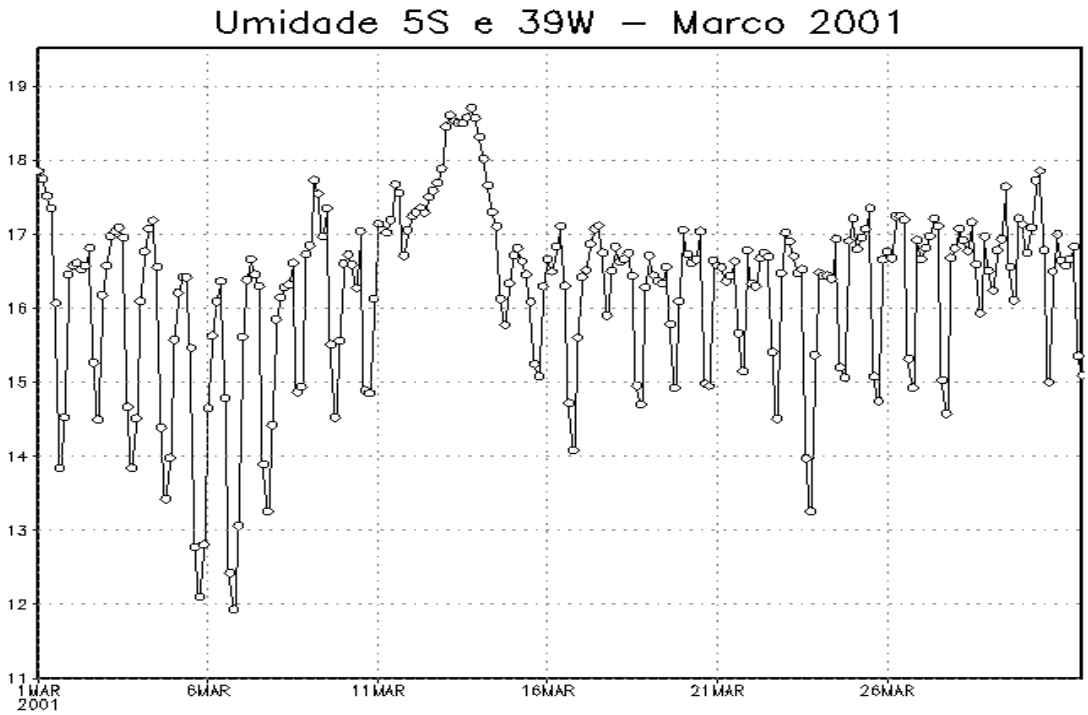
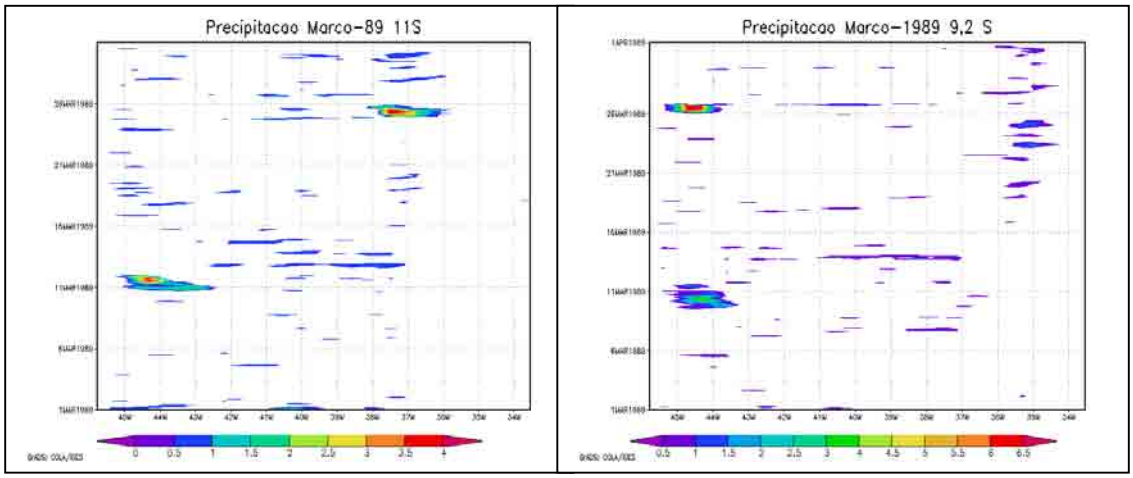


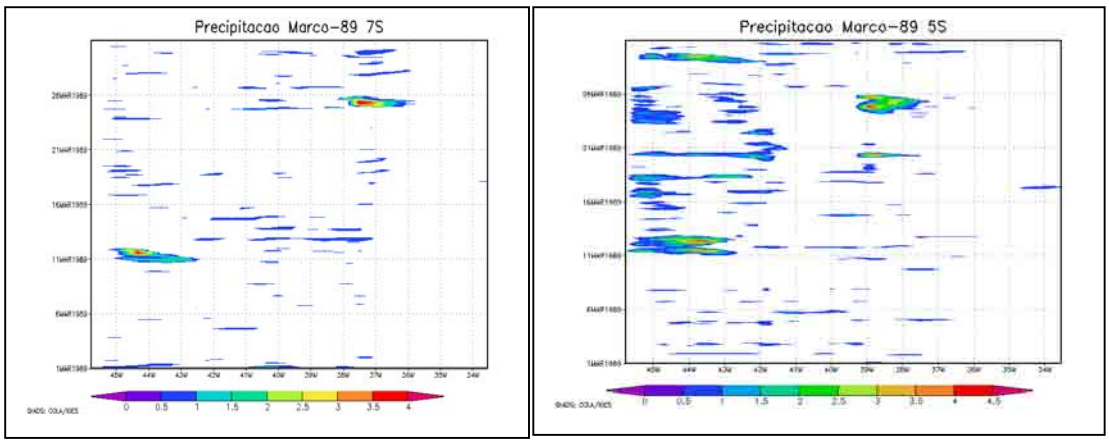
Figura 5.66 – Umidade do ar (g/kg) na latitude de 5ºS e longitude 39ºW para o mês de março de 2001.

5.3.7 – Precipitação – La Niña

São discutidos, a seguir, os campos mensais de precipitação (em mm) correspondendo aos meses de março (Figura 5.67) e abril (Figura 5.68), para os anos de 1989 e 2001. Essas simulações possibilitam um diagnóstico do comportamento geral do regime pluviométrico na região do nordeste brasileiro. Um aspecto que chama a atenção é que na simulação o modelo consegue distinguir as épocas climáticas diferentes.



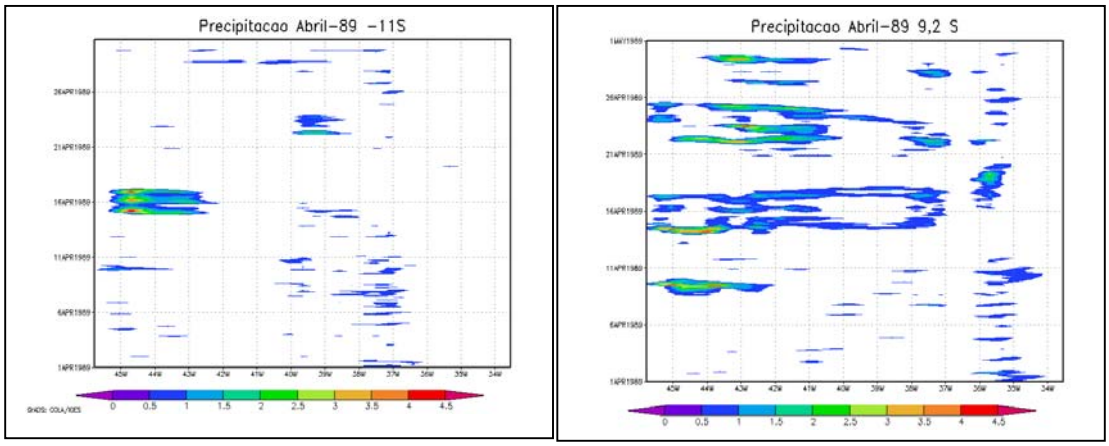
(a) (b)



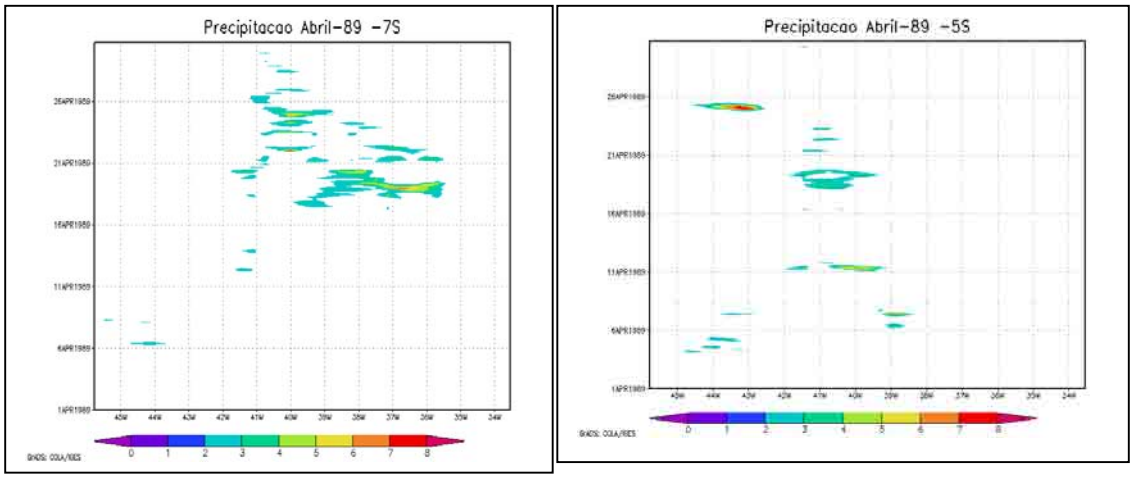
(c) (d)

Figura 5.67 – Simulação da precipitação acumulada na superfície para o mês de março de 1989 no período de La Niña para as latitudes (a-11ºS, b-9,2ºS, c-7ºS e d-5ºS)

Na Figura 5.68.b, por exemplo, nota-se que a precipitação acumulada na superfície para o mês de abril ficou acima da média na latitude de 9,2ºS. Ressalta-se que, na latitude de 7ºS, houve pancadas isoladas com maiores intensidades do que na época de El Niño.



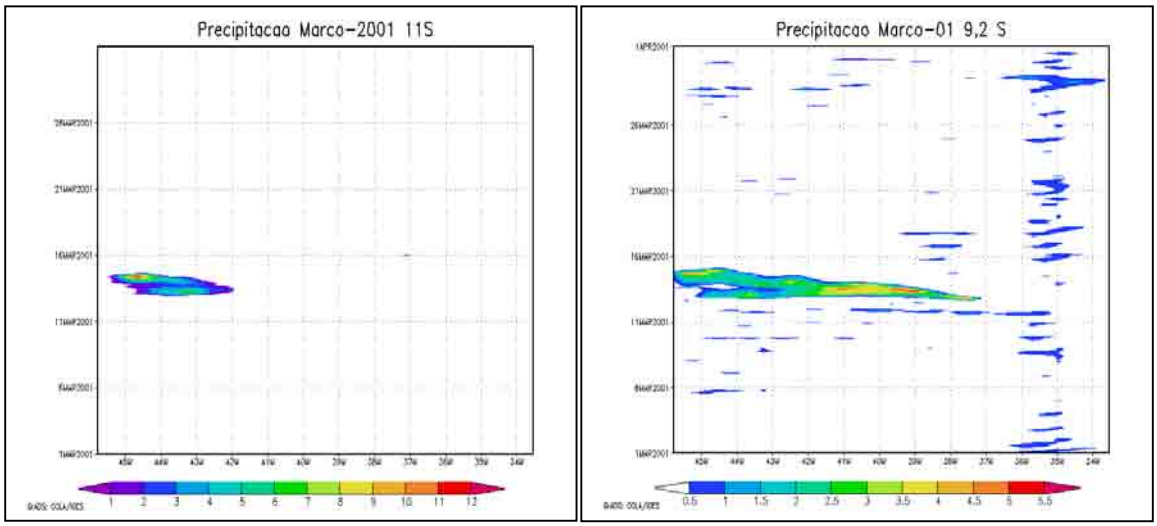
(a) (b)



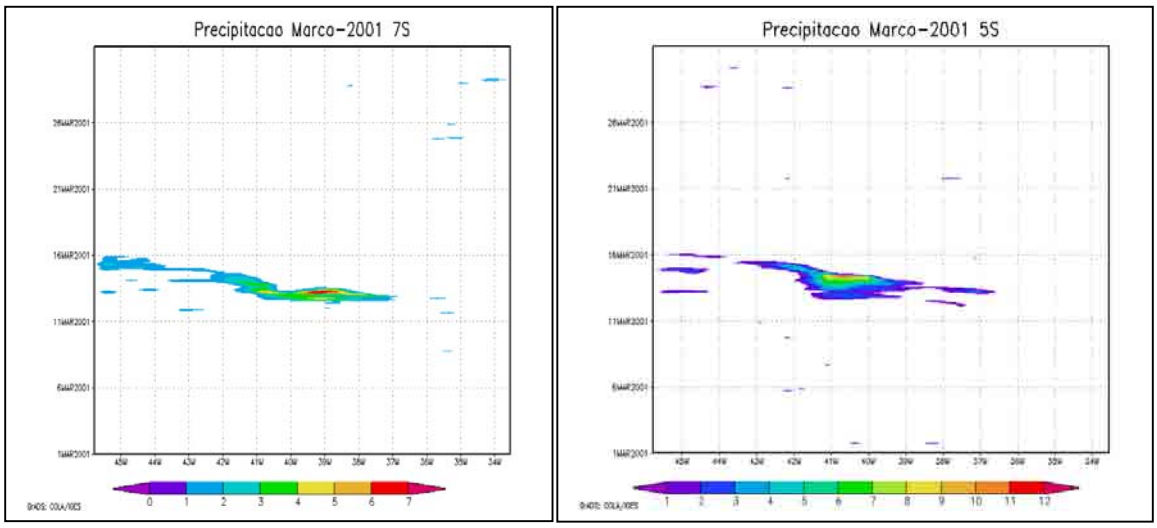
(c) (d)

Figura 5.68 – Simulação da precipitação acumulada na superfície para o mês de abril 1989 no período de La Niña para as latitudes (a-11ºS, b-9,2ºS, c-7ºS e d-5ºS)

Nas Figuras 5.69 e 5.70, visualizam-se os cenários simulados para o ano de 2001. Observa-se, para o mês de março de 2001, latitude de 9,2ºS (Figura 5.69.b), chuvas isoladas diárias. Apesar de já ser considerado uma época chuvosa, verifica-se que todas as regiões analisadas (Figura 5.69) apresentaram um período extremamente seco, apesar dos eventos diários terem atingido valores maiores do que em março de 1983, ano de El Niño.



(a) (b)



(c) (d)

Figura 5.69 – Simulação da precipitação acumulada na superfície para o mês de março de 2001 no período de La Niña para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d)5ºS

A Título de ilustração o processo de validação do campo de precipitação simulada pelo modelo RAMS, empregou-se os seguintes postos: Fazenda Coqueiro (1244019), Ibo (839031): Santa Maria da Boa Vista (839035) e Penedo (1036005).

Os dados diários do mês de março de 2001 dos supracitados postos pluviométricos foram comparados com os valores de precipitação simuladas pelo modelo RAMS nas coordenadas geográficas correspondentes 12ºS e 44ºW, 8ºS e 39ºW, 8ºS e 39ºW, 10ºS e 39ºW. Observa-se, em geral, o bom grau de aderência entre as séries simuladas pelo modelo RAMS com os dados observados pelos postos pluviométricos. Além disso, nota-se que o modelo, tende neste caso, produzir valores de precipitação inferiores aos observados.

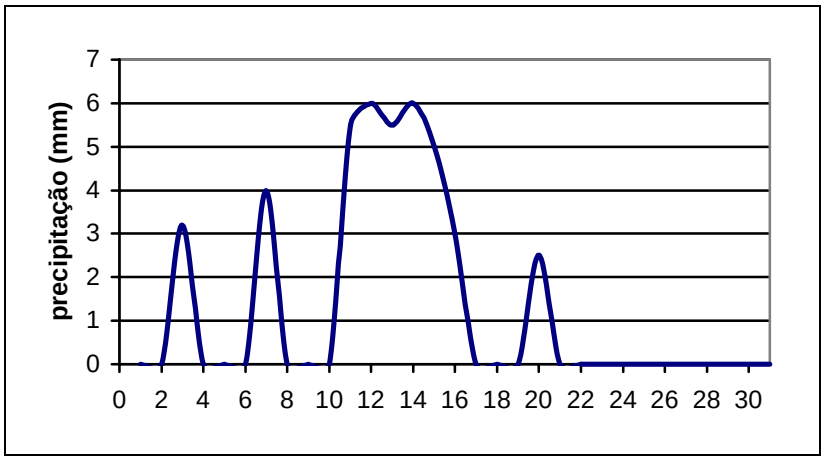


Figura 5.70 – Precipitação (mm) do posto pluviométrico Fazenda Coqueiro (1244019) para o mês de março de 2001.

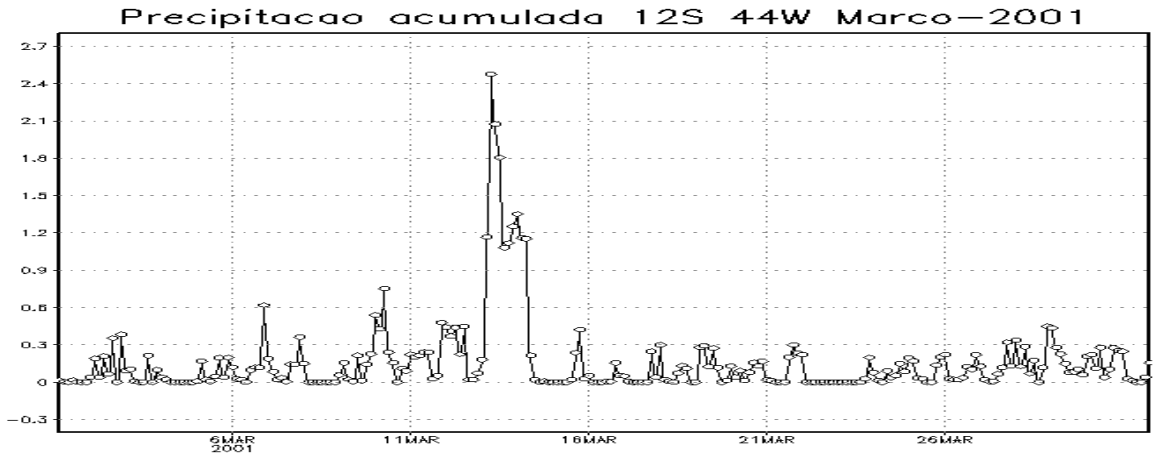


Figura 5.71 - Precipitação simulada acumulada (mm/h) para o mês de março de 2001 (12ºS e 44ºW)

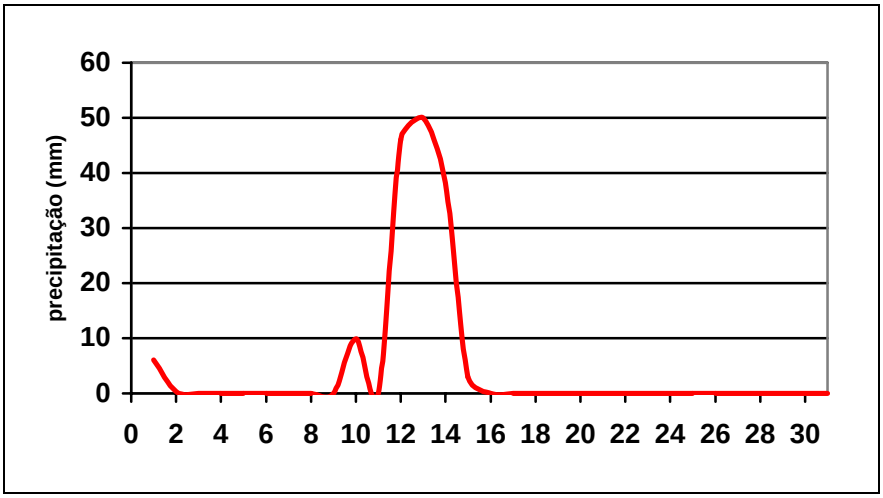


Figura 5.72 – Precipitação (mm) do posto pluviométrico Ibo (839031)

para o mês de março de 2001.

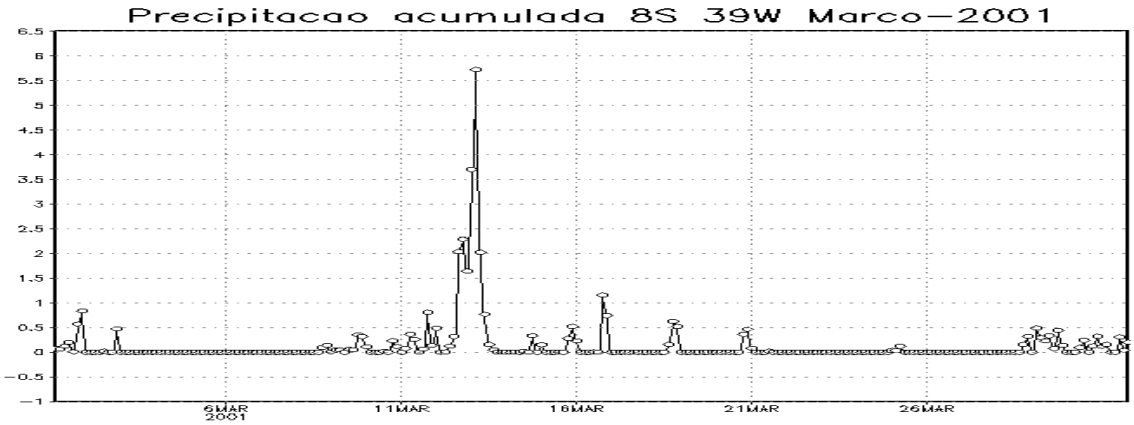


Figura 5.73 - Precipitação simulada acumulada (mm/h) para o mês de março de 2001 (8ºS e 39ºW).

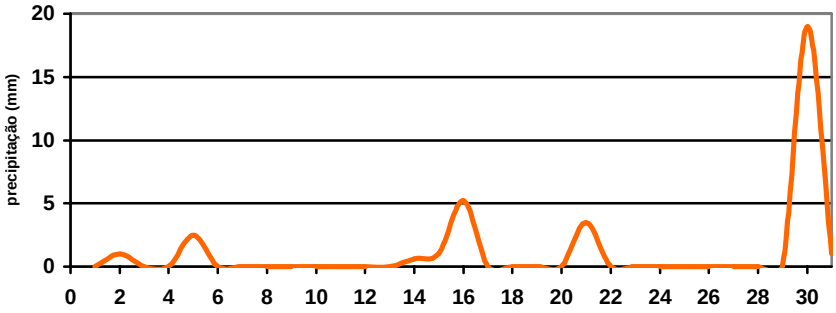


Figura 5.74 – Precipitação (mm) do posto pluviométrico Penedo (1036005) para o mês de março de 2001.

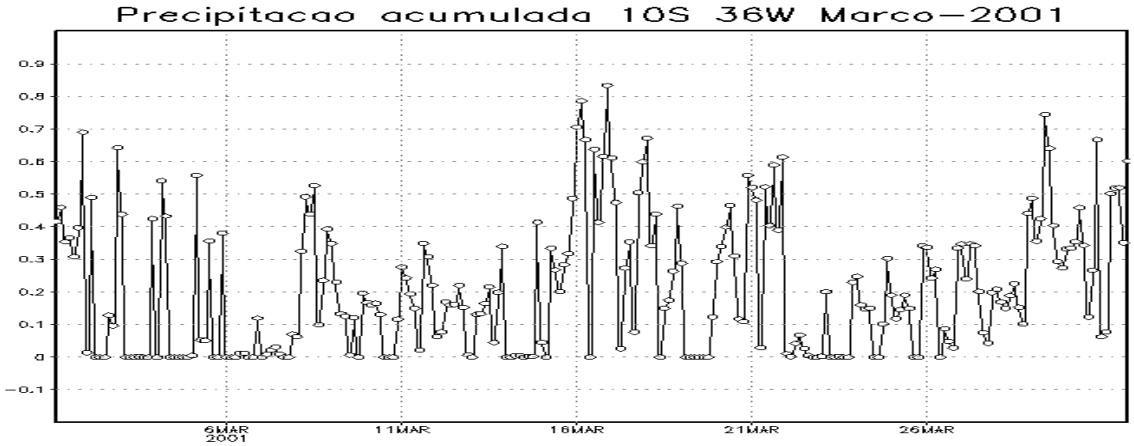


Figura 5.75 - Precipitação simulada acumulada (mm/h) para o mês de março de 2001 (10ºS e 396W).

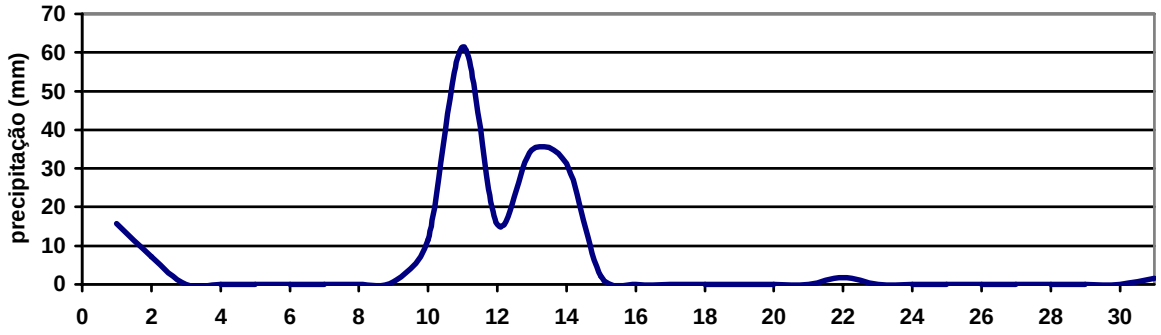


Figura 5.76 – Precipitação (mm) do posto pluviométrico Santa Maria da Boa Vista (839035) para o mês de março de 2001.

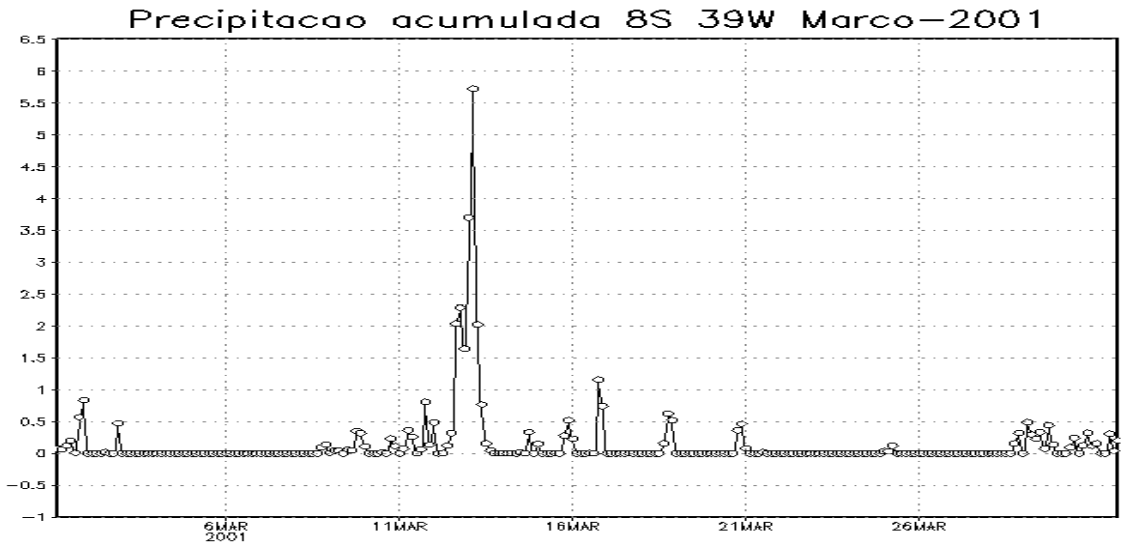
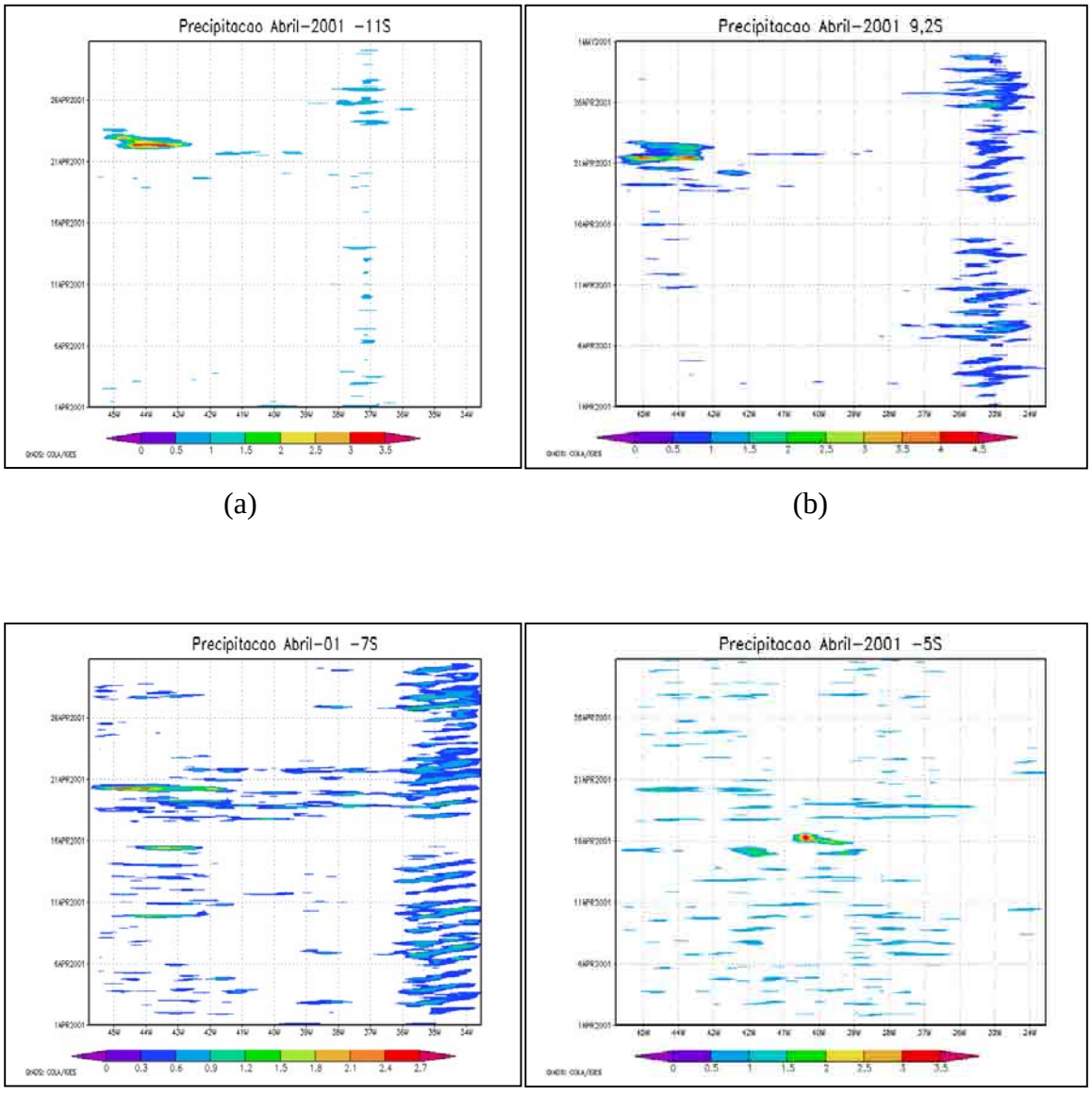


Figura 5.77 - Precipitação simulada acumulada (mm/h) para o mês de março de 2001 (8ºS e 396W).

Com relação ao mês de abril de 2001 (Figura 5.78), os campos de precipitação convectiva revelaram que a presença de convecção foi maior na latitude 7ºS (Figura 5.78.c) e 5ºS (Figura 5.78.d), provavelmente em áreas de movimento ascendente. Assim sendo, pode-se dizer que há condições de precipitação favoráveis devido à ocorrência do evento La Niña.



(a) (b)

(c) (d)

Figura 5.78 – Simulação da precipitação acumulada na superfície para o mês de abril de 2001 no período de La Niña para as latitudes: (a) 11ºS, (b) 9,2ºS, (c) 7ºS e (d)5ºS

5.3.8 – Movimento vertical do vento (m/s) – La Niña

Similarmente ao estudo conduzido para época de El Niño, foram conduzidas simulações em três níveis da superfície do solo, 1734 m, 3216 m e 5783 m, centradas na longitude 40°W, para as latitudes de 11ºS e 43ºW (Figura 5.79), 9ºS e 41ºW (Figura 5.80), 7ºS e 38ºW (Figura 5.81) e 5ºS e 39ºW (Figura 5.82). Todas as simulações foram feitas para março de 2001.

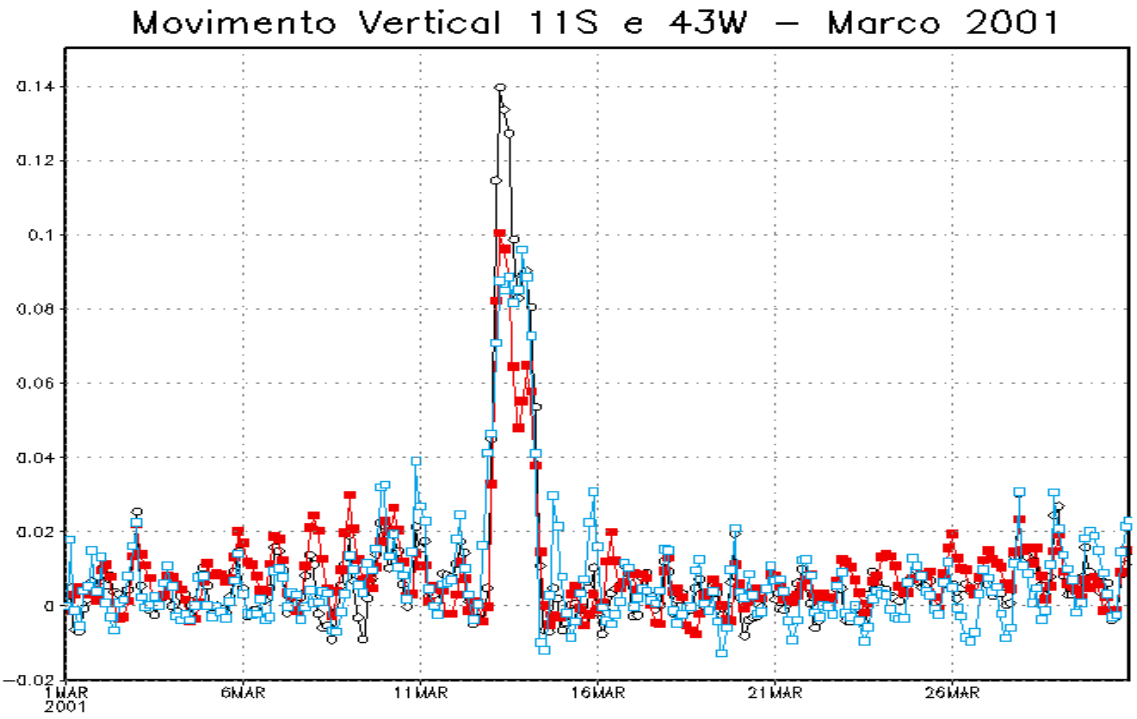


Figura 5.79 – Simulação do movimento vertical para o mês de março, ano de 2001, na latitude de 11ºS e longitude 43ºW, nas seguintes altitudes: (preto) 1734m, (vermelho) 3216m e (azul) 5783m.

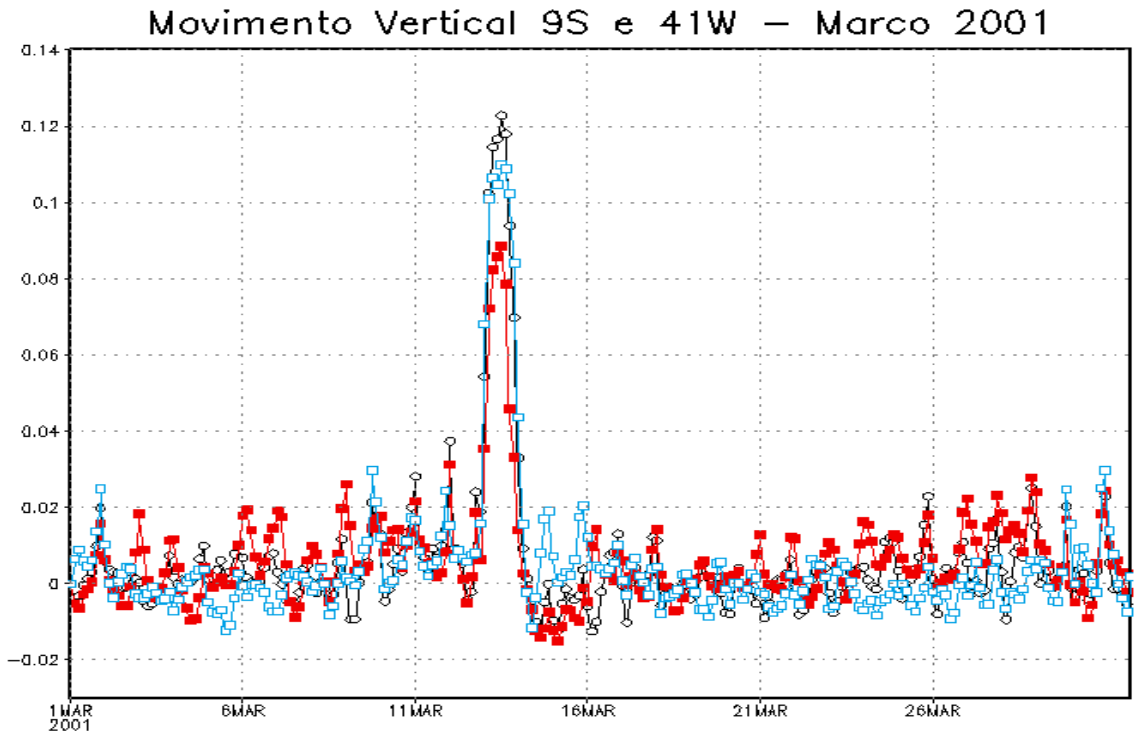


Figura 5.80 – Simulação do movimento vertical para o mês de março, ano de 2001, na latitude de 9ºS e longitude 41ºW, nas seguintes altitudes: (preto) 1734m, (vermelho) 3216m e (azul) 5783m.

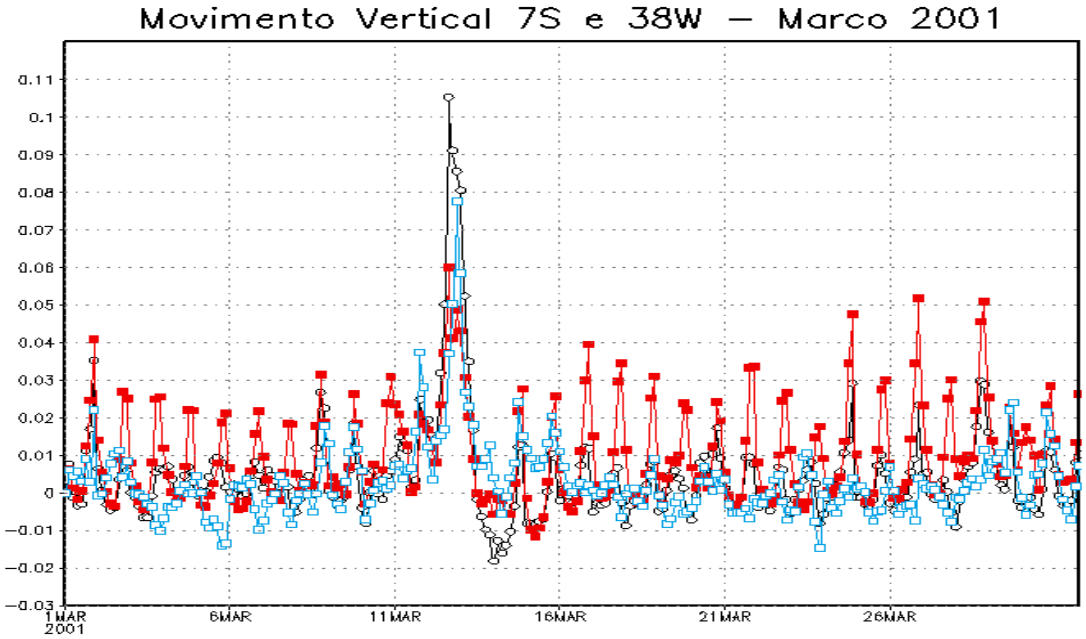


Figura 5.81 – Simulação do movimento vertical para o mês de março, ano de 2001, na latitude de 7ºS e longitude 40ºW, nas seguintes altitudes: (preto) 1734m, (vermelho) 3216m e (azul) 5783m.

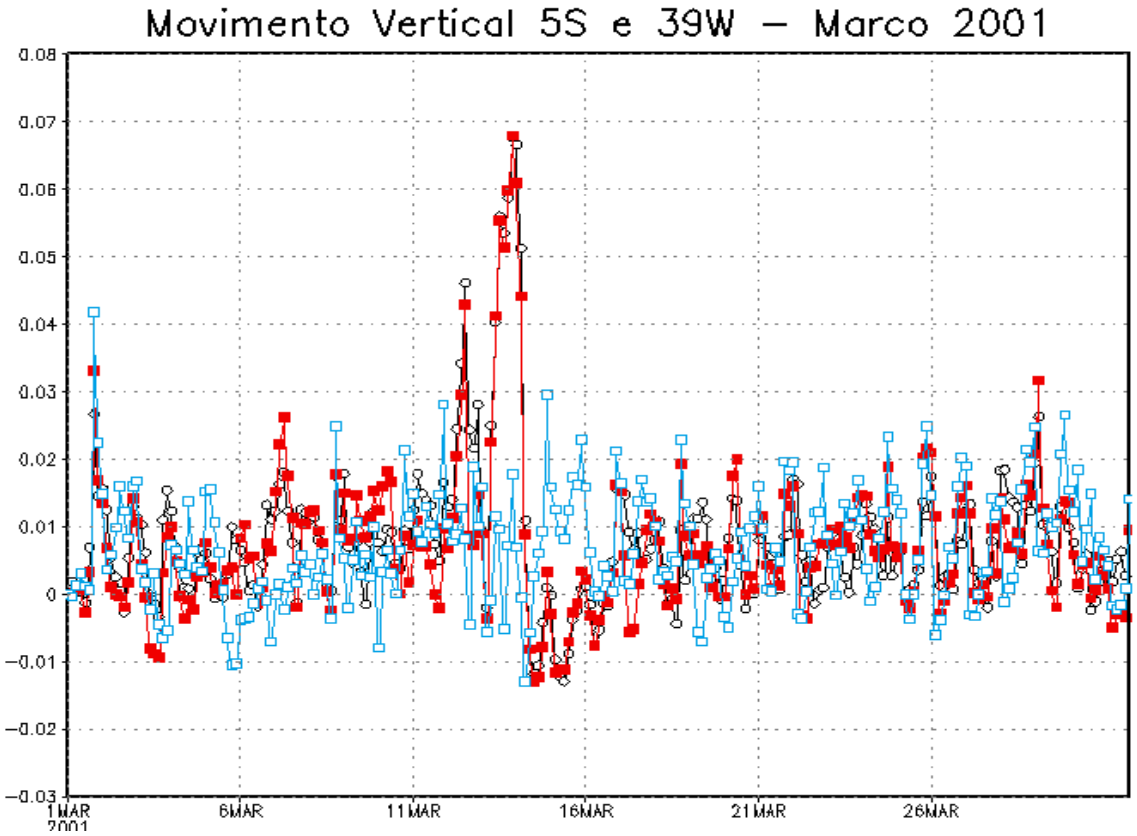


Figura 5.82 – Simulação do movimento vertical para o mês de março, ano de 2001, na latitude de 5ºS e longitude 39ºW, nas seguintes altitudes: (preto) 1734m, (vermelho) 3216m e (azul) 5783m.

Na simulação da velocidade vertical, verifica-se que, nas altitudes de 1734m e 3261m (Figura 5.79), é possível notar que a velocidade vertical na maior parte do mês de março é positiva. Esse resultado favorece a ocorrência de sistemas convectivos de mesoescala sobre essas regiões, ou seja, há um favorecimento à formação de nuvens.

Por outro lado, os campos de divergência em altos níveis (Figura 5.80) mostram alterações devido à intensificação dos centros de convergência.

Pode-se ainda constatar, por meio das Figuras 5.81 e 5.82, que o campo da velocidade vertical mostra valores positivos sobre quase toda a região simulada.

Esta área de movimento ascendente pode estar associada à presença da Zona de Convergência Intertropical durante o mês de março de 2001, período utilizado na simulação.

Enfim, na análise do movimento vertical do vento, o quadro geral, em época de La Niña, indica condições favoráveis de precipitação. Esse comportamento é bastante distinto quando se compara com anos de El Niño, indicando os cuidados que se deve ter na avaliação do projeto de transposição de águas do rio São Francisco.

No próximo capítulo, procura-se fazer um resgate do objetivo do presente trabalho, delineando os pontos principais, juntamente com as conclusões e recomendações.

CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

6.1 – Considerações gerais

O objetivo do presente trabalho foi apresentar uma nova abordagem para o tratamento da avaliação do projeto de transposição das águas do rio São Francisco. Inicialmente, destaca-se a visão multidisciplinar adotada nesta tese para o desenvolvimento integrado conceitual da modelagem hidrológica e atmosférica.

Quando se trabalha com o rio São Francisco, ou Velho Chico como é carinhosamente reverenciado, não se pode também desconhecer a inserção social do instrumental científico-tecnológico empregado no desenvolvimento de trabalhos acadêmico-científicos, percebendo-se os seus impactos econômicos, políticos e fundamentalmente culturais. Este ponto merece ser explicitamente mencionado, pois norteou o desenvolvimento desta tese.

As diretrizes metodológicas adotadas na pesquisa foram função do reconhecimento das limitações da modelagem hidrológica chuva-vazão, seja de viés estocástico seja de viés dito determinístico, que, até o momento, embasaram a discussão do projeto de transposição do rio São Francisco. A presente tese pretende contribuir as discussões bastante atuais, em que pese de longa data, sobre as disponibilidades hídricas superficiais, subterrâneas e atmosféricas com particular atenção para a bacia do rio São Francisco, rio da integração nacional, e, mais particularmente, para o projeto de transposição das águas desse manancial hídrico.

A avaliação do comportamento hidrológico indicou que há regimes hídricos diferenciados para os trechos do alto, médio, sub-médio e baixo São Francisco. Em termos de precipitação, por exemplo, há uma diminuição dos índices pluviométricos quando se avança do alto para o baixo São Francisco.

Mostrou-se ainda que os fenômenos de El Niño e La Ninã atuantes na região induzem regimes pluviométricos distintos nos trechos do alto e médio São Francisco quando comparados com as regiões do sub-médio e baixo São Francisco. Em anos de El

Niño, ficou evidente a diminuição dos totais precipitados anuais nas partes do sub-médio e baixo São Francisco, trecho considerado no projeto de transposição.

Outro resultado interessante foi evidenciar o fato de que a pouca umidade encontrada no solo do nordeste brasileiro não está necessariamente ligado ao baixo teor de umidade na atmosfera e sim aos mecanismos atmosféricos atuantes no sentido de obstar a precipitação da água.

Em síntese, a tese deixa claro que é necessário que se adote uma postura de cautela nas afirmativas até agora veiculadas por diferentes meios de comunição sobre a transposição de águas do rio São Francisco, uma vez que há limitações nas análises hidrológicas conduzidas até o presente momento.

No texto que segue, considerações mais detalhadas são feitas sobre os resultados obtidos neste trabalho.

6.2 - Caracterização hidrológica

A caracterização hidrológica, tanto em termos de precipitação como em termos de vazão, foi feita mediante a divisão do rio São Francisco em quatro trechos: alto, médio, submédio e baixo.

Na análise histórica da precipitação, que compreendeu o período de 1976 a 2001, uma série de postos pluviométricos foram escolhidos e agrupados por trechos do rio São Francisco. As séries foram consistidas e submetidas ao teste de estacionariedade. Sob o ponto de vista estatístico, todos os testes indicaram a estacionariedade dos dados dos postos pluviométricos e a estacionariedade regional ao nível de confiança de 95%.

Observou-se, inicialmente, que os quantitativos de chuva, de forma geral, indicam uma tendência de diminuição quando se avança do alto São Francisco para o baixo São Francisco. Ressalva-se que, no período da estação seca, o baixo São Francisco apresenta índices pluviométricos superiores em relação às demais regiões.

Passou-se, então, a uma análise da influência dos fenômenos atmosféricos El Niño (1983 e 1998) e La Niña (1989 e 2001) no regime de precipitação mensal associado com as quatro regiões supracitadas da bacia do São Francisco. Encontrou-se uma forte tendência de comportamentos distintos, em anos de El Niño, entre as regiões do alto e médio São

Francisco quando contrastadas com os trechos do submédio e baixo São Francisco. Nas regiões do alto e médio São Francisco, os índices pluviométricos nos anos de El Niño são maiores, enquanto, nas regiões do submédio e baixo São Franciso, há reduções significativas. O comportamento é inverso quando se analisa o fenômeno La Niña. Esses resultados foram confirmados quando são avaliados os comportamentos pluviométricos para todos os anos de El Niño e de La Niña compreendidos no período histórico analisado nos quatro trechos pré-estabelecidos.

Procedimento análogo foi utilizado para avaliação do comportamento fluviométrico no que diz respeito à escolha dos postos por região, às análises de consistência e às análises estatísticas de estacionariedade. Mais uma vez, sob o ponto de vista estatístico, as séries foram aceitas como estacionárias ao nível de significância de 5%.

Em uma segunda etapa, concentrou-se a análise nas vazões médias e especialmente mínimas nas quatro regiões, com caracterização do comportamento das vazões mínimas e sua variabilidade frente aos fenômenos de El Niño e La Niña. Especial atenção mereceu o trecho do submédio, onde estaria prevista a retirada de água contemplada no projeto de transposição do rio São Francisco. Os resultados, obtidos a partir de uma análise de freqüência das vazões mínimas conjuntamente com a influência dos fenômenos atmosféricos estudados, indicaram a situação crítica do trecho sub-médio com crescente indisponibilidade de água nos últimos 6 anos (1997 a 2002) para efeito de transposição, o que recomenda atenção redobrada com relação a qualquer proposta nesse sentido.

Cabe ressaltar ainda que a análise conduzida mostrou a influência distinta dos fenômenos El Niño e La Niña sobre o comportamento das vazões médias e mínimas, quando contrastadas com as vazões máximas. Uma justificativa plausível, conforme explicitado no estudo, pode ser extraída a partir das características estatísticas das séries de médias e mínimas, que dão representatividade a características físicas de escoamento e drenagem na bacia de mais longa duração, associadas a fenômenos atmosféricos de mais longa persistência e duração, não captadas ou reveladas por meio de estatísticas de vazões máximas.

6.3 - Análise de Sensibilidade do modelo RAMS – Umidade do Solo

Foi destacado especialmente o referencial até o momento investigado nos modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão bem como as campanhas de campo internacionais que estão sendo conduzidas de forma a caracterizar a umidade do solo, variável considerada essencial.

Essa essencialidade foi evidenciada ser de extrema relevância nos modelos atmosféricos, de forma que se possam conduzir simulações confiáveis com os modelos atmosféricos regionais e globais. Nesta tese, o modelo RAMS foi empregado. Explorou-se preliminarmente o grau de variabilidade no teor de vapor de água presente na atmosfera com base em simulações realizadas em situações de baixa umidade e média-alta umidade para anos de El Niño. Destacou-se ainda que, recentemente, foi conduzido o experimento internacional de umidade do solo SMEX03 (2003) na região do cerrado brasileiro em Barreiras-BA, parte da bacia do rio Grande, afluente do rio São Francisco na região de Sobradinho. Esses dados serviram de base para os cenários que foram gerados por meio do modelo RAMS, com base em umidades de 15% e 40%. Os resultados revelaram a importância de se examinar os cenários gerados de fluxos de calor sensível e latente para essas diferentes condições com vistas a emitir um parecer sobre a possibilidade de se transpor ou não águas do rio São Francisco.

6.4 - Modelagem atmosférica

O uso do modelo regional RAMS permitiu examinar os padrões da circulação local induzida pelo contraste terra-oceano. Nota-se que o nível de umidade do solo empregado no modelo foi o valor de 25%, com vistas que pudessem ser examinadas as simulações em condições de baixa umidade do solo, ou seja, em cenários que seriam mais críticos para a transposição.

Nas simulações conduzidas nas latitudes correspondentes às áreas previstas como doadora e receptora no projeto São Francisco, verificou-se, de fato, a presença de vapor de água em ambas as regiões. Por outro lado, os resultados indicaram que os campos de velocidades verticais do vento guardam uma relação direta com a ocorrência ou não de

precipitação, ficando evidenciados os mecanismos de subsidência e ascendência, dificultando ou facilitando a formação das nuvens, respectivamente. Com respeito à representatividade do campo de vento, é importante ressaltar a estreita dependência entre os resultados do RAMS, por se tratar de uma simulação longa, com o esquema de nudging com forte peso empregado. Esse procedimento garante que os resultados não se desviem das análises sinóticas, permitindo resolver as características de mesoescala no domínio da simulação.

Entre outros resultados simulados, enfatiza-se que a maior concentração de vapor de água está na faixa litorânea devido aos efeitos dos ventos alísios e brisa marítima, em todas as latitudes utilizadas na análise (11ºS, 9,2ºS, 7ºS e 5ºS), correspondentes geograficamente em termos de latitude, às regiões doadora e receptora. Mais especificamente, tem-se: na latitude de 11ºS, localiza-se a região do médio São Francisco; na latitude de 9,2ºS, tem-se a potencial região de captação das águas; na latitude de 7ºS, encontra-se o sul do Ceará, região central da Paraíba e do Piauí; na latitude de 5ºS, situam-se a região central do Ceará e norte do Piauí, regiões receptoras da transposição de águas.

Os resultados pluviométricos gerados pelo modelo RAMS foram validados tomando-se como base os postos pluviométricos disponíveis, mostrando-se o grau de confiabilidade nesse tipo de informação. Os campos horizontais de vento simulados indicaram o comportamento distinto entre anos de El Niño, La Niña e normais.

Finalmente, nessa análise com o modelo RAMS, foi possível evidenciar que há uma série de variáveis, tais como umidade do solo, vapor de água na atmosfera, precipitação, vento, que devem ser melhor entendidas para situar a discussão da transposição de águas do rio São Francisco em um referencial técnico-científico adequado.

6.5 - Recomendações para futuros trabalhos

Entre as recomendações para novos trabalhos na direção seguida por esta tese, pode-se enumerar:

- investigação mais detalhada sobre os efeitos da umidade do solo na performance do processo de modelagem hidrológica e atmosférica, incluindo modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão e modelos atmosféricos regionais e globais, conjuntamente com experimentos de campo;

- análise de sensibilidade com respeito às mudanças na cobertura e uso do solo, especialmente o efeito de culturas irrigadas na bacia do rio São Francisco na interação com fenômenos de grande escala;
- simular com modelos atmosféricos a umidificação das regiões ao longo dos canais previstos como receptores da água no projeto da transposição com vistas a prognosticar o efeito nas variáveis hidrológicas e atmosféricas;
- estudo dos níveis de armazenamento e de recarga dos aqüíferos da região, com vistas a se examinar uma solução de ordem hidrológica superficial e subterrânea mais integrada com a perspectiva meteorológica no sentido de se encontrar soluções de convívio mais harmônicas com as secas no Nordeste;
- avaliação das condições a jusante do local proposto para a transposição com base nas áreas de biologia e ecologia;
- avaliação das condições a jusante do local proposto com base no estudo do estuário do rio São Francisco.

Quando se fala em transpor águas do rio São Francisco para demais regiões, ficam questionamentos do tipo: qual o custo do metro cúbico de água para que chegue ao consumidor final?; quem operará a distribuição de água?; a questão fundiária será resolvida ou agravada no trajeto?, entre outras.

Quem conhece o calor e a aridez do sertão do nordeste brasileiro, não imagina o que aquela terra seca é capaz de produzir com a ajuda da irrigação. É importante ressaltar que as incertezas climáticas e humanas, comportamento dos usuários, não se resolvem simplesmente com obras de engenharia e tecnologia hidrológica. Somente no estado da Bahia, existem mais de 500.000 hectares irrigáveis na bacia do São Francisco, segundo o plano estadual de irrigação, e que dependem da disponibilidade de água e de recursos financeiros, além das necessidades para outros usos indispensáveis, tais como a navegação, energia e abastecimento de água das cidades.

A questão da falta de água para a transposição não pode ser manifestada do tipo: sim, existe água, ou não há disponibilidade hídrica para irrigação. A questão exige uma reflexão mais ampla, já que a água é um bem comum, essencial à vida. Esse bem comum

no semi-árido é escasso. Não pode haver proprietários privados da água. O que se deve defender é um tratamento sério e competente dos usos múltiplos das águas.

A revitalização decorre da compreensão de uma necessidade de recuperar o rio São Francisco. A região possui uma topografia variada. O cerrado, a caatinga, a mata Atlântica, o cânion, as marcas deixadas por povos de outras gerações, as músicas, as danças, carrancas, enfim, um patrimônio natural e cultural marcado, há 500 anos aproximadamente, desde o início da ocupação do interior brasileiro.

Essa revitalização não pode deixar de incorporar a avaliação dos indicadores hídricos e sociais ao longo de toda bacia. Revitalizar as margens do rio contribui, não somente para a valorização dos patrimônios naturais e culturais, mas também para a geração de novas atividades econômicas.

Espera-se que a presente tese contribua para uma avaliação mais integrada e realista das condições ou não de transposição das águas do rio São Francisco, superando as limitações até o momento diagnosticadas nos instrumentos metodológicos empregados na área de recursos hídricos para estudo do projeto São Francisco.

CAPÍTULO 7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, G. F., Sensoriamento remoto aplicado na classificação da cobertura do solo de uma bacia hidrográfica, Tese de mestrado, Programa de Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, 2000.

ABREU, I. P., Estudo da variabilidade da precipitação na região de Petrolina, *Relatório Técnico do ECA-01/79*, IAE-CTA, São José dos Campos, São Paulo, 1979.

AITKEN, A. P., "Assessing systematic errors in rainfall-runoff models", *Journal of Hydrology*, 20, 121-136, 1973.

ALVES, J. M. B., SOUZA, E. B., SILVA, R. A., Um estudo observacional da relação da temperatura com o vento junto a superfície na bacia do oceano Atlântico tropical, *Atmosfera & Água*, Ano 2, No. 4, Maceió-AL, 1998.

ALVES, A.V., LACERDA, F. F., MELO, A.B.C. P., Anomalias de precipitação em Pernambuco e a evolução da oscilação 30-60 dias no período de dezembro/00 a fev/00, *XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia*, Fortaleza-CE, 2001.

AMARASEKERA, K. N., LEE, R. F., EARLE, K. W., ELTHAIR, E. A. B., "ENSO and the natural variability in the flow of tropical rivers", *Journal of Hydrology*, 200, 24-39, 1996.

ANA, Introdução ao gerenciamento de recursos hídricos, Agência Nacional de Águas, Brasília, 2002.

ANDERSON, E. A., "National weather service river forecast system – snow accumulation and ablation model NOAA Tech. Memo – NWS. HIDRO – 17, *Natl. Oceanic and Atmos. Admin.*, Departamento de Comércio dos Estados Unidos, Washington, D. C., 1973.

ANDRADE, R., DANTAS, R. T., ARAÚJO, I. M., Influência da cobertura vegetal na temperatura e umidade do solo, *Atmosfera & Água* , No. 7, 2001.

ANEEL - Agência Nacional de Energia Elétrica. Sistema de Informações Hidrológicas, Brasília, Banco de dados diários hidromeorológicos, 1999.

ANEEL, Inventário de estações pluviométricas por estado, Agência Nacional de Energia Elétrica, Brasília, 2001.

ANJOS, R. J e SANTOS, F. A .S., Uso do índice de precipitação padronizada na determinação de períodos críticos de umidade em situações de La Niña, *XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia*, Fortaleza-CE, 2001.

ARAGÃO, J. O. R., Fatos sobre o fenômeno El Niño e sua relação com as secas no Nordeste do Brasil, *Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia*, 14, No. 2, 2-8, 1990.

ARAGÃO, J. O. R., Previsão da precipitação no norte do nordeste do Brasil para o período chuvoso de fevereiro a maio: os anos 1997/1998, 1999.

ARAGÃO, J. O. R., ROUCOU, P., HARZALLAH, A., FONTAINE, B., "Variabilité atmospheric sur le Nordeste Brésilien dans le modéle de circulation genérale du LMD (1970-1988)", *Publication le Association Internationale le Climatologie*, 7, Paris, 432-438, 1994.

ARAGÃO, M. R. S., CORREIA, M. F. e ARAÚJO, H. A., Vórtices ciclônicos da alta troposfera no nordeste do Brasil: campos de precipitação via radar e condições atmosféricas associadas, *IX Congresso de Meteorologia*, Anais 1, Campos de Jordão-SP, São Paulo, 139-143, 1996.

ARAKAWA, A. e LAMB, V.A., "A potential entropy and energy conserving scheme for the shallow water equations", *Monthly Weather Review*, 109, 18-36, 1981.

ARAUJO, A . A . M., Proposta de tese de doutorado, Programa de Engenharia Civil, Ênfase Ciências Atmosféricas, COPPE/UFRJ, 2003.

ARAUJO, A . A . M., ROTUNNO FILHO, O. C., SANTOS, I. A, COSTA JUNIOR, S. L. e CASTRO, G . G., Obtenção de campos espaciais de umidade do solo condicionados pela topografia utilizando krigagem bayesiana, *XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Curitiba-PR, 2003.

ARAUJO, A. A. M., ROTUNNO FILHO, O. C., XAVIER, L. N. R., SANTOS, I. A. e XAVIER, A. E., Análise de sensibilidade de modelos hidrológicos na perspectiva de SVATS de modelos atmosféricos, *XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos / V Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa*, Aracaju-SE, 2001.

ARAUJO, H. A., Padrões de ecos de radar meteorológico no semi-árido brasileiro e condições atmosféricas associadas, Tese de Mestrado, Departamento de Meteorologia, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 1996.

ARAUJO, J. A. P, Análise de crescimento e evapotranspiração do feijão: comparação de alguns parâmetros observados, Tese de mestrado, Departamento de Meteorologia, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande**,** 2000.

ARAUJO, J. T., Relatório do grupo de trabalho destinado a tratar da transposição de água do Rio São Francisco, Comitê executivo de estudo integrados do Vale do São Francisco- EEIVASF, 2000.

ASFORA, M. C. e COSTA FILHO, W. D., Integração de águas no Arizona (Transposição das Águas do Colorado), *RBRH- Revista da Associação Brasileira de Recursos Hídricos.*, No.1, 18-19, 2000.

ASNANI, G. C., "Tropical Meteorology", Vols I-II, Nobre Printers, 1201 pp., 1993.

ATKINS, N. T., WALKIMOT, R. M., "Influence of the synopticscale flow on sea breezes observed during Cape", *Monthly Weather Review*, 125, 2112-2130, 1997.

AVISSAR, R., e MAHER, "Mapping frost-sensitive áreas with a three-dimensional local-scale numerical model. Part I- Physical and Numerical Aspects", *Journal of Applied Meteorology***,** 27, 400-413, 1988.

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

BANCO MUNDIAL, Gerenciamento de Recursos Hídricos, Secretaria de Recursos Hídricos/ Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal, Brasília, 1998.

BARBOSA, M. C. D., Geoestatística aplicada a dados de radar meteorológico, Tese de mestrado, Programa de Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, 2000.

BARD,Y., "Nonlinear parameter estimation", Academic New York, 1974.

BATHURST, J. C. e O'CONNELL, P. E., "Future of distributed modelling: the Système Hydrologique Europeen", *Hydrological Processes*, 6, 265-277, 1992.

BERBERY, E. H., RASMUSSON, E. M., "Mississippi moisture budgets on regional scales", *Monthly Weather Review*, 27, No.11, 2654-2673, 1999.

BEVEN , K. J., "Changing ideas in hydrology : the case of physical – based models", *Journal of Hydrology***,** 105, 157 – 172, 1989.

BEVEN, K. J., and BINLEY, A., "The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction", *Hydrological Processes*, 6, 279-298, 1992

BEVEN, K. J. e FREER, J., "Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modeling of complex environmental systems using the glue methodology", *Journal of Hydrology*, 249, 11-29, 2001.

BEVEN, K. J. e KIRKBY, M. J., "A physically based variable contributing area model of basin hydrology",. *Hydrological Scientific Bulletin***,** 24, 43 – 69, 1979.

BEVEN, K., LAMB, R., QUINN, P., ROMANOWICZ, R., FREER, J., "TOPMODEL", In: SINGH, V.J. (editor), "Computer Models of Watershed Hydrology"*, Water Resources Publications*, Colorado, 627-668.

BEVEN, K .J. e MOURE, I. D., "Terrain Analysis and distributed modeling in hydrology – advances in Hydrological Process", Editora John & . Wiley**,** 249 pp., 1984.
BEVEN,K .J. e O'CONNELL, P.E., "On the role of physically – based distributed modeling in hydrology", *Report n^{o} 81* , Institute of Hydrology, UK, 1- 36, 1982.

BHARGAVA, M. e DANARD, M., "Application of optimum interpolation to the analysis of precipitation in complex terrain", *Journal of Applied Meteorology*, 33, 508-518, 1994.

BHATT, U. S., SCHNEIDER, E. K., DEWITT, D. G., "Influence of North American land processes on North Atlantic ocean variability", *Global Planetary Change*, 37, 33-56, 2003.

BJERKES, J., "Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific", *Monthly Weather Review***,** 97, 163-172, 1969.

BLANCHARD, B. J., McFARLAND, M. J., SCHMUGGE, T. J. e RHOADES, E., "Estimation of soil moisture with API algorithms and microwave emission", *Water Resources Bulletin*, 17, No. 5, 767-774, 1981.

BRAGA, C. C., Inter-relações entre padrões de índices de vegetação e de pluviometria no nordeste do Brasil", Tese de doutorado, Universidade Federal da Paraíba, Departamento de Meteorologia, Campina Grande, 2000.

BRANDES, E. A., "Optimizing rainfall estimates with the aid of radar", *Journal of Applied Meteorology*, 14, 1339-1345, 1975.

CAMARGO, R., Estudos Numéricos das Circulações Atmosféricas e Oceânicas na região da Baía de Paranaguá, Tese de doutorado, IAG/USP, 180 pp., 1998.

CAMPOS, E. J, GARZOTI, S., NOBRE, P., PIOLA, A. R., TANAJURA, C. A .S. " The South Atlantic and the climate", *Observational and Modeling Needs*, San Raphael, França, 1999.

CAMPOS, J. N. B. C. e LIMA, H. V. C., Gerenciamento de secas no nordeste do Brasil: conceitos e práticas, *X Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos – Gramado – RS*, 1993.

CAMPOS, J. N. B. C. LIMA, H. V. C., Um critério de seca agrícola e sua aplicação ao estado do Ceará, *Boletim Técnico de Recursos Hídricos – UFC*, 1983.

CAMPOS, M. S., Relatório do grupo de trabalho destinado a tratar da transposição de água do Rio São Francisco, Comitê executivo de estudo integrados do Vale do São Francisco- EEIVASF, 2000.

CANEDO, P. M., Hidrologia Superficial, Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 281 – 289, 1989.

CANEDO, P. M., "The reliability of conceptual catchments model calibration", Tese de doutorado, University of Lancaster, U.K., 1979.

CANING, J. U., Transposição em contagem regressiva. Coordenador do Projeto da Transposição, *Jornal do Brasil - Caderno Ciência*, 25 de setembro, 2000.

CAVALCANTI, E. P., CEBALLOS, J. C., VLADÃO, C. E. A., Vapor de água sobre Campina Grande, Barbalha e Fortaleza durante o experimento EMAS, *IX Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 850-854, 1996

CAVALCANTI, A. T., Custos de explotação de águas subterrâneas em Maceió, *Informativo da Associação Brasileira de Águas Subterrâneas/PE*, No.10, 20-21, 2000.

CHAGAS, M. C. S., PINTO, J. E. S. S., Contribuição da climatologia ao estudo da bacia hidrográfica do vaza-barris sergipano, *XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia*, Fortaleza-CE, 2001.

CHARNEY, J. G., QUIK, W. J., CHOW, S. H. e KORNFIELD, J., "A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions", *Journal of Atmospheric Sciences*, 34, 1366-1385, 1977.

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

CHEN, D., ZEBIAK, S. E., BUSALACCHI, A. J. e CANE, M. A., "An improved procedure for El Niño forecasting: implications for predictability", *Science*, 269, 1699-1702, 1995.

CHESF - Companhia Hidrelétrica do São Francisco, Relatório da comissão interministerial de estudos para o controle das enchentes do rio São Francisco, 1981.

CHOW, Y. T., "Handbook of applied hydrology", Mc Graw Hill, NewYork, N.Y., 1964.

CLARK, C. A., ARRIT, R. W., "Numerical simulations of the effect of soil moisture and vegetation cover on the development of deep convection", Journal of Applied Meteorology, 34, 2029-2045.

CLARKE, R. T., "A review of some mathematical models used in hydrology with observations on their calibration and use", *Journal of Hydrology*, 19, 1 – 20, 1973.

CRAWFORD, N. H. e LINSLEY, R. K., "Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model", *Tech. Rep. 39*, Departamento de Engenharia Civil, Stanford University, USA, 1966.

CLIMANÁLISE, Número Especial (06/92): adendo aos números de janeiro a junho de 1992.

CODEVASF – Companhia de Desenvolvimento do Vale do São Francisco. Projeto semi-árido: proposta de desenvolvimento sustentável da bacia do rio São Francisco e do semi-árido nordestino. 1996a.

CODEVASF – Companhia de Desenvolvimento do Vale do São Francisco, Informações Técnicas, 3ª Superintendência Regional, Petrolina –PE, 1998.

CODEVASF - Companhia de Desenvolvimento do Vale do São Francisco. O vale do São Francisco. 198b.

CÓDIGO DE ÁGUAS (Volumes I e II) – Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica, Ministério de Minas e Energia, Brasil, 1998.

COHEN, J. C. P., Mecanismo de propagação e estrutura das linhas de instabilidade da Amazônia,.Tese de doutoramento, IAG/USP, 173 pp., 1996.

COLLIER, C. G., "Applications of weather radar systems – a guide to use of radar data in meteorology and hydrology", Ellis Horwood Limited, 294 pp, 1989.

COLLINGE, V. K. e KIRKBY, C., "Weather radar and flood forecasting", John Wiley & Sons, 266 pp., 1987.

COLLISCHONN, W., TUCCI, C. E. M. e CLARKE, R. T., "Further evidence of changes in hydrological regime of the river Paraguay: part of a wider phenomenon of climate change?", *Journal of Hydrology*, 245, 218-238, 2001.

COLLINS, D.C e AVISSAR, R., "An evaluation with the Fourier amplitude sensitivity test (FAST) of which land surface parameters are of greatest importance in atmospheric modelling", *Journal of Climate*, 7, No.5, 681-703, 1994.

COOPERS & LYBRAND, Relatório consolidado Tapa IV-1. Projeto de reestruturação do setor elétrico brasileiro, Brasília, 1977.

CORREA, M. F., Impacto das ações antrópicas no clima do submédio do rio São Francisco: um estudo numérico e observacional, Tese de doutorado, IAG/USP, 181 pp., 2001.

COSTA, C. F. L. e RIBEIRO, M. M. R., Gerenciamento da demanda: A experiência de Waterloo", *Revista Informativa da Associação Brasileira de Recursos Hídricos,* No. 1, 2000.

COSTA, P. N. F. e PRATES, J. E., Estudos de sensibilidade em relação a heterogeneidade da vegetação e solo usando o RAMS, *Congresso Brasileiro de Meteorologia,* Brasília, 1998.

COSTA, W. D., A recuperação do manancial hídrico subterrâneo do Recife, *Informativo da Associação Brasileira de Águas Subterrâneas/PE,* No. 10, Ano IV, 11-12, 2000.

COSTA FILHO, J. F., GUIMARÃES, M. A. M. e VELOSO JÚNIOR, J. F., Precipitação pluvial, temperatura do ar e evapotranspiração em areia-PB, em 2 anos de El Niño, *XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia,* Fortaleza-CE, 2001.

COTTON, W. R., STEPHENS, M. A. e TRIPOLIi, J. G., "The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoescale model –1982. Part II: An ice phase parameterization", *Journal Rech. Atmos.,* 16, 295-320, 1982.

COTTON, W. R, THOMPSON, G. e WIELKER JR, P. W., "Real time mesoescale prediction on workstations", *Bulletin American Meteorological Society*, 75, 349-362, 1984.

CPTEC/INPE, INFOCLIMA: Boletim Especial de Informações Climáticas para o norte da região Nordeste do Brasil, 1998-1999.

CUNHA, G. M., Bacia do rio Itapemirim: o solo, sua utilização e o risco para o meio ambiente, *A Água em Revista-Revista Técnica e Informativa da CPRM* , No. 10, 1998.

CUNHA, G. R., DALMAGO, G. A., PASSINATO, A , MOREIRA, M. B., El Niño-Oscilação Sul e seus impactos sobre a cultura de cevada no Brasil, *XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia*, Fortaleza-CE, 2001.

DALEZIOS, N. R., "Real-time radar rainfall measurements for hydrological modelling, Tese de doutorado, Departamento de Engenharia Civil, University of Waterloo, Canadá, 1982.

DAVIES, H. C., "Limitations of some common lateral boundary scheme for limited-area primitive equation models", *Monthly Weather Review,* 111, 1002-1012, 1983.

DAWDY, D.R. e O'DONNEL, T, "Mathematical model of catchments behavior". *Journal of Hydrology* , 91, 123 – 137, 1965.

DEMÉTRIO, J. G. A ,Semi-árido, problema ou solução?,*Informativo da Associação Brasileira de Água Subterrânea/PE*, No. 10, Ano IV, 9, 2000.

DEPETRIS, P. J. e STEHPAN, K., "The impact of the El Niño 1982 event on the Paraná River, its discharge and carbon transport", *Palaeogeograpy, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 89, 239-244, 1990.

DESSIER, A. e DOUGUY, J. R., "The sea surface salinity in the tropical Atlantic between 10ºS and 30ºN seasonal and interannual variations (1977-1989)", *Deep-sea Research I* , 1, 81, 81-100, 1994.

DIAZ, A. F., STUDINSKI, C. D. e MECHOSO, C. R., "Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic oceans", *Journal of Climate***,** 11, 251-271, 1998.

DICKINSON, R. E., ENICO, R. M., GIORGI, P. e BATES, G. T., "A regional climate model for the western U.S", *Climate Change***,** 15, 383-422, 1989.

DIB, K. R. e CANEDO, P. M., Modelos chuva – vazão: uma nova abordagem, *VI Simpósio Brasileiro de Recursos Hidrologia e Recursos Hídricos*, 3, 1985.

DIONE, M. M. C., Gestão ambiental de bacia hidrográfica. A experiência da região dos Lagos, RJ, *VIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos* ,Foz de Iguaçu, 1989.

DIRMEYER, P. A., "Meeting on problems in initializing soil wetness", *Bulletin American Meteorological Society*, 76, 2234-2240, 1995.

DIRMEYER, P. A., "Using a global soil wetness dataset to improve seasonal climate simulation", *Journal of Climate*, 13, No.16. 2900-2921, 2001a.

DIRMEYER, P. A., "Climate drift in a coupled land-atmosphere model", *American Meteorological Society*, **,** 89-99, 2001b.

DISKIN, M.. H. e SIMON, E., (1977), "*A procedure for the selection of objective functions for hydrologic simulation models"*, *Journal of Hydrology*, 20, 129-149, 1977.

DNAEE, Modelo SIMQUE – Conceituação, Ministério das Minas e Energia – *Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica*, 87 pp., 1983.

DNOCS, Barragens no nordeste do Brasil, Departamento Nacional de Obras Contra a Seca, 160 pp., 1982.

DONALD, J. R., SOULIS, E. D., KOUWEN, N. e PIETRONIRO, A., "A land cover-based snow cover representation for distributed hydrologic models", *Water Resources Research*, 31, No. 4, 995-1009, 1995.

DOOGE, J. C. I., "Looking for hydrology laws", *Water Resources Research***,** 22, 465 – 585, 1986.

DONNER, L. J., "An initialization for cumulus convection in numerical weather prediction models", *Monthly Weather Review*, 116, No. 2, 377-385, 1998.

DOUVILLE, H., BAZILE, P., NOILHAN, J., GIIARD, D., "Global soil wetness project: forecast and assimilation experiments performed at Meteo-France",. *Journal Meteorological Society Japan*, 77, 305-316, 1999.

DUAN, Q., SOROOSHIAN, S., and GUPTA, V., "Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models", *Water Resources Research*, 28, 1015-1031, 1992.

DUVEL, J. F., "Convection over tropical Africa and the Atlantic Ocean during Northern Summer. Part II. Modulation by easterly waves", *Monthly Weather Review*, 118, 1855-1868, 1990.

DUCHARNE, A. e LAVAL, K., "Influence of the realistic description of soil water-holding capacity on the global water cycle in a GCM", *Jornal of Climate*, 13, No. 24, 4393-4413, 2000.

ELETROBRÁS, Plano Decenal de Expansão 1999/2008. GCPS, 1999.

ELTAHIR, E. A. B., "El Niño and the natural variability in the flow of the Nile River", *Water Resources Research*, 32, No. 1, 131-137, 1996.

ENGMAN, E. T., "Use of microwave remotely sensed data in hydrological modeling", *Proceedings of the workshop on applications of remote sensing in hydrology*, Saskatoon, Saskatchewan, 259-278, 1990.

FEDORA, M. A. e BESCHTA, R. L., "Storm runoff simulation using an antecedent precipitation index (API) model", *Journal of Hydrology*, 112, 121-133, 1989.

FORTIN, J .P., GUILBOT, A. e SEGUIN, B., "Development of a modular hydrological forecasting model based on remotely sensed data for interactive utilization on a microcomputer, *Proceedings Cocoa Beach workshop 1985: Hydrologic Applications of Space Technology*, IAHS, 160, 307 – 319, 1986.

FRANÇA, G. B. e CRACKNELL, A. P., "Retrieval of land and sea surface temperature using NOAA-11 AVHRR data in north-eastern Brazil", 1994.

FREIRE, P., Educação como prática da liberdade, Rio de Janeiro, ed. Paz e Terra, 1981.

GABRIEL, A , Relatório do grupo de trabalho destinado a tratar da transposição de águas do rio São Francisco, . Equipe de Recursos Hídricos do BIRD, 2000.

GALVINO, J. D., SOUZA, F. A. S., Contrastes climáticos entre as sub-regiões do baixo e alto São Francisco em anos de El Niño, *XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia* **,** Fortaleza-CE, 2001.

GANDU, A. W. e SILVA DIAS, P. L., "Impact of tropical heat sources on the south American Tropospheric upper circulation and subsidence", *Journal of Geophysical Research*, 103, No. D6, 6001-6015, 1998

GAO, X., SOROOSHIAN S. e GUPTA, H.V., "Sensitivity analysis of the biosphere-atmosphere transfer scheme", Journal of Geophysical Research, 101, No. D3, 7279-7289, 1996.

GARCIA, H. C. e CARAVELLO, T. M., Lições de Geografia. 7, São Paulo, Ed. Scipione Ltda., 128 pp, 1996.

GARLAND, G., "Resolution considerations in using radar rainfall data for hydrologic modeling", Tese de mestrado, Departamento de Engenharia Civil, University of Waterloo, Canadá, 1986.

GARNEIRO, M., Relatório do grupo de trabalho destinado a tratar da transposição de águas do rio São Francisco, 2000.

GEWEHR, O. P., "Aplicação Meteorológica e da Previsão de Tempo no Setor Elétrico", *Encontro de Aplicações Meteorológicas no Setor Elétrico – SIMEPAR/ELETROBRÁS* , Curitiba-PR, 1997.

GOMES, H. P., Uma abordagem sobre o desenvolvimento hidroagrícola da Espanha, *A Água em Revista* , Ano V, No. 8, 1997.

GOMES FILHO, M. F., Inter-relações entre TSMs globais, sistemas atmosféricos de meso e grande escala e anomalias de volume dos principais reservatórios de água da

Paraíba. Tese de doutorado, Universidade Federal da Paraíba, Departamento de Meteorologia, 2000.

GOMES FILHO, M. F, CAVALCANTI, P. e SILVA, A R., Análise da precipitação do mês de março em Campina Grande, *Atmosfera & Água***,** II, 12-15, 1997.

GOMES FILHO, M. F., SOUZA, E. P. e BECKER, C. T., Sistemas convectivos de mesoescala com precipitação intensa na Paraíba: um estudo de caso, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 11, 36-43, 1996.

GRAEDEL, T. E., CRUTZEN, P. J, "Atmospheric Change: an earth system perspective", ed. W.H. Freeman and Company, New York, 1983.

GRASSO, A, "Numerical simulation of dryline sensivity to soil moisture", 2000.

GRAYSON, R. B., MOORE, I. D., e McMAHON, T.A., "Physically based hydrologic modeling, 1, A Terrain based model for investigative purposes", *Water Resources Research*, 28, 2639 – 2658, 1992a.

GRAYSON, R. B., MOORE, I. D., and McMAHON, T. A., "Physically based hydrologic modeling, 2, Is the concept realistic?", *Water Resources Research*, 28, 2659-2666, 1992b.

GRIMM, A. M., BARROS, V.R. e DOYLE, M. E., "Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events", *Journal of Climate*, 13, 35-58, 2000.

GRIMM, A. M. e FERRAZ, S. E. T., Sudeste do Brasil: uma região de transição no impacto de eventos extremos da Oscilação Sul. Parte I: El Niño, *X Congresso Brasileiro de Meteorologia*,1998.

GRIMM, A. M. e SILVA DIAS, P. L., "Analysis of tropical-extratopical interactions with influence functions of a barotropic model", *Journal of Atmospheric Sciences*, 52, No. 20, 3538-3555, 1995.

GROTCH, S. L. e MAcCRACKEN, M. C., "The use of general circulation models to predict regional climatic change", *Journal of Climate*, 4, 286-303, 1991.

GRUN, M., Ética e educação ambiental: a conexão necessária, Campinas, Papirus, 1996.

GUPTA, S. K. e SOLOMON, S. I., "Distributed numerical model for estimating runoff and sediment discharge of ungaged rivers, 1, The information system", *Water Resources Research*, 13, 613-618, 1977a.

GUPTA, S. K. e SOLOMON, S. I., "Distributed numerical model for estimating runoff and sediment discharge of ungaged rivers", 3, Comparison with other simple techniques, *Water Resources Research*, 13, 631-636, 1977b.

HALL, B. A., "Westward-moving disturbances in the south Atlantic coinciding with heavy rainfall events at Ascension Island", Meteorological Hah., 118, 175-181, 1989.

HALLAK, R. e SILVA DIAS, P. L., A operacionalização de previsão regional do RAMS no DCA/IAG/USP, 1996.

HARVEY, K. D. e SOLOMON, S. I., "Satellite remotely sensed land use data for hydrologic modeling", *Canadian Journal of Remote Sensing*, 10, No. 1, 1984.

HARGREAVES, G. H., Disponibilidade e deficiências de umidades para a produção agrícola no Ceará", Utah State University, 1973.

HARGREAVES, G. H., "Potential evapotranspiration for Northeast Brazil", Utah State University contract AID/CSD 2167, Department of Agricultural and Irrigation Engineering. 1973.

HASTENRATH, S., "Diagnostics and prediction of anomalous river discharge in the northern South America", *Journal of Climate*, 3, 1080-1096, 1968.

HASTENRATH, S. e HELEER, L., “Dynamics of climate hazards in Northeast Brazil”, *Quarterly Journal of the Royal meteorological Society***,** 103, 77-99, 1997.

HELFAND, H. M. and LABRAGA, J. C., “Design of a nonsingular level 2.5 second-order closure model for the prediction of atmospheric turbulence”, *Journal of Atmospheric Sciences***,** 45, 113-132. 1988.

HARZALLAH, A, ARAGÃO, J. O. R. e SADOURNY, R., “Interannual rainfall variability in Northeast Brazil: observation and model simulation”, *International Journal of Climatology*, 16, 176 pp., 1996.

HENDERSON-SELLERS, A., “Incorporating” vegetation and soil schemes into atmospheric general circulation climate models”, *Proceedings of the IAHS Symposium on Hydrological Interactions between Atmosphere, Soil and Vegetation, Vienna*, IAHS, 204, 11-20, 1991.

HERBST, P. H. ,BREDENKANP, D. B. e BARKER, H. M. E., “A technique for the evaluation of drought from rainfall data”, *Journal of Hidrology***,** 4, 264 – 272, 1966.

HERMAN, M., FOURQUART, Y., BURIEZ, J. C., “The influence of clouds on radiation: a climate-modeling perspective”, *Review of Geophysics*, 28, 145-166, 1990.

HIEZ, G. L. G. e RANEAN, L., Aplicação do método do vetor regional no Brasil, *V Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Volume 2, 1983.

HILLEL, D., “Modelling in soil physics: a critical review*”*, *in Future Developments in Soil Science Research*, Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, 35-42, 1986.

HUANG, E. J. e DOOL, H. M. Van Den, “Analysis of model calculated soil moisture over the United States (1931-1990) and applications to long-range temperature forecasts”, *Journal of Climate*, 9, 1350-1362, 1993.

IBAÑEZ, J. B. D., Influência dos Andes nas circulações locais do Peru, Tese de mestrado, IAG/USP, 215 pp., 1995.

IBBIT, R. P. e O'DONNEL, T., "Fitting methods for conceptual catchments models", *Journal of Hydraulics Engineering,* 97, 1331 – 1342, 1971.

IBGE, Diagnóstico da qualidade ambiental da bacia do rio São Francisco - sub-bacias do oeste baiano e Sobradinho, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1994.

IBGE, Atlas Brasileiro**,** 3ª. Ed., Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, 263 pp., 2000a.

IBGE, Censo demográfico de 2000: Resultados preliminares, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística Rio de Janeiro, 156 pp., 2000b.

IBGE, Mortalidade Infantil registradas nos estados e regiões do Brasil., Diretoria de Pesquisas, Departamento de População e Indicadores Sociais, 2001.

JACKSON, T. J., "Soil moisture estimation using SSM/I satellite data over a grass land region, *Water Resources Research***,** 33, 1475-1484, 1997.

JACKSON, T. J, SCHMUGGE, T.J. e O'NEIL, P.E., "Passive microwave remote sensing of soil moisture from an aircraf platform", *Remote Sensing of Environment*, 14, 135-152, 1984.

JACKSON, T. J., RAGAN, R. M. e FITCH, W. N., "Test of Landsat – based urban hydrologic modeling", *ASCE Journal of Water Resources Management and Planning,* 103, 141 – 158, 1977.

JACKSON, T. J., SCHMUGGE, T. J., NICKS, A D., COLEMAN, G. A. e ENGMAN, E. T., "Soil moisture updating and microwave remote sensing for hydrological simulation", *Hydrological Sciences Bulletin,* 26, No. 3, 305-319.

JAKEMAN, A. J. e HORNBERGER, G. M, "How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model?", *Water Resources Research*, 29, 2637-2649, 1993.

JENSEN, K. H. e MANTOGLOU, A., "Future of distributed modelling", *Hydrological Processes*, 6, 255-264, 1992.

SUASSUNA, J., Engenheiro agrônomo da Fundação Joaquim Nabuco–Pernambuco, 2000.

JOHNSTON, P. R. e PILGRIM, D. H., "Parameter optimization for watershed models", *Water Resources Research*, 12, 477-486, 1976.

KAYANO, M. T., Um estudo climatológico e sinótico utilizando dados de radiossondagens (1968-1976) de Manaus e Belém, Tese de mestrado, São José dos Campos – SP, 103pp, 1983.

KAHYA, E. e DRACUP, J. A., "U.S. streamflow patterns in relation to the El Niño/Southern Oscillation", *Water Resources Research*, 29, No. 8, 2491-2503.

KALNAY, E. e JANEE, R., "Summary of the NMC/NCAR reanalysis workshop of April 1991", *Bulletin of the American Meteorological Society*,72, No.12, 1904-1987, 1992.

KALNAY, E., KANAMITSU, M. e KISTLER, R., "The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project", *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, No. 3, 437-471. 1986.

KALNAY, E. e PAEGLE, J., "Large-amplitude, short-scale stationary Rossby waves in the Southern Hemisphere: observations and mechanistic experiments to determine their origin", *Journal of Atmospheric Sciences*, 43, 252-275, 1986.

KANA, R.P., "Some characteristics and precipitation effects of the El Niño of 1997-1998", *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 61, 1325-1346, 1999.

KITE, G. W. e KOUWEN, N., "Watershed modeling using land classifications", *Water Resources Research*, 28, No. 12, 3193-3200, 1992.

KLEMES, V., "Conceptualization and scale in hydrology", *Journal of Hydrology*, 65, 1-23, 1983.

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

KLEMP, J. B. e LILLY, D. K., "Numerical simulation of hydrostatic mountain wave", Journal of Atmospheric Sciences, 35, 78-107, 1978.

KODMA, Y. M., "Large-scale common features of subtropical precipitation zones (The Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ. Part I: Characteristics of subtropical frontal zones", *Journal of Meteorology Society Japan*, 70, 813-836, 1992.

KOHLER, M. A. "Evaporation from pans and lakes", *Technical Report No. 38*, US Weather Bureau Research.

KOTWICKI, V. e ISDALE, P., "Hydrology of lake Eyre, Australia: El Niño Link", *Palaeogeograpy, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 84, 87-98, 1991.

KOUSKI, V. E., "Frontal influences on Northeast Brazil", *Monthly Weather Review***,** 107, 1140-1153, 1979.

KOUSKI, V. E., "Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil", *Monthly Weather Review***,** 108, No. 4, 488-498, 1982.

KOUSKI, V. E. e GAN, M. A., "Upper troposphere cyclone vortices in the tropical south Atlantic", *Tellus*, 33, 539-551, 1981.

KONDO, J., SAIGUSA, N. e SATO, T., "A parametrization of evaporation from bare soil surface", *Journal of Applied Meteorology*, 29, 385-389, 1990.

KOUWEN, N., “WATFLOOD: a micro-computer based flood forecasting system based on real-time weather radar”, *Canadian Water Resources Journal*, 13, No. 1, pp. 62-77, 1988.

KOUWEN, N., SOULIS, E. D., PIETRONIRO, A., DONALD, J. E HARRINGTON, R. A., “Grouped response units for distributed hydrologic modelling”, *ASCE Journal of Water Resources Management and Planning*, 1993.

KUCZERA, G., “Improved parameter inference in catchment models, 1, Evaluating parameter uncertainty”, *Water Resources Research*, 19, No. 5, 1151-1162, 1983 a .

KUCZERA, G., “Improved parameter inference in catchment models, 2, Combining different kinds of hydrologic data and testing their compatibility”, *Water Resources Research*, 19, No. 5, 1163-1172, 1983 b.

KUO, H. L., “Further studies of the parametrization of the influence of cumulus convection on large-scale flow”, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31, 1232-1240, 1974.

LANNA, A. E. L. e SCHWARZBACH, M.M. , Modelo Hidrológico Autocalibrável, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS, 1999.

LARSEN, J. E., SIVAPALAN, M., COLLES, N. A. e LINNET, P. E., “Similarity analysis of runoff generation processing real – word catchments ”, *Water Resources Research*, 30,1641 – 1652, 1994.

LEAVESLEY, G. H. e STANNARD, L. G., “Applications of remotely sensed data in a distributed parameter watershed model”, *Proceedings of the Workshop on Applications of Remote Sensing in Hydrology*, Editors: G. W. Kite e A. Wankiewicz, National Hydrology Research Institute, Saskatoon, Saskatchewan, 47-68, 1990.

LEE, T. J. e PIELKE, R. A., “Notes and correspondence estimating the soil surface specific humidity”, *Journal of Applied Meteorology*, 31, 480-484, 1991.

LEESE, J., JACKSON, T., PITMAN, A., DIRMEYER, P., "GEWEX/BAHC international workshop on soil moisture monitoring, analysis and prediction for hydrometeorological and hydroclimatological applications", *Bulletin of American Meteorological Society*, 82,1423-1430, 2001.

LEGATES, D. R. e WILMOTT, C. J., "A comparison of GCM-simulated and observed mean January and July precipitation", *Palaeogeograpy, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 97, 345-363, 1992.

LEMOS, C., Transposição em contagem regressiva, *Jornal do Brasil. Caderno Ciência*, 25 de setembro, 2000.

LECONT, R. BRISSETTE, F., GALARNEAU, M., ROUSELLE, J. "Mapping near-surface soil moisture with RADARSAT-1 synthetic aperture radar data", *Water Resources Research*, W01515, doi: 10.1029/2003WR002312, 2004.

LESSA, R., Relatório do grupo de trabalho destinado a tratar da transposição de água do Rio São Francisco, Governador do Estado de Alagoas, 2000.

LINK, L. E., "Compatibility of present hydrologic models with remotely sensed data", *Seventeenth International Symposium on Remote Sensing of Environment*, Ann Arbor, Michigan, 1983.

LOAGUE, K., "Space-time tradeoffs across the hydrologic data sets of competing rainfall-runoff models: a preliminary analysis", *Water Resources Bulletin*, 27, 781-789, 1991.

LÓCIO, A. B., "Relatório do grupo de trabalho destinado a tratar da transposição de águass do rio São Francisco". Presidente da companhia de Desenvolvimento do vale do São Francisco, CODEVASF, 2000.

LOPES, J. E., BRAGA, B. P. F. e CONEJO, J. G. L., "SMAP, a simplified hydrologic model", *International Symposium on Rainfall-Runoff Modelling*, Mississipi State University, Mississipi, 1981.

LOU, A. P. F., Modelagem geoestatística aplicada à integração entre dados de postos pluviométricos e radar meteorológico, Tese de mestrado, Programa de Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, 2004.

LOUIS, J. F., "A parametric model for vertical eddy fluxes in the atmosphere", *Boundary Layer Meteorology,* 17, 187-202, 1979.

LUCERO, O. A., "Effects of the southern oscillation on the probability for climatic categories of monthly rainfall, in a semi-arid region in the southern mid-latitudes", *Journal of Atmospheric Research* , 49, 337-348, 1998.

MAGGETE, W. L., SHANHOLTZ, O. e CARR, J. C., "Estimating selected parameters for the Kentucky Watershed Model for watershed characteristics", *Water Resources Research*, 12, 472-476, 1976.

MAHFOUF, J. F., "Analysis of soil moisture from near surface parameters: a feasibility study", Journal of Applied Meteorology, 30, 1534-1547, 1991.

MAHIER, Y. e PIELKE, R. A., "A numerical study of the air flow over irregular terrain", *Beitrage zur Physik der Atmosphere*, 50, 98-113, 1977.

MARENGO, J. A., Mudanças climáticas globais e regionais. Avaliação do clima atual do Brasil e projeções de cenários climáticos futuros, *XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia*, Fortaleza-CE, 2001.

MARTINEC, J. e RANGO, A., "Parameter values for snowmelt runoff modeling", *Journal of Hydrology*, 84, 197-219.

McCUMBER, M. C. e PIELKE, R. A., "Simulation of the effects of surfaces fluxes of heat and moisture in a mesoescale numerical model", *Journal of Geophysical Research*, 86,10, 9929-9938.

MECHOSO, C. R. e IRIBARREN, G. P., "Streamflow in Southeastern South America and the Southern Oscillation", *Journal of Climate*, 5, 1535-1539, 1992.

MEDEIROS, Y. D. P., Análise dos impactos das mudanças climáticas em região semi-árida", *RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 8, No. 2, 127-136, 2003.

MEIN, R. G. e LARSON, C. L., "Modeling infiltration during a steady rain", *Water Resources Research*, 9, No. 2, 384-394, 1978.

MELO, A. B. C., Previsibilidade de precipitação na região semi-árida do nordeste do Brasil, durante a estação chuvosa em função do comportamento diário das chuvas na pré-estação; Tese de mestrado, Universidade Federal da Paraíba, Departamento de Meteorologia, Campina Grande, 1997.

MELO, E. C. S., Simulação numérica de circulações de brisa no estado da Paraíba, Tese de mestrado, Universidade Federal da Paraíba, Departamento de Meteorologia, Campina Grande, 2000.

MESSAOUD, M. e POINTIN, Y. B., "Small time and space measurement of the mean rainfall rate made by a gauge network and by a dual-polarization radar", *Journal of Applied Meteorology,* , 29, 830-841, 1990.

MEYERS, M. P., DEMOTT, P. J. and COTTON, W. R., "New primary ice nucleation parameterization in an explicit cloud model", *Journal of Applied Meteorology*, 31, 708-724. 1992.

Ministério da Integração Nacional, Transposição das águas do rio São Francisco. Brasília, 2000.

MME – Ministério de Minas e Energia, Projeto RE-SEP-documentos contratuais e regulamentais; versão preliminar; dezembro.

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

MOLINAS, P.A., ANDRADE, F.C., "Modelo de umidade do solo para fins agrícolas". *Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Gramado – RS, 1993.

MOLION, L. C., “A climatonomic study of the energy and moisture fluxes of the Amazons basin with consideration of deforestation effects”, *INPE – 923-TPT/05*, São José dos Campos. SP, 1976.

MOLION, L. C., Enos e o clima do Brasil, *Revista Ciência Hoje*, 58, No. 10, São Paulo, 23-29, 1989.

MOLION, L. C., Relatório do grupo de trabalho destinado a tratar da transposição de água do Rio São Francisco, Professor da Universidade Federal de Alagoas, 2000.

MONTALDO, N., ALBERTSON, J., D., MANCINI, M., KIELY, G., “Robust simulation of root zone soil moisture with assimilation of surface soil moisture data”, *Water Resources Research*, 37, No. 12, 2889-2900, 2001.

MOORE, R. J. e CLARKE, R. T., “A distribution function approach to rainfall-runoff modelling”, *Water Resources Research***,** 17, 1367-1382, 1981.

MOSORES, A. L. M. “Água para a cidade de Quatis - RJ: Utilização de Águas Subterrânea”, *Água em Revista*, CPRM, Ano IV, No.10, 1998.

MOSS, M. E., PEARSON, C. R., McKERCHAR, A. I., “The Southern Oscillation index as predictor of the probability of low streamflows in New Zealand”, *Water Resources Research*, 30, No. 10, 2717-2723, 1994.

MOTA, G. V., Estudo observacional de distúrbio ondulatório de leste no nordeste brasileiro, Tese de mestrado, IAG/USP, São Paulo, 92, 1997.

MONTENEGRO, J. P. B., Caracterização hidrológica de infiltração do escoamento superficial em uma micro-parcela sem vegetação do Cariri, Tese de mestrado, Universidade Federal do Pará –UFPA, 1980.

MOURA, A. D. e SHUKLA, J., “On the Dynamics of drought in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model”, *Journal of Atmospheric Research*, 38, 2653-2675, 1981.

MPO, Nordeste, uma estratégia de desenvolvimento sustentável, Projeto Áridas, Ministério do Planejamento e Orçamento, Brasília, 1995.

NATHANSON, M. H. e SAIDEL, G. M., "Criteria for optimal experimental design: application to ferrokinetics", Reportagem interna, Dept. of Biomed. Eng. Case Western Reserve University, Cleveland, Ohio, 1982.

NIMER, E., Climatologia do Brasil, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, 422 pp, 1979.

NJOKU, E. G., JACKSON, T. J. LAKSHMI, V., CHAN, T. K. e NGHIEM, S. V. , "Soil moisture retrieval from AMSR-E, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40, 215-229, 2003.

NOBRE, P., "Variabilidade climática sobre o Atlântico Tropical. Parte II. Estudo de Casos", *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 8, 10-14, Belo Horizonte-MG,. 1994.

O'DONNEL, T. e CANEDO, P. M., "The reliability of conceptual basin model calibration", *IAHS Proceedings of the Oxford Symposium on Hydrological Forecasting*, Publ. No. 129, 263-269, 1980.

OEA/PLANVASF, Plano Diretor para o Desenvolvimento do Vale do São Francisco: diagnóstico da Bacia do São Francisco, RTPO-86/23, Organização dos Estados Americanos, 1986.

OLIVEIRA, A., As experiências internacionais de reestruturação, IN:Oliveira A. Pinto JR.(orgs)- Financiamento do setor elétrico brasileiro. Inovações financeiras e novo modo de organização industrial, Ed. Garamond, Rio de Janeiro, 1997.

OLIVEIRA, A. e LOSEKANN, L., Regra de repasse: solução ou problema?, In: Borenstein, C.(org). - Regularização e gestão competitiva no setor elétrico brasileiro", Ed. Sagra Luzzato, Porto Alegre, 1999.

PAN, Z., TALKE, E., GUTOWSKI, W. e TURNER, R., “Long simulation of regional climate as sequence of short segments”, *Monthly Weather Review*, 127, 308-321, 1999.

PEDRO FILHO, A., “Biomass resources for energy in Northeast Brazil”, *Applied Energy*, 1-17, 2003.

PEREIRA FILHO, A. J. e CRAWFORD, K. C., “Mesoscale precipitation fields. Part I: statistical analysis and hydrologic response”, *Journal of Applied Meteorology*, 38, 82-101, 1999.

PERRELA, A. C. F., Classificação de sistemas de nuvens, *In: Curso de Interpretação de imagens de satélites meteorológicos*, Universidade do vale do Paraíba. UNIVAP, São José dos Campos – SP, 1995.

PEIXOTO, J. P. e OORT, A. H., “The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate”, *Variation in the Global Water*, 5-65. 1983.

PHILIP, J. R., “Evaporation and moisture and heat fields in the soil”, Journal of Meteorology, 14, 354-366, 1957.

PHILANDER, S. G., “El Niño, La Niña and the Southern oscillation”, Ed. Academic Press, New York,. 8-57, 1990.

PIELKE, R. A., COTTON, W. R., WALKO, R. L., TREMBACK, C. J., LEE, T. J., WESLEY, D. A. e COPELAND, J. H., “A comprehensive meteorological modeling system – RAMS”, Meteorological Atmospheric Physics, 49, 69-90, 1992.

PIETRONIRO, A. , “The feasibility of using remotely sensed soil moisture estimates as input into a distributed hydrologic model”, Tese de doutorado, Departamento de Engenharia Civil, University of Waterloo, Canadá, 1993.

PITMAN, A .J. (1993) The sensitivity of the land surface to the parameter values : a reassessment”, In: Wilkinson, W.B. (ed.) Macroscale modelling of the hydrosphere. *IAHS Proceedings of the Yokohama Symposium*, Publication No. 214, 125-132.

PIRES, J. C. L., Capacitação, eficiência e abordagens regulatórias contemporâneas no setor energético Brasileiro: As experiências da Aneel e da ANP, *Área de Planejamento. Departamento Econômico – DEPEC. BNDES*, No. 11, 1999.

PIRES, J. C. L., Desafios da Reestruturação do Setor Elétrico Brasileiro", *Área de Planejamento. Departamento Econômico – DEPEC. BNDES*, No. 76, 2000.

PIRES, J. C. L., PIECININI, M., A regularização dos setores de infra-estrutura no Brasil, *In:Giambiagi, F., Moreira, M. (orgs). A economia brasileira dos anos 90*, Rio de Janeiro, BNDES, 1999.

PRABHAKARA, C., DALU, G. e KUNDE, V. G., "Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11 to 13 μm window region", *Journal of Geophysical Research*, 79, 5039-5044. 1974.

PRATES, J. E. e DIAS, M. A., Assimilação de dados em um modelo regional em área com topografia complexa: uma análise de desempenho, *IX Congresso de Meteorologia*, 1400 – 1403, 1996.

RAGAN, R. M. e JACKSON, T. J., "Runoff synthesis using Landsat and SCS model", *ASCE Journal of Hydraulics Division*,106, 667 – 678, 1980.

RAMOS, R. P. L., "Precipitation characteristics in the Northeast Brazil dry region", *Journal of Geophysical Research*, 80, 1665-1678, 1975.

RANGO, A., "II. Snow hydrology processes and remote sensing", *Hydrological Processes*, 7, 121-138, 1993.

RANGO, A., FELDMAN, A., GEORGE III, T. S. e RAGAN, R. M., "Effective use of Landsat data in hydrologic models", *Water Resources Bulletin*, 19, No. 2, 165-174, 1983.

RAO, V. B e BRITO, J. I. B., "Intern annual variations of rainfall in northeast Brazil and their connections with the large scale features", *In: Symposium on meteorological aspects of tropical droughts*, Fortaleza –CE, WMO, 21-24, 1984.

RAO, V. B., LIMA, M. C. e FRANCHITO, S. H., “Seasonal and interannual variations of rainfall over Eastern Northeast Brazil”, Journal of Climate, 6, 1754-1763, 1993.

RAO, V. B., SÁ, L. D. A., FRANCHITO, S. H. e HADA, K., “Interannual variations of rainfall and corn yields in Northeast Brazil”, *Agricultural and Forest Meteorology*, 85, 63-74. 1997.

RASMUSSON, E. G. e CARPENTER, T. H., “Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño”, *Monthly Weather Review*, 110, 354-384, 1982.

REBOUÇAS, A., Relatório do grupo de trabalho destinado a tratar da transposição de água do Rio São Francisco, Professor da Universidade de São Paulo, 2000

REIS, R. J., “Estudo comparativo de modelos climatológicos de estimativa de evaporação no lago Serra Azul – MG”, Tese de mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte-MG, 1996.

REIS, R. J., DIAS, N. L. e BATISTA, M., Estimativa de evaporação do lago Serra Azul pelo método do balanço de energia – razão de Bowen, *XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, 1997.

REPELLI, C. A. e NOBRE, P., Modelagem estatística das anomalias de temperatura da superfície do mar do oceano Atlântico tropical, *Climanálise* , outubro, 1996.

REZENDE, F. e PAULA, T., Infra-Estrutura. Perspectivas de Reorganização, Brasília, IPEA, 1997.

RIBEIRO, C. B. M., Sensoriamento remoto aplicado à detecção de mudanças na cobertura do solo de uma bacia hidrográfica, Tese de mestrado, Programa de Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, 2001.

RIEHL, H., “Tropical Meteorology”, Mc Graw-Hill, 392 pp, 1979.

RIZZINI, C. T., Tratado de fitogeografia do Brasil, Âmbito Cultural Edições Ltda., 1997.

ROPELEWSKI, C., HALPERT, M. S., "Quantifying southern oscillation-precipitation relationships", *Journal of Climate*, 9, 1043-1059.

ROTUNNO FILHO, O. C., Comparação de dois métodos de otimização em modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão, Tese de mestrado, Programa de Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, 1989.

ROTUNNO FILHO, O. C., "Soil moisture mapping using remote sensing and geostatistics applied to distributed hydrological modelling", Tese de doutorado, Departamento de Engenharia Civil, University of Waterloo, Canadá, 1995.

SAKAMOTO, M. S., Zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS), *III Curso de Interpretação de Imagens e Análise Meteorológica*, Universidade do Vale do Paraíba, São José dos Campos –SP, 1993.

SANTANA, E. e OLIVEIRA, C., A economia dos custos de transição e a reforma na industria de energia elétrica no Brasil, *In: Borestein, C. (org). Regularização e gestão competitiva no setor elétrico brasileiro*, Ed. Sagra Luzzato, Porto Alegre, 1999.

SANTOS, I., A., "Variabilidade da circulação de verão da alta troposfera na América do Sul tropical", Tese de mestrado, IAG/USP, 132 pp., 1986.

SANTOS, I. A e SILVA DIAS, P. L., O impacto da inicialização física no estudo da precipitação Amazônica". *IX Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Campos de Jordão, 1300-1305, 1996.

SANTOS, R. C., Classificação textural aplicada à cobertura do solo de uma bacia hidrográfica usando sensoriamento remoto, Tese de mestrado, Programa de Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, 2002.

SARAIVA, F. A, SOUZA, F. A., MELO, E. C. S. e CORREIA, A. M., Avaliação do uso de tela para redução da evaporação da água em lagos, *Atmosfera & Água*, No.7, 2001.

SARMENTO, F. J., Homogeneização e preenchimento de séries pluviométricas: uma investigação com o vetor regional, *IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Vol. 2, Rio de Janeiro, 1991.

SATO, M., Educação Ambiental, São Carlos, 1995.

SATO, N., SELLERS, P. D., RANDALL, D. A., SHUKLA, J. e ALBERTRAZZI, E., "Implementing the simple biosphere model in a general circulation model", Journal fo Atmospheric Sciences, 46, 2757-2782, 1989.

SCHMUGGE, T. J., JACKSON, T. J. e McKIM, H. L., "Survey of methods for soil moisture determination", *Water Resources Research,* 16, No. 6, 961-979, 1980.

SELLERS, P. J., MINTZ, Y. e DALCHER, A., "A simple biosphere model (SIB) for use within general circulation models", *Journal of Atmospheric Sciences*, 43, 505-531, 1986.

SERVAIN, J., "Simple climatic indices for the tropical Atlantic ocean and some applications", *Journal of Geophysical Research***,** 96, 15137-15146, 1991.

SHUKLA, J. e MINTZ, Y., "Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate", *Science***,** 215, 1498-1500, 1982.

SILANS, A M. B. P, ALMEIDA, C. N, ALBUQUERQUE, D. J. S. e PAIVA, A. E. D. B., Aplicação do modelo hidrológico distribuído AÇUMOD à bacia hidrográfica do Rio do Peixe – estado da Paraíba, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 5, No. 3, 5-19, 2000

SILVA DIAS, P. L., "Slow modes of the shallow water equations: physical interpretation and numerical applications", *Workshop on Computational Methods for*

Oceanic, Atmospherics and Groundwater Flow, LNCC – Laboratório Nacional de Computação Científica Petrópolis –RJ, 1997.

SILVA, R. R., VITORINO, M. I., COSTA, A. A, MENDES, K. C., LUZ, A. C. C. e SAKAMOTO, M. S., A experiência da FUNCEME na utilização do RAMS como ferramenta de previsão numérica de tempo.

SILVA, R. R., FERREIRA, A. G. e OLIVEIRA, R. S., Assimilação pelo RAMS da TSM e sua influência na previsão numérica da precipitação sobre o NEB. *IX Congresso Brasileiro de Meteorologia,* Campos de Jordão, 447-450, 1996.

SILVA, A. B. P., SILVEIRA, V. P. e MOLION, L. C. B., Efeitos de vórtices ciclônicos sobre a precipitação no nordeste do Brasil, *XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia,* Fortaleza-CE, 2001.

SILVA, A M. S., "Bacia hidrográfica e qualidade de água: as experiências de uma década em programas de educação ambiental desenvolvidos no CRHEA/CPCC – USP", Tese de mestrado, Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, 1998.

SILVA, V. P. R. e LIMA, W. F. A, "Análise da influência dos vórtices ciclônicos de ar superior na precipitação pluvial do nordeste brasileiro", *XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia*, Fortaleza-CE, 2001.

SILVA JÚNIOR, J. A., RODRIGUES, H. J. B., SANTOS, L. A. R., Comportamento da temperatura durante o fenômeno La Niña na cidade de Belém-PA, *XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia*, Fortaleza-CE, 2001.

SILVEIRA e DESBORDES, Modelos hidrológicos distribuídos urbanos com poucos parâmetros, Revista Brasileira de Recursos Hídricos, 4, No.1, 35-48.

SIMIELLI, M. E., Geoatlas, Editora Ática, São Paulo,1991.

SIMPSON, J. E., “Sea breeze and local winds”, Cambridge, University Press, New York, EUA, 1994.

SMEX03, “Soil moisture experiments in 2003”, – Projeto de pesquisa conjunto entre o Brasil e os Estados Unidos intitulado Experimento de Umidade do Solo de 2003 no Brasil sob coordenação geral do USDA e da Embrapa – Instituições participantes: Embrapa, USDA/ARS, Agência Espacial Brasileira, NASA, Inpe, Unicamp, COPPE/Laboratório de Hidrologia – Núcleo de Hidrologia Estratégica e Ciências Atmosféricas, CPRM, dezembro,2003.

SOLOMON, S. I., and GUPTA ,S. K., “Distributed numerical model for estimating runoff and sediment discharge of ungavged rivers, 2, Model Development”, *Water Resources Research*, 13, 619 – 629, 1977.

SOROOSHIAN, S., e ARFI, F., “Response surface parameter sensitivity analysis methods for postcalibration studies”, *Water Resources Research*, 18, 1531-1538, 1982.

SOROOSHIAN, S. e DRACUP, J. A., “Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall – runnof models: correlated and heteroscedastic error cases”, *Water Resources Research*, 16, 430 – 442, 1980.

SOROOSHIAN, S., GUPTA, V. K. e FULTON, J. C., “Evaluation of maximum likelihood parameter estimation techniques for conceptual rainfall – runoff models: influence of calibration data variability and length on model credibility”, *Water Resources Research*, 10, 251 – 259, 1983.

SOUZA, E. B., ALVES, J. M. B. e XAVIER, T. M. B. S., A estação chuvosa no semi-árido nordestino nos anos de predominância de aquecimento ou de resfriamento em toda bacia do Atlântico tropical, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 3, No. 2, 1998.

SOUZA, C. A., DAMIÃO, M. C. e ALVES, L. M., “Atuação dos vórtices ciclônicos em altos níveis nos meses de verão de 2000/2001” (Parte a), *XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia***,** Fortaleza-CE, 2001.

SOUZA, I. F., SANTOS, F. V. e PINTO, J. E. S. S., "Repercussão do El Niño no Estado de Sergipe", *Atmosfera & Água*, Ano 3, No. 6, Maceió, 2000.

SUASSUNA, J., *Fundação Joaquim Nabuco*, Pernambuco, 2001.

SUDENE, As secas do Nordeste: uma abordagem histórica de causas e efeitos, DRN, Recife, 1994.

TANAJURA, C. J., "Modeling and analysis of the South American Summer Climate", Tese de doutorado, University of Maryland, USA, 1996.

TAO, T. e KOUWEN, N., "Remote sensing and fully distributed modelling for flood forecasting", *ASCE Journal of Water Resources Planning and Management*, 115, 809-823, 1989.

TEIXEIRA, F. V. B., Estudo da Zona de Convergência do Atlântico Sul com simulação estendidas do Modelo Regional Atmosférico RAMS", Tese de mestrado, COPPE-UFRJ, 2000.

TRIPOLLI, G. J. e COTTON, W. R., "The Colorado State University three dimensional cloud mesoescale model – 1982. Part I: General Theoretical framework and sensitive experiments", *Journal of Atmospheric Research*, 16, 185-219,1982.

TROUTMAN, B. M., "Errors and parameter estimation in precipitation-runoff modelling, 1, Theory", *Water Resources Research*, 21, 1195-1213, 1985.

TUCCI, C. E. H., "Análise de Sensibilidade dos Parâmetros do Algoritmo de Infiltração", *III Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos –DF*, 1979.

TUCCI,, C. E. H. e CLARKE, R. T., "Impacto das mudanças da cobertura vegetal no escoamento", *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, No. 2, 135-152, 1997.

TUCCI, C. E. M., MESPANHOL, J. e CORDEIRO NETO, O. M., Cenários da gestão da água no Brasil: uma contribuição para a visão mundial da água, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 5, No. 3, 31-43, 2000.

ULIASZ, M., "Atmospheric mesoscale and dispersion modeling system-MDMS", *Journal of Applied Meteorology*, 1993.

U.S. Army Corps of Engineers, "HEC – 1 flood hydrograph package hydrologic", Engineering center, Davis, California, 1981.

UVO, C. R. B., A zona de convergência intertropical e sua relação com a precipitação da região norte do nordeste brasileiro, Tese de mestrado, INPE, São José dos Campos-SP, 1989.

UVO, C. R. B., REPELLI, C., ZEBIAK, S. E. e KUSHNIR, Y., "The relationships between tropical pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil monthly precipitation", *Journal of Climate***,** 11, 551-562, 1998.

VIEIRA, V. P. P. B., A água e o desenvolvimento sustentável no nordeste, IPEA – Instituto de Pesquisa Econômica Aplicada, Brasília, 2000.

WALKER, J. P., WILLGOOSE, G. R. e KALMA, J. D., "One-dimensional soil moisture profile retrieval by assimilation of near-surface measurements. A simplified soil moisture model and field application", *American Meteorological Society***,** 356-372, 2001.

WALKO, R. L., COTTON, W. R., MEYERS, M. P. e HARRINGTON, J. Y., "New RAMS cloud microphysics parameterization, Part I: The single-moment scheme", *Journal of the Atmospheric Research*, Amsterdam,38, 29-62**,**1985.

WANG, W. e WARNER, T. T., "Use of four-dimensional data assimilation by Newtonian relaxation and latent-heat forcing to improve a mesoescale-model precipitation forecast: A case study", Monthly Weather Review, 116, 2593-2613, 1988.

WANG, Z., WU, L., HARTER, T., LU, J. e JURY, W. "A field study of unstable preferential flow during soil water redistribution", *Water Resources Research***,** 39, No. 4, 1075- 1088, 2003.

WEBB, R. P., LEMAK, R. e FELDMAN, A., "Determination of land use from satellite imagery for input into hydrologic models", *Fourteenth International Symposium on Remote Sensing of the Environment*, Anne Arbour, 1980.

WEBSTER, P. J., "The role of hydrological process in ocean-atmospheric interactions", Reviews of Geophysics, 32, No. 4, 427-476, 1994.

WESTERN, A. W. e BLOSCHL, G., "On the spatial scaling of soil moisture", *Journal of Hydrology*, No. 217, 203-224, 1999.

WILSON, M. F., HENDERSON-SELLERS, A., DICKINSON, R. E. e KENNEDY, P.J., "Sensitivity of the Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) to the inclusion of variable soil characteristics", *Journal of Climate and Applied Meteorology*, No. 26, 341-362, 1987.

WOO, M. e THORNE, R., "Comment on detection of hydrologic trends and variability", *Journal of Hydrology*, 277, 150-160, 2003.

WOOD, E. F., SIVAPALAN, M. e BEVEN, K., "Similarity and scale in catchment storm response", *Review of Geophysics*, 28, 1-18, 1990.

WOLTER, K., "The Southern oscillation in surface circulation and climate over the tropical Atlantic, Eastern Pacific, and Indian oceans as captured by cluster analysis", Jorunal of Climate Applied Meteorology, 26, 540-558, 1987.

XAVIER, A. F. S, XAVIER, T. M. B. S. e ALVES, J. M. B., "Uma análise da cronologia de eventos ENOS (El Niño e la Niña): 1900-2000", *XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Rio de Janeiro, 2000.

XAVIER, L. N. R., Análise de incerteza causada pela representação da precipitação no modelo Topmodel, Tese de mestrado, COPPE/UFRJ, 2002.

XAVIER, T. M. B. S. e XAVIER, A. F. S., Classificação de anos secos e chuvosos na região NE do Brasil e sua distribuição espacial, *III Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Belo Horizonte, 3, 267-275, 1984.

XAVIER, T. M. B. S., XAVIER, A. F. S. e SILVA DIAS, P. L., Modelos estocásticos de previsão climática regional da chuva no Ceará - NE do Brasil: 1964-2001, *XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia*, Fortaleza-CE, 2001.

XAVIER, T. M. B. S., XAVIER, A. F. S., e SILVA DIAS, P. L., "Interrelações entre eventos ENOS, ZCIT no Atlântico e a chuva nas bacias hidrográficas do Ceará", *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 8, No. 2, 111-126, 2003.

YAN, H. e ANTHES, R. A., "The effect of variations in surface moisture on mesoescale circulation", *Monthly Weather Review*, 116, 192-208, 1988.

YEH, P. J. F. e ELTAHIR, E. A. B., "Stochastic analysis of the relationship between topography and the spatial distribution of soil moisture", *Water Resources Research*, 34, No. 5, 1251-1263, 1998.

YEVJEVICH, V., " Determinism and stochasticity in hydrology" , *Journal of Hydrology*, 22, 225-238. 1974.

ZENG, X., "Global vegetation root distribution for land modeling", *American Meteorological Society*, 525-530, 2001.

APÊNDICE A
FENÔMENOS ATMOSFÉRICOS

A.1- Massas de ar

São extensos volumes da atmosfera que cobrem áreas de milhares de quilômetros quadrados e que apresentam características de homogeneidade horizontal de temperatura e umidade, isto é, denotam fracos gradientes para esses elementos. No Brasil, latitudes equatoriais e tropicais são regiões de transformações das massas de ar marítimo em massas quentes continentais típicas.

A.2 - Frentes

Chama-se de superfície frontal a zona de transição entre duas massas de ar diferentes. Frente é a linha de interseção da superfície frontal dessas massas com o solo. Existem correntes (massas de ar) de ar seco e frio movendo-se das regiões polares em direção ao Equador, enquanto outras correntes de ar quente e úmido movem-se do Equador para os pólos. As correntes polares de ar chocam-se com as correntes tropicais, produzindo tempestades. As regiões em que as massas quentes e frias se encontram são identificadas como locais de frentes quentes e frentes frias.

Uma frente quente (Figura 2.1) é uma região em que uma corrente de ar quente e úmido do norte começa a passar por cima da massa fria vinda do sul (hemisfério sul). A massa de ar quente desliza suavemente sobre o obstáculo que é a massa de ar frio. O ar quente subindo expande-se e fica mais frio; a umidade condensa-se e forma neblina e nuvens. Freqüentemente, produz-se um chuvisco. As nuvens da frente quente ficam a poucos quilômetros de altura.

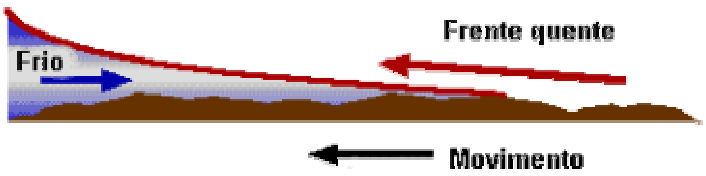


Figura A.1 – Representação esquemática de uma frente quente

Uma frente fria (Figura 2.2) é uma região em que uma corrente de ar frio e seco do sul vence a massa de ar quente e úmido, inserindo-se por baixo dela e fazendo-a subir.

Essas frentes, que se deslocam para o norte, são seguidas por tempo mais frio e seco que, muitas vezes, precede ondas de frio. Massas de ar frio são extremamente densas se comparadas com o ar mais quente.

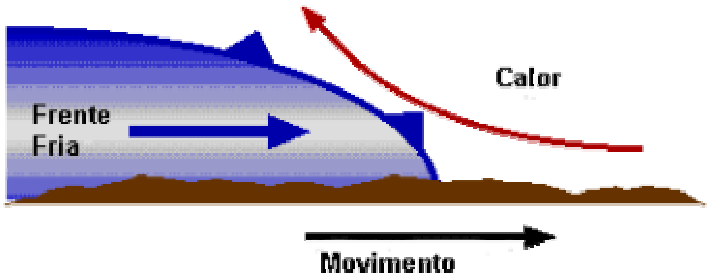


Figura A.2 – Representação esquemática de uma frente fria

Algumas vezes, uma frente oscila lentamente em torno de uma posição média. É considerada frente estacionária, que pode se desfazer gradativamente pelo aquecimento do ar frio.

Simpson (1994) coloca que a geração de uma frente entre duas massas de ar com densidades diferentes depende principalmente da intensidade dos ventos convergentes. Se o vento ao sair da costa em direção ao mar for forte o suficiente, uma frente de brisa pode se desenvolver próximo à costa, ficando estacionária ou penetrando lentamente sobre o continente, enquanto a brisa marítima propriamente dita continuará a soprar atrás da frente e ascender o ar ao longo da linha onde ocorre a convergência dos ventos.

A.3 – Convergência e divergência

As nuvens convectivas, as vastas áreas nebulosas, associadas aos sistemas frontais ou ciclônicos, e as precipitações resultantes das nuvens são causadas por movimentos ascensionais do ar que transportam o ar mais quente e mais úmido das camadas contíguas à superfície para as camadas mais elevadas da atmosfera. O ar ascendente deve ser suprido por fluxos horizontais de ar em superfície, processo denominado de convergência. Verifica–se que a ascensão do ar está sempre associada a sua convergência no plano horizontal. Os movimentos descendentes (subsidência) são associados à divergência

horizontal em superfície. A convergência ocorre nos centro de baixa pressão (nos ciclones, nos cavados frontais de pressão ou nas depressões de convecção térmica). A divergência ocorre nos centros de alta pressão (anticiclones), alimentada pela subsidência do ar superior.

A.4 - ZCIT (Zona de convergência intertropical)

A zona de convergência intertropical caracteriza-se pela presença de áreas de nebulosidade convectiva. Ela é resultante da interação entre a zona de confluência dos ventos alísios de sudeste e nordeste, o cavado equatorial e a zona de máxima temperatura da superfície do mar. Esses sistemas não se apresentam sobrepostos numa mesma latitude, porém próximos uns dos outros, aumentando a instabilidade na faixa de nebulosidade associada a ZCIT.

Normalmente, a ZCIT migra sazonalmente de sua posição mais ao norte, aproximadamente 14ºN em agosto-setembro, para a sua posição mais ao sul, aproximadamente 2ºS em março-abril. Em anos de seca no Nordeste, a ZCIT usualmente não cruza o Equador na sua migração sazonal para o sul. Portanto, não atinge o nordeste brasileiro. Em anos chuvosos, por outro lado, a ZCIT desloca-se até 5º-6ºS, próximo à costa do nordeste. Dinamicamente, a ZCIT é uma banda de baixa pressão e convergência do escoamento nos baixos níveis da atmosfera próximos à superfície. Convergência de ar úmido próximo à superfície propicia as condições favoráveis para o movimento ascendente, condensação do vapor de água, formação de nuvens e altas taxas de precipitação. A ZCIT acha-se geralmente situada sobre as regiões com temperaturas de superfície do mar (TSM) mais altas.

A.5-Linhas de cumulonimbos

As regiões costeiras do norte-nordeste da América do Sul sofrem influência da circulação local típica das áreas litorâneas. A formação e propagação de linhas de cumulonimbus (Figura 2.3) estão associadas com as brisas. No verão e no outono, a linha de atividade convectiva desenvolve-se quase sempre ao sul do Equador, afetando a costa norte do Nordeste; no inverno e na primavera, a maior parte da convecção ocorre ao norte do Brasil, Guianas e Venezuela.

Figura A.3 – Linhas de cumulonimbus

A freqüência do desenvolvimento de linhas de instabilidade, no hemisfério sul, é maior no inverno e menor na primavera e verão. A variação latitudinal da ZCIT acontece no mesmo sentido da mudança na posição da atividade associada à brisa marítima, o que evidencia uma ligação entre características do escoamento de grande escala e o desenvolvimento de cumulonimbus na costa, relacionados à circulação local.

Fatores que podem inibir a formação da linha de cumulonimbus estão ligados à subsidência de grande escala na região Nordeste, à diminuição do gradiente de temperatura entre continente e oceano, além da ausência de fatores dinâmicos na circulação de grande escala.

A.6 - El Niño

O aumento anormal da temperatura na superfície do mar na costa oeste da América do Sul, durante o verão no hemisfério sul, é denominado de El Niño. Essa ocorrência foi identificada séculos atrás por pescadores peruanos que deram, então, o nome de El Niño ao observarem anos em que ocorria uma enorme diminuição na quantidade de peixes, época sempre próxima ao Natal. Esse fenômeno, que se apresenta normalmente em intervalos de dois a sete anos, caracteriza-se com a temperatura na superfície do mar e a atmosfera correspondente sinalizando uma condição anormal durante um período de doze a dezoito meses. A evolução típica do fenômeno tem início em janeiro de um ano, atinge sua máxima intensidade durante dezembro do mesmo ano, e janeiro do próximo ano, enfraquecendo–se na metade do segundo ano.

Normalmente, conforme mostra a Figura 2.4, os ventos tropicais (1) sopram em direção à Ásia (de leste para oeste) nessa área do oceano Pacífico, empilhando as águas mais aquecidas (2) no setor oeste do mesmo, fazendo com que o nível do oceano na Indonésia fique cerca de meio metro acima do nível da costa oeste da América do Sul. A

temperatura na superfície do mar é cerca de 8^{o}C mais elevada no setor oeste (região da Indonésia e setores norte/nordeste da Austrália), sendo que a temperatura menor na costa oeste da América do Sul deve–se às águas frias que sobem (3) a partir de níveis mais profundos do oceano. Essas águas frias são ricas em nutrientes, permitindo a manutenção de diversos ecossistemas marinhos e atraindo cardumes. Nos anos sem El Niño, há forte movimento ascendente, com formação de nuvens e conseqüentes chuvas (4) no setor oeste (região da Indonésia e setores norte/nordeste da Austrália) e movimento subsidente, de cima para baixo, de ar seco e frio, na parte leste, em particular na costa oeste da América do Sul. Esse fato inibe a formação de nuvens, acarretando a ocorrência de pouca chuva nessa última região.

SITUAÇÃO NATURAL

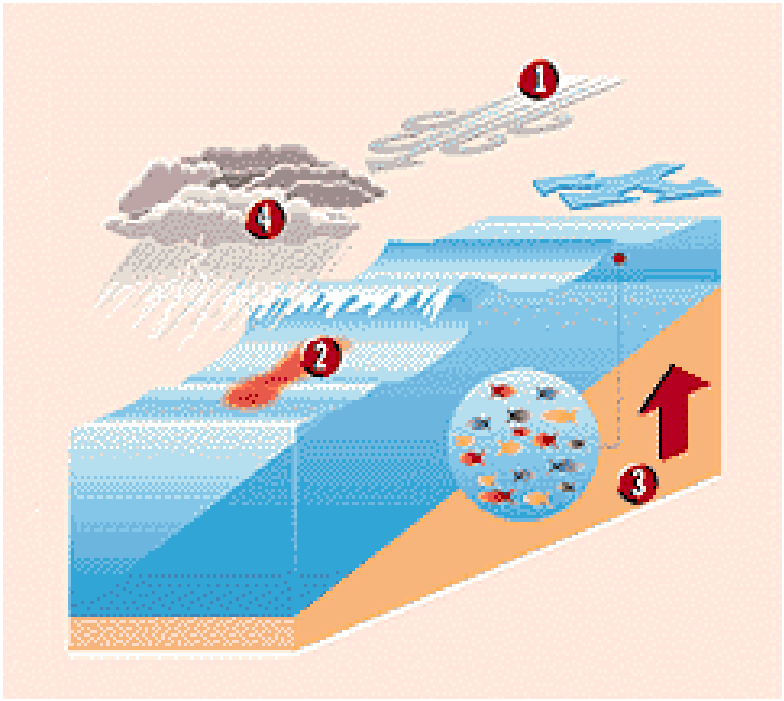


Figura A.4 – Representação esquemática da situação normal de circulação.

O El Niño é o resultado de uma interação do sistema oceano–atmosfera no Pacífico–Equatorial, que acarreta modificações importantes nas condições de tempo ao redor do globo. Registra–se aumento da precipitação na linha meridional dos EUA, inundações destrutivas no Peru, Equador e sul do Brasil e seca no nordeste do Brasil, ocasionando incêndios nas regiões norte e nordeste do Brasil que passam por longos períodos de estiagem, além de seca na Austrália, Indonésia e África. Segue, na Figura 2.5, a representação gráfica da presença do fenômeno El Niño.

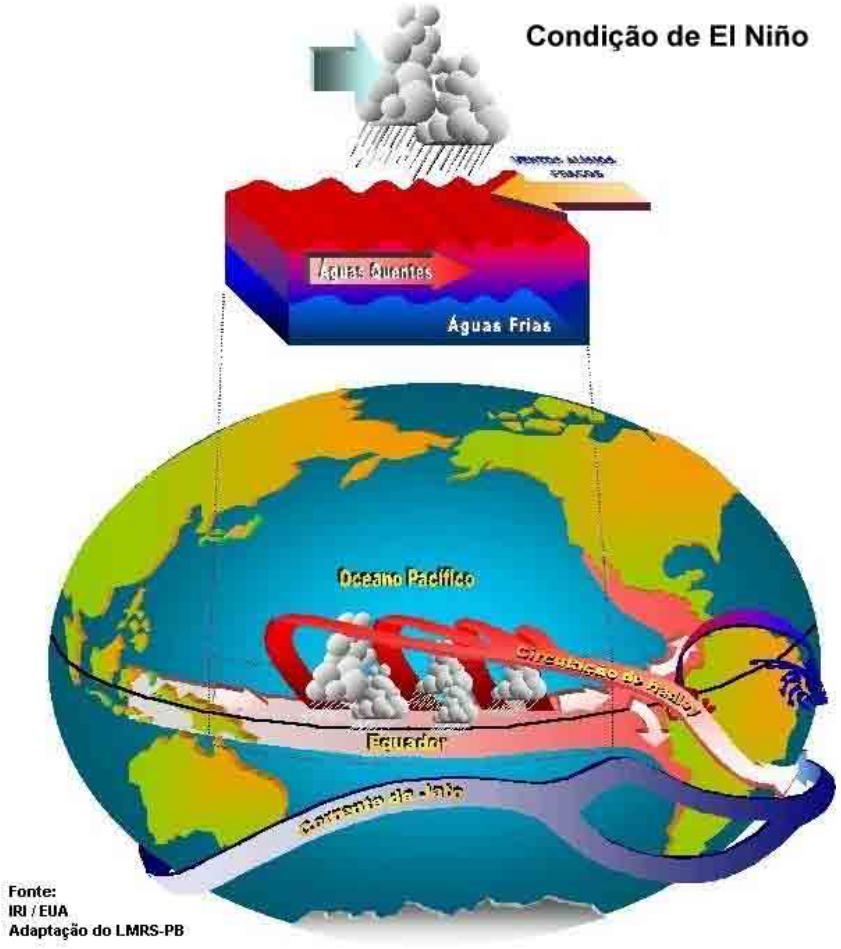


Figura A.5 – Representação do fenômeno El Niño.

Na região Nordeste, em anos de El Niño, a previsão é chuva muito abaixo da média histórica, com prognóstico de seca, principalmente por causa do rápido deslocamento da

zona de convergência intertropical para o norte e previsão de anomalias de temperatura negativa no oceano Atlântico sul (dipolo de temperatura).

O El Niño intensifica, pois, a seca no Nordeste, com efeitos mais pronunciados nos meses de fevereiro a maio.

Na Figura A.6, segue o esquema da atmosfera sem El Niño e com El Niño.

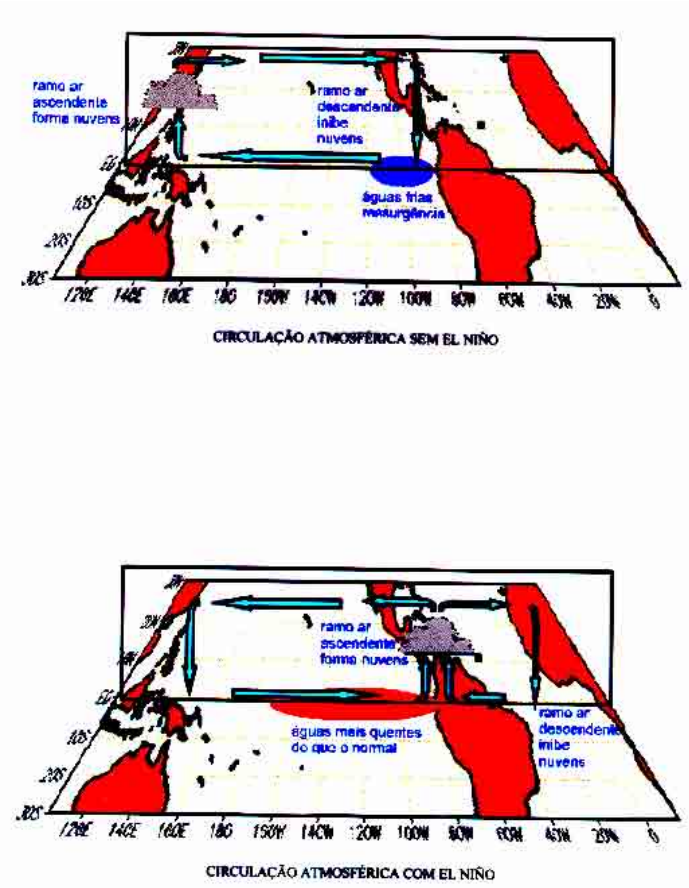


Figura A.6 – Esquema da atmosfera sem e com El Niño.

Webster (1994) cita que, no contexto da circulação meridional de larga escala, os cúmulos profundos correspondem ao ramo ascendente das células do tipo Hadley, que atuam nos hemisférios norte e sul. Recentemente, grande atenção tem sido dada às circulações zonais que têm muito maior variabilidade, a exemplo do que acontece com a célula de Walker do Pacífico tropical em associação com fenômeno El Niño/Oscilação Sul

(ENOS). Certamente, as variações na intensidade e na posição da forçante convectiva têm impacto bastante complexo sobre as circulações de larga escala.

O El Niño não é um fenômeno local, uma vez que ele atinge demais países. É um fenômeno global, causando secas em algumas regiões, calor em outras e chuva nas demais áreas.

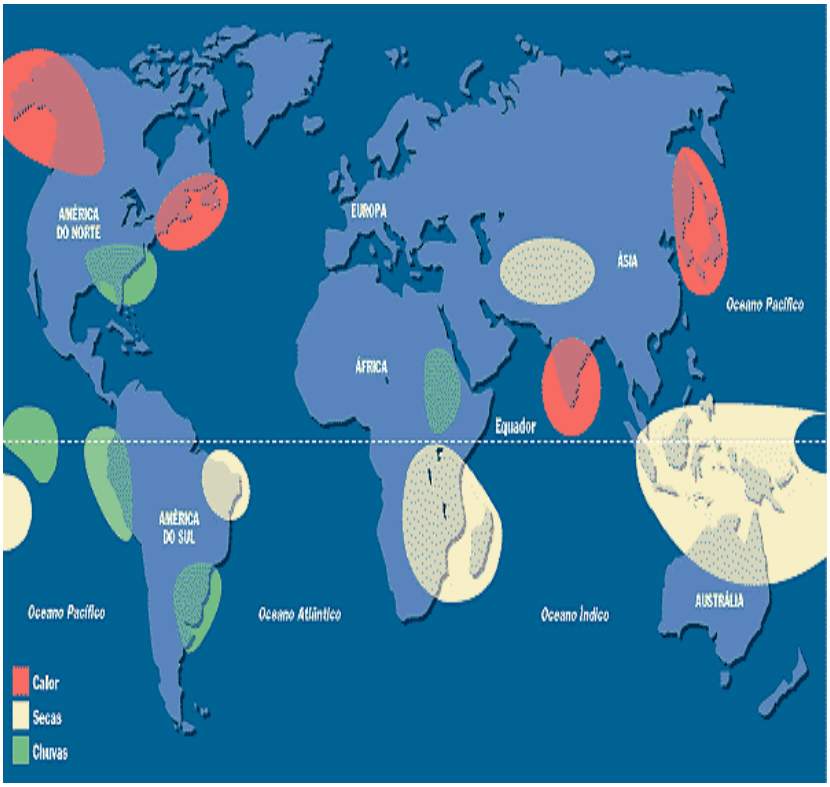


Figura A.7 – Representação gráfica do fenômeno El Niño no mundo

. **A.7 – Oscilação Sul (OS)**

As mudanças na circulação zonal (hemisfério sul) estão associadas a mudanças no campo de pressão à superfície resultante do aquecimento diferenciado entre oceanos e continentes. A oscilação sul caracteriza-se por uma gangorra barométrica de grande escala observada sobre a bacia do Pacífico tropical. É definida como uma flutuação inversa, verificada no campo de pressão ao nível médio do mar (PNM), nas estações de Darwin (12,4 ºS – 130,9ºE), localizada no norte da Austrália, e Tahiti (17,5ºS – 149,6ºW), situada no oceano Pacífico sul (Figura A.8). A diferença entre as pressões normalizadas nas

estações de Tahiti e Darwin é definida como o índice de oscilação sul (IOS), ilustrado pela Figura A.9.

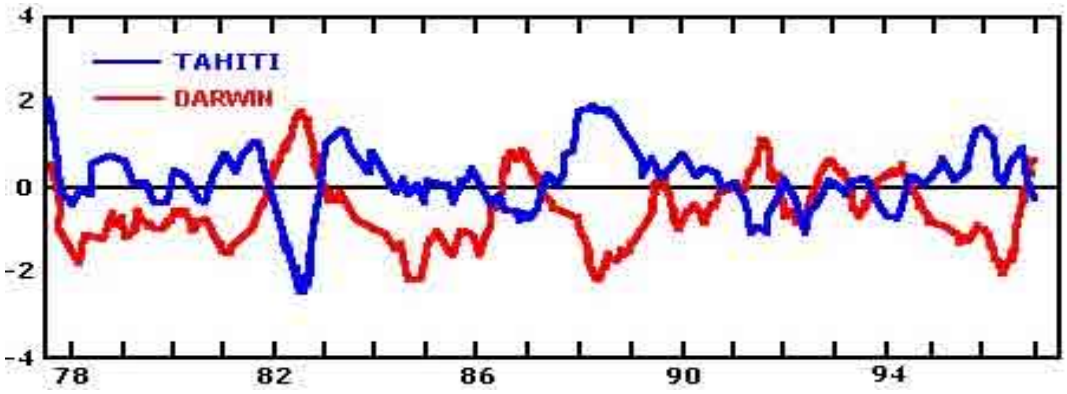


Figura A.8 – Série temporal das anomalias de pressão do nível do mar nas estações de Tahiti e Darwin.

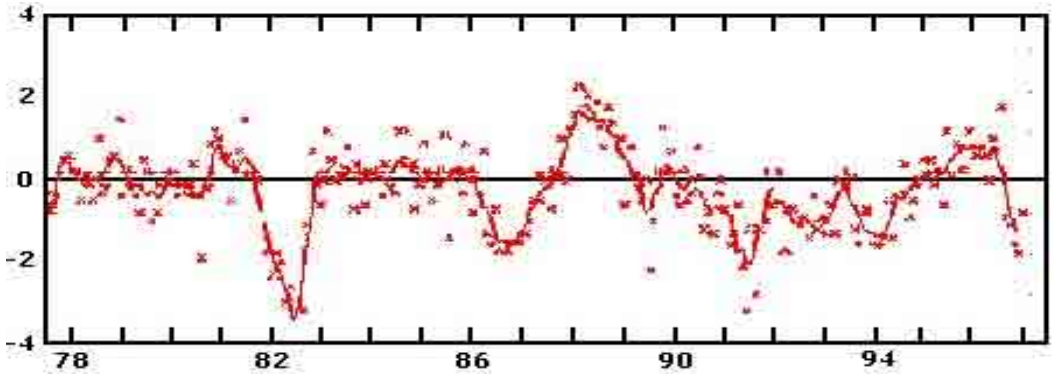


Figura A.9 – Série temporal do índice de oscilação sul (IOS).

A.8 – La Niña

É um fenômeno que ocorre quando os ventos alísios, convergentes no Equador, sopram para o oeste sobre o Pacífico equatorial. Esses ventos acumulam as águas quentes da superfície do Pacífico ocidental, de forma que a superfície do mar, na região da Indonésia, fica aproximadamente 0,5 metro mais alta que na costa da América do Sul.

Há um sistema de circulação em que os ventos fluem à superfície de leste para oeste, desenvolvendo uma atividade convectiva muito forte na região de chuvas intensas,

enquanto que as correntes de ar superiores formam, em sentido contrário, um sistema de descida do ar (subsidência) próximo à costa da América do Sul. O ar subsidente é, por conseqüência, mais seco e frio sobre a região da ressurgência, onde ocorre o afloramento das águas frias de níveis mais profundos. A água mais fria é rica em nutrientes e sustenta altos níveis de produtividade primária dos diversos ecossistemas marinhos e a pesca, principal atividade nas costas do Peru e do Equador. A alta taxa de vapor de água ascendente na atmosfera, resultado do elevado aquecimento das águas, ocasiona fortes precipitações na parte oeste do Pacífico, enquanto o lado oriental é relativamente seco.

Quando a diferença de pressão do índice de oscilação sul (IOS) é positiva, as condições de ventos favorecem a ocorrência do fenômeno La Niña, permitindo, algumas vezes, a chegada de frentes frias até a região do nordeste no litoral da Bahia, Sergipe e Alagoas. Na Tabela A.1, seguem os anos registrados com El Niño e La Niña através do Centro Nacional para Previsão Ambiental ("National Centers for Environment Prediction" - NCEP).

Tabela A.1 – Anos de El Niño e La Niña (fonte NCEP/NOAA).

Anos de El Niño	**Anos de La Niña**
1900 - 1901	1903 - 1904
1902 - 1903	1906 - 1907
1905 - 1906	1908 - 1909
1911 - 1912	1916 - 1917
1914 - 1915	1920 - 1921
1918 - 1919	1924 - 1925
1923 - 1924	1928 - 1929
1925 - 1926	1931 - 1932
1930 - 1931	1938 - 1939
1932 - 1933	1942 - 1943
1939 - 1940	1949 - 1950
1940 - 1941	1954 - 1955
1941 - 1942	1964 - 1965
1946 - 1947	1970 - 1971

1951 - 1952	1973 - 1974
1953 - 1954	1975 - 1976
1957 - 1958	1988 - 1989
1963 - 1964	1985 - 1986
1965 - 1966	1998 - 1999
1969 - 1970	
1976 - 1978	
1983 - 1983	
1986 -1987	
1991 - 1992	
1993 - 1994	
1997	

Na Figura A.10, temos a representação de La Niña.

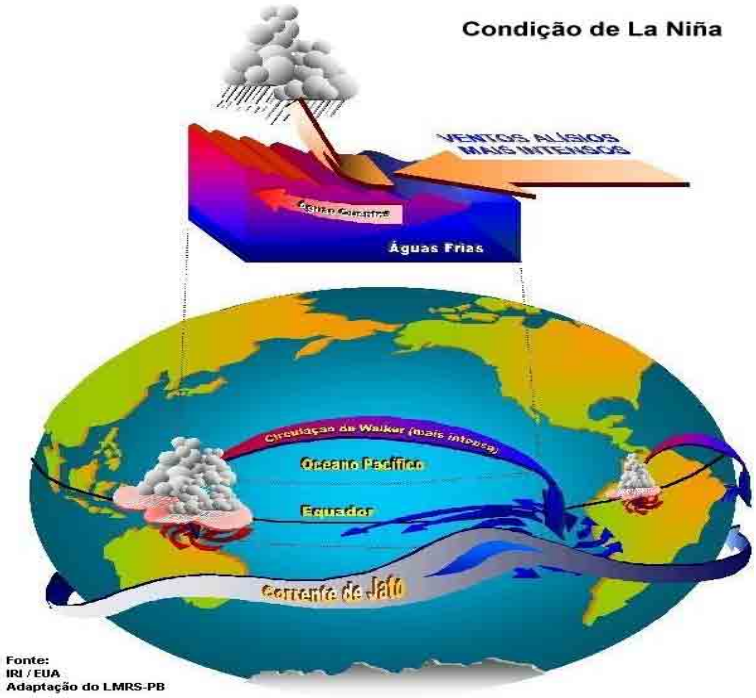


Figura A.10 – Representação do fenômeno La Niña.

Alves et al. (2000) estudaram a tendência térmica da temperatura da superfície do mar no Atlântico intertropical enfatizando comparações para composição de anos considerados como normais, de El Nino e de La Nina. Os autores perceberam que, nas composições de anos de El Niño, a TSM tem uma predominância com tendência de aquecimento nas áreas do Atlântico tropical norte, enquanto, nos anos de La Niña, essas características são contrárias. Observaram também que, no setor sul da bacia, predomina uma tendência de aquecimento no lado oeste e resfriamento no lado leste. Para os anos considerados normais, há uma tendência de predominar águas mais aquecidas no setor norte dessa bacia.

A.9– Dipolo do Atlântico

É um fenômeno oceano-atmosférico que causa variação de precipitação no nordeste do Brasil (NE) e na África. O dipolo do Atlântico (DP) é uma mudança anômala na temperatura da água do mar no oceano Atlântico tropical. Esse fenômeno muda a circulação meridional da atmosfera (Hadley) e inibe ou aumenta a formação de nuvens sobre o nordeste brasileiro e sobre a África. Quando as águas do Atlântico tropical norte estão mais quentes e as águas do Atlântico equatorial e tropical sul estão mais frias, existem movimentos descendentes anômalos sobre o NE e África Ocidental, inibindo a formação de nuvens e diminuindo a precipitação, podendo causar secas. Por outro lado, quando as águas do Atlântico norte estão mais frias e as águas do Atlântico tropical sul estão mais quentes, há movimentos ascendentes anômalos sobre o NE e sobre a África ocidental, acelerando a formação de nuvens e aumentando a precipitação.

Com vistas a apresentar de forma integrada os efeitos de El Niño , da oscilação sul, de La Niña e do dipolo do Atlântico na circulação de Hadley e Walker, apresenta-se a Figura A.11 e correspondente análise.

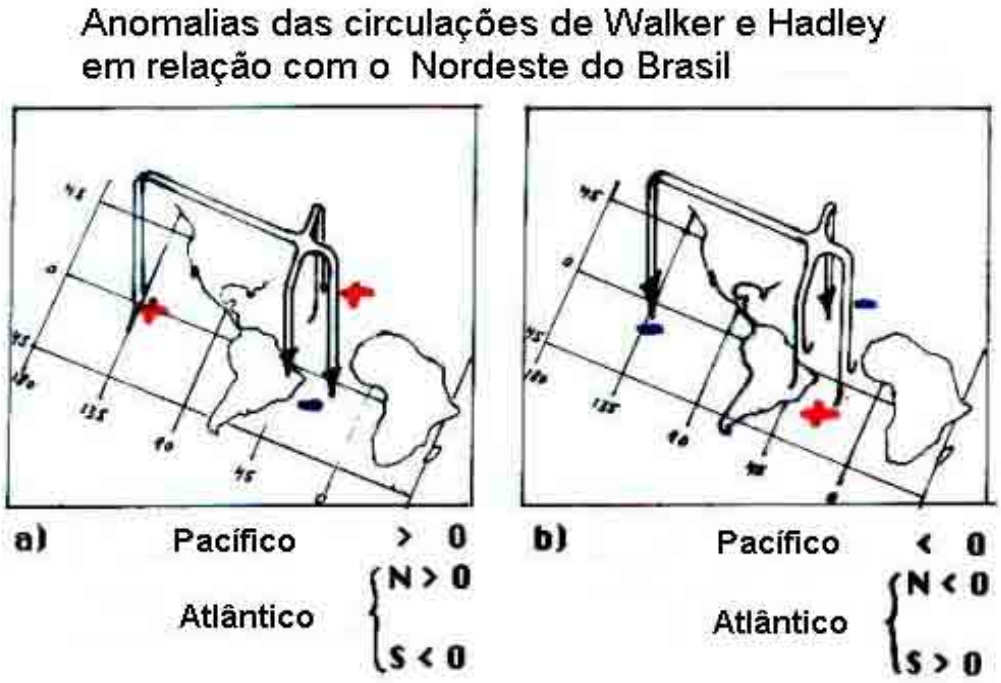


Figura A.11 – Representação esquemática da circulação de Walker e de Hadley

A circulação troposférica zonal (leste-oeste) é exercida pelas células de Walker (que transportam o ar no sentido leste-oeste), fazendo com que movimentos ascendentes sejam acelerados no Pacífico, com o aparecimento de um ramo anômalo descendente sobre o nordeste brasileiro, inibindo a formação de nuvens. É mais bem compreendida no hemisfério sul, resultante da diferença de aquecimento entre os oceanos e os continentes. A forma e localização mudam em função do balanço de energia.

As precipitações ocorrem abaixo do normal, quando o dipolo do Atlântico tropical apresenta TSM acima do normal no Atlântico equatorial e tropical norte e TSM abaixo do normal no Atlântico equatorial e tropical sul. Precipitações acima do normal no nordeste brasileiro (NEB) ocorrem quando o dipolo do Atlântico apresenta anomalias de correntes de TSM opostas. No primeiro caso (seca), a circulação troposférica meridional (norte-sul) chamada de Hadley, com ventos alísios de NE 30ºN e alísios de SE 30ºS (Figura 2.12), dá-se através de movimentos ascendentes anômalos no hemisfério norte e subsidência anômala no hemisfério sul. Esse ramo sul da circulação anômala de Hadley inibe a formação de nuvens, causando secas. Quando o dipolo é oposto, ou seja, com as águas são mais frias no

norte e mais quentes no sul, o movimento vertical ascendente no hemisfério sul sobre o norte do nordeste brasileiro e sobre o Atlântico sul desenvolve-se mais rapidamente, ocasionando chuvas em excesso.

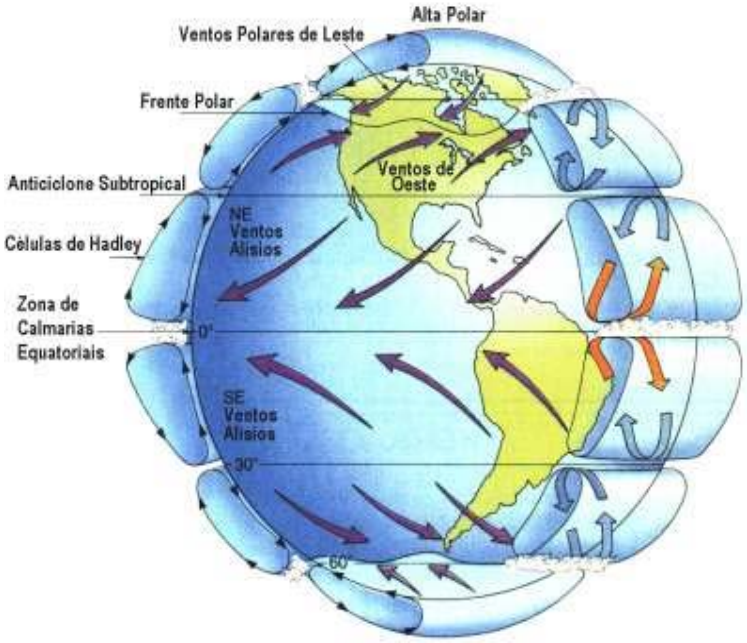


Figura 2.12 - Circulação global idealizada no modelo de circulação

Tem-se, a seguir, o resumo das circulações de Walker e Hadley durante a fase em que os fenômenos atuam:

- Pacífico positivo (Pacífico quente) e dipolo negativo (Atlântico sul frio e Atlântico norte quente) correspondendo a episódios de seca;

- Pacífico negativo (Pacífico frio) e dipolo positivo (Atlântico quente e Atlântico norte frio) correspondente a anos com excesso de chuva.

A.12 – Ondas de leste

A intensidade de uma onda de leste é proporcional à profundidade de corrente zonal de leste. No entanto, têm-se observado que os distúrbios ondulatórios atingem a costa leste da América. São sistemas sinóticos que aparecem no escoamento dos baixos níveis da atmosfera sobre o Atlântico tropical, sem que se tenha uma profunda corrente zonal de leste

na média e alta troposfera. Em lugar desta, há os ventos predominantes de oeste, que se aproximam mais do Equador no hemisfério sul do que no hemisfério norte, devido à assimetria da circulação geral da atmosfera, enquanto que, nos baixos níveis, os alísios de sudeste encontram-se no período de maior intensidade.

APÊNDICE B – *REGIONAL ATMOSPHERIC MODELING SYSTEM* – RAMS

As equações do modelo atmosférico a serem apresentadas neste apêndice utilizam a seguinte notação:

- (x, y, z) são as coordenadas cartesianas
- (x^*, y^*, z^*) representam as coordenadas transformadas, ou seja, (x, y, σ)
- z_s é a altura da superfície, em relação ao nível do mar
- H é a altura do topo do modelo, onde z e σ tornam-se paralelos
- Δx, Δy e Δz são os espaçamentos de grade
- g é a aceleração da gravidade
- f_j é à força de Coriolis
- as variáveis u_i (i=1,2,3) = (u,v,w) representam as componentes de velocidade
- p é a pressão
- o estado de referência é caracterizado por $\rho_{0,}$ P_0, T_0
- a densidade do ar úmido é dada por ρ_a'
- A representa uma variável qualquer dependente do tempo
- o coeficiente a é fator de transformação de coordenadas cartesianas para coordenadas sigma, assim como o tensor b^{ij} (i=1,2,3 e j=1,2,3)
- as temperaturas potenciais são expressas pelos θ
- as razões de mistura pelos r, com os índices i, c, l, v e T relativos a gelo, nuvem, água líquida, vapor d'água e total, respectivamente
- os L representam os calores latentes, cujos índices i, l e v compõem a mudança da fase correspondente
- V_r a velocidade terminal de água de chuva
- C_P é a capacidade térmica do ar seco
- R é a constante universal dos gases bem como R_d, que considera o ar seco
- δ_{i3} é a função delta de Kronecker
- ε_{ijk} é o tensor de Levi-Cevita

B.I – A GRADE DO MODELO E O ESQUEMA DE INTEGRAÇÃO

O aninhamento de grades é usado no RAMS para permitir alta resolução espacial em locais selecionados, ao mesmo tempo, um grande domínio com baixa resolução.

Uma grade aninhada ocupa uma região dentro do domínio computacional de sua grade mais grossa. Pode ser usada qualquer quantidade de grades aninhadas, tendo como limite a capacidade de memória do computador e o tempo de espera para o processamento das integrações.

A grande utilizada pelo RAMS é alternada, do tipo C de Arakawa (Messinger & Arakawa, 1976). As variáveis termodinâmicas e de umidade são definidas nos mesmos pontos de grade, enquanto que as componentes *u*, *v* e *w* do vento são intercaladas em $\Delta x/2$, $\Delta y/2$ e $\Delta z/2$, respectivamente.

Para a vertical, aplica-se um sistema de coordenadas que acompanha o relevo, denominado de "coordenada vertical sigma". A transformação matemática do sistema (x, y, z) para (x, y, σ), para aplicação em simulações atmosféricas, foi inicialmente discutida e aplicada em modelagem de convecção não hidrostática por Gal-Chen & Somerville (1975a, 1975b). Logo após, Clark (1977) também utilizou esta transformação de coordenadas para um modelo inelástico na escala de nuvem. A especificação do sistema de coordenadas no RAMS é a seguinte:

$$x^* = x;$$

$$y^* = y; \qquad \text{(B.1)}$$

$$Z^* = \sigma = \left[\frac{Z - Z_s}{H - Z_s}\right] H$$

As alturas z são determinadas pelo usuário através do que se costuma chamar grade telescópica, onde são definidas uma distância, como sendo a diferença de altura δz dos dois primeiros níveis e um fator implicador, que faz com que δz aumente com a altura até alcançar uma diferença limite, a partir da qual δz ficará constante.

No RAMS, as condições de fronteira são um problema, em função de serem irreais os contornos impostos nos limites do domínio a ser modelado, com exceção do limite inferior.

Há que se considerar que, em todas as equações acima apresentadas, as derivações na horizontal e na vertical sofrem correções devidas à esfericidade da Terra e às variações da escala vertical. Essas correções não foram indicadas nas equações acima por simplicidade, mas são implementadas no código do RAMS.

O aninhamento de grades ou *nesting* considera a interação nos dois sentidos, permitindo que a grade maior influencie na menor e vice-versa. Isto significa que, a cada passo de tempo, após realizar a integração em todo o domínio com a resolução da grade maior, os pontos da borda do subdomínio são obtidos através de interpolação (quadrática para as variáveis escalares e cúbica para a velocidade) com base nos pontos atualizados da grade maior, caracterizando a influência da grade maior na menor. O sentido contrário da interação se dá pela atualização dos pontos do domínio maior na região do subdomínio, a qual é feita através de médias ponderadas dos valores calculados no subdomínio. Se existirem duas grandes aninhadas, o processo é análogo.

A diferenciação numérica no tempo das equações do modelo é efetuada através de um esquema híbrido, que consiste de diferenciação avançada para as variáveis termodinâmicas e de diferenciação do tipo *leapfrog* para as componentes de velocidade e para a pressão.

A velocidade efetiva do som no modelo é reduzida artificialmente, de forma a aumentar o intervalo do tempo de integração. Ela é calculada a partir da temperatura local estimada no modelo como descrito em Tripoli & Cotton (1982). Os cálculos que envolvem especificamente a propagação das ondas sonoras no modelo são efetuados através de um método implícito. A opção implícita é desejável na vertical, já que o espaçamento de grade na vertical é menor do que na horizontal.

A técnica de aninhamento empregada no RAMS garante a comunicação de ida e volta entre as grades de todas as variáveis prognosticadas, sendo que normalmente as grades aninhadas são integradas em passos de tempo menores que os da grade mãe. Os operadores de interpolação e de médias foram construídos de modo que haja conservação integral de massa, momento e energia termodinâmica.

B.II VARIÁVEIS E COORDENADAS

As transformações das derivadas espaciais para uma variável escalar *A*, dado o sistema (x, y, σ) utilizado é (Clark, 1977):

$$\frac{\partial A}{\partial x_i} = \left(\frac{1}{a}\right)\left[\frac{\partial ab^{ij} A}{\partial x_j^*}\right] \qquad \text{(B.2)}$$

onde *a* é dado por:

$$a(x^*, y^*) = 1 - \frac{Z_s(x^*, y^*)}{H} = \frac{\partial z}{\partial z^*}$$

e o tensor b^{ij} é definido como:

$$b^{ij} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & (1/a)(\partial z_s / \partial x)(z^* / H - 1) \\ 0 & 1 & (1/a)(\partial z_s / \partial y)(z^* / H - 1) \\ 0 & 0 & 1/a \end{bmatrix}$$

As componentes da velocidade transformadas a partir das componentes cartesianas (*u, v, w*) são definidas da seguinte forma:

$$u^* = u$$
$$v^* = v \qquad \text{(B.3)}$$
$$w^* = (uab^{13} + vab^{23} + w)(1/a)$$

Para separar as escalas dos fenômenos, o RAMS decompõe uma variável genérica *A* da seguinte forma (Cotton & Tripoli, 1978):

$$A(x,y,z,t) = \bar{A}(x,y,z,t) + A''(x,y,z,t) \qquad \text{(B.4)}$$

sendo

$$\bar{A}(x,y,z,t) = A_0(Z) + \bar{A}'(x,y,z,t)$$

Onde

- A_0 representa uma média de grande escala (estado de referência)
- $\bar{A}'$ é uma variação não turbulenta em torno de A_0
- A'' é a variação turbulenta em torno de A_0

Assim sendo, a equação (B.4) pode ser escrita como:

$$A(x,y,z,t) = A_0(Z) + \bar{A}'(x,y,z,t) + A''(x,y,z,t) \qquad \text{(B.5)}$$

B.III – AS EQUAÇÕES DIAGNÓSTICAS DO RAMS

Para permitir a consideração de perda ou ganho de água condensada no sistema, a temperatura potencial da água líquida e do gelo, θ_{il}, é a variável termodinâmica utilizada, pelo fato de manter-se constante em todas as mudanças de fase, desde que não haja troca de massa. A expressão que relaciona a temperatura potencial e a temperatura potencial da água líquida e do gelo é escrita como:

$$\theta = \theta_{il}\left[1 + \frac{L_{lv}r_l + L_{iv}r_i}{C_p MAX(T,253)}\right] \qquad \text{(B.6)}$$

sendo a temperatura potencial θ definida pela equação de Poison como:

$$T = \theta \frac{\pi}{C_p} \qquad \text{(B.7)}$$

onde π é a função de Exner,

$$\pi = C_p \left(P \diagup P_\infty \right)^{R \diagup C_p} \tag{B.8}$$

e P_∞ é a pressão do estado de referência, em geral sendo utilizado o valor 1000hPa.

Não existe diferença entre o estado de referência A_0 e os desvios médios $\bar{A}$' para as variáveis velocidades, temperatura potencial da água líquida e do gelo e razões de misturas nas diversas fases da água. Uma vez que o estado básico é considerado seco, pode-se escrever:

$$\begin{aligned} \overline{r_T'} &= \overline{r_T} \\ \overline{r_c'} &= \overline{r_c} \\ \overline{r_v'} &= \overline{r_v} \end{aligned} \tag{B.9}$$

Assim, um estado básico seco com a aproximação hidrostática permite que a equação de estado seja escrita da seguinte maneira:

$$\mathrm{P_0} = \rho_0 \mathrm{R_d T_0} \tag{B.10}$$

$$\frac{\partial P_0}{\partial z} = \rho_0 \, g \tag{B.11}$$

No que diz respeito à presença de vapor d'água no estado médio, são usadas as seguintes expressões:

ar seco: $\overline{P_a} = \overline{\rho_a} R_d \overline{T}$ (B.12)

vapor: $\overline{e_v} = \overline{\rho_a} \overline{r_v} R_v \overline{T}$ (B.13)

total: $\overline{P} = \overline{\rho_a} \left(R_d + \overline{r_v} \, R_v \right) \overline{T} = \overline{\rho_a} \, R_d \left[1 + \left(m_d \diagup m_w \right) \overline{r_v} \right] \overline{T}$ (B.14)

nas quais $\overline{\rho_a}$ é a densidade do ar seco e $R_v = \left(m_d \diagup m_w \right) R_d = 1{,}61 \, R_d$. Desta forma, (B.14) pode ser reescrita como:

$$\overline{P} = \overline{\rho_a} \, R_d \left(1 + 1{,}61 \overline{r_v} \right) \overline{T} \tag{B.15}$$

Para obter uma relação entre as variações de pressão e densidade, temperatura e umidade, substitui-se (B.15) em (B.7):

$$P^{-1 \diagup y} = \frac{\overline{\theta}}{P_0^k} \, \overline{\rho_a} \left(1 + 1{,}61 \overline{r_v} \right) R_d \tag{B.16}$$

Considerando um estado de referência seco, a expansão da equação (B.16), após aplicar o logaritmo e supor perturbações pequenas, leva a:

$$\frac{1}{y}\left(\frac{\overline{P'}}{P_0}\right)=\left(\frac{\overline{\theta'}}{\theta_0}\right)+\left(\frac{\overline{\rho'}}{\rho_0}\right)+1{,}61\,\overline{r_v} \qquad \text{(B.17)}$$

A densidade total é dada por:

$$\rho=\overline{\rho_a}+r_T\,\overline{\rho_a} \qquad \text{(B.18)}$$

As demais equações diagnósticas referem-se às variáveis úmidas. Neste trabalho, não se utiliza a parametrização da fase sólida da água, implicando em $\overline{r_i}=0$, e assim sendo:

$$\overline{r_T}=\overline{r_v}+\overline{r_l} \qquad \text{(B.19)}$$

Portanto, as expressões (B.6), (B.7), (B.17), (B.18) e (B.19) constituem o conjunto de equações diagnósticas do modelo.

B.IV – AS EQUAÇÕES PROGNÓSTICAS DO RAMS

As equações do RAMS são as variáveis representadas na forma de médias de Reynolds, onde as variáveis prognósticas são as componentes do vento na direção zonal (oeste–leste), meridional (sul–norte) e vertical ascendente (vertical ascendente), u, v e w, respectivamente, a temperatura potencial da água líquida no ponto duplo com o gelo θ_{il}, as quantidades de água líquida e de gelo, r_n e a perturbação π' da função de Exner π.

$$\pi=C_p\left(\frac{P}{P_s}\right)^{\frac{R}{C_p}} \qquad \text{(B.20)}$$

A variável θ_{il} é a temperatura potencial da água líquida sobre o gelo, explicada mais adiante, e K_m representa as formas de água líquida e de gelo considerados.

As equações do movimento são para o caso não hidrostático:

$$\frac{\partial u}{\partial t}=-u\frac{\partial u}{\partial x}-v\frac{\partial u}{\partial y}-w\frac{\partial u}{\partial z}-\theta\frac{\partial \pi'}{\partial x}+fv+\frac{\partial}{\partial x}\left(K_m\frac{\partial u}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_m\frac{\partial u}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_m\frac{\partial u}{\partial z}\right) \qquad \text{(B.21)}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}=-u\frac{\partial v}{\partial x}-v\frac{\partial v}{\partial y}-w\frac{\partial v}{\partial z}-\theta\frac{\partial \pi'}{\partial y}+fu+\frac{\partial}{\partial x}\left(K_m\frac{\partial v}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_m\frac{\partial v}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_m\frac{\partial v}{\partial z}\right) \qquad \text{(B.22)}$$

$$\frac{\partial w}{\partial t}=-u\frac{\partial w}{\partial x}-v\frac{\partial w}{\partial y}-w\frac{\partial v}{\partial z}-\theta\frac{\partial \pi'}{\partial z}+\frac{g\theta_v}{\theta_0}+\frac{\partial}{\partial x}\left(K_m\frac{\partial w}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_m\frac{\partial w}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_m\frac{\partial w}{\partial z}\right) \quad \text{(B.23)}$$

Nessas equações, θ é a temperatura potencial do ar, f é o parâmetro de Coriolis, K_m é o coeficiente de viscosidade turbulenta, g é a gravidade e θ_v' é a perturbação da temperatura potencial virtual θ_v dada por:

$$\theta_v=\theta(1{,}0-0{,}61q) \quad \text{(B.24)}$$

$$\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t}=-u\frac{\partial \theta_{il}}{\partial x}-v\frac{\partial \theta_{il}}{\partial y}-w\frac{\partial \theta_{il}}{\partial z}+\frac{\partial}{\partial x}\left(K_m\frac{\partial \theta_{il}}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_m\frac{\partial \theta_{il}}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_m\frac{\partial_{il}}{\partial z}\right)+\left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t}\right)_{rad}$$

e θ_0 é a temperatura potencial do estado básico (ambiente).

A equação de energia termodinâmica é:

onde θ_{il} é obtido através de (B.24)

$$\theta_{il}=\theta\left[1+\frac{L_{lv}r_l+L_{iv}r_{ice}}{C_P\ MAX(T,253)}\right]^{-1} \quad \text{(B.25)}$$

sendo que:

L_{lv} - calor latente de vaporização (j.kg^{-1});

r_l - razão de mistura da água liquida;

L_{iv}- calor latente de sublimação (j.kg^{-1});

r_{lce} - razão de mistura da água congelada.

$\left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t}\right)_{rad}$ - termo da fonte diabática (B.26)

Pelo uso da fórmula semi-empírica acima se evita a especificação das tendências do calor latente. Tripolli e Cotton (1981) demonstraram que θ_{il} permanece invariável em presença da água em todas as suas fases. O último termo refere-se aos ganhos e perdas de calor obtidos em separado, através do modelo de radiação que será apresentado posteriormente.

A equação da continuidade é dada por:

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t}=-\frac{R\pi_0}{c_v\rho_0\theta_0}\left(\frac{\partial \rho_0\theta_0 u}{\partial x}+\frac{\partial \rho_0\theta_0 v}{\partial y}+\frac{\partial \rho_0\theta_0 w}{\partial z}\right) \quad \text{(B.27)}$$

onde R é a constante dos gases perfeitos para o ar seco, c_v é calor específico c volume constante. As grandezas Π_0, ρ_0 e Θ_0 referem-se ao estado básico que, pela aproximação de Boussinesqui é estratificado em função apenas da altura.

A equação de continuidade para cada uma das espécies de hidrometeoros é:

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -u\frac{\partial r_n}{\partial x} - v\frac{\partial r_n}{\partial y} - w\frac{\partial r_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x}\left(K_m\frac{\partial r_n}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_m\frac{\partial r_n}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_m\frac{\partial r_n}{\partial z}\right) \qquad \text{(B.28)}$$

onde a razão de mistura das espécies consideradas e o índice n referem–se a cada espécie em separado, a saber: água de chuva, água de nuvem, gelo pristine, neve, agregados, graupel e granizo. Os termos referentes à escala subgrade são parametrizados em separado e suas tendências vêm da contribuição explícita do módulo de microfísica, da contribuição implícita do módulo de conversão e da contribuição da superfície no modelo de solo e vegetação.

A equação da hidrostática é obtida através de:

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = -\frac{g}{\theta_v} + g\,(r_1 - r_v) \qquad \text{(B.29)}$$

$$\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\theta y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0 \qquad \text{(B.30)}$$

As equações prognósticas do modelo, segundo a notação tensorial, serão descritas a seguir.

A equação prognóstica de momentum é obtida a partir da equação de Navier-Stokes, com a aplicação de médias de Reynolds e a utilização da aproximação de Boussinesq (retém as influências das variações de densidades somente na direção vertical):

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\rho_0\overline{u_i}\right) + \frac{1}{a}\frac{\partial}{\partial x_j^*}\left(ab^{ij}\,\overline{P'}\right) + \rho_a' g\,\delta_{i3} =$$

$$\rho_0\,ADV\left(\overline{u_i}\right) + \rho_0\,TURB\left(\overline{u_i}\right) - \bar{r}g\delta_{i3} + \varepsilon_{ijk}\,f_j\,\overline{u_k'} \qquad \text{(B.31)}$$

A equação da continuidade, expressa em sua forma totalmente elástica, é necessária para corretas simulações de convecção profunda, as quais correspondem a situações extremamente não-hidrostáticas.

$$\frac{\partial}{\partial t}\overline{\rho_a'} + \frac{1}{a}\frac{\partial}{\partial x_j^*}\left(ab^{ij}\,\rho_0\,u_j\right) = 0 \qquad \text{(B.32)}$$

A equação da continuidade escrita em termos da função de Exner é:

$$\frac{\partial \overline{\pi'}}{\partial t} + \frac{\pi_0}{C_v} \frac{R_d}{\rho_0 \theta_0} \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\rho_0 \theta_0 \overline{U_i'} \right) = 0 \qquad \text{(B.33)}$$

A <u>equação da continuidade</u> para a razão de mistura da água é dada por:

$$\frac{\partial \overline{r_T}}{\partial t} = ADV\left(\overline{r_T}\right) + TURB\left(\overline{r_T}\right) + \left[\frac{\partial \overline{r_T}}{\partial t}\right]_{con} + \left[\frac{\partial \overline{r_T}}{\partial t}\right]_{res} \qquad \text{(B.34)}$$

enquanto a primeira lei da termodinâmica, escrita em função da temperatura potencial da água líquida e do gelo, $\theta_{il,}$ fica na forma:

$$\frac{\partial \overline{\theta_{il}}}{\partial t} = ADV\left(\overline{\theta_{il}}\right) + TURB\left(\overline{\theta_{il}}\right) + \left(\frac{\partial \overline{\theta_{il}}}{\partial t}\right)_{con} + \left(\frac{\partial \overline{\theta_{il}}}{\partial t}\right)_{res} + \left(\frac{\partial \overline{\theta_{il}}}{\partial t}\right)_{rad} \qquad \text{(B.35)}$$

Nas duas últimas, os índices con, res e rad indicam fontes diabáticas resultantes das parametrizações de cumulus, microfísica de nuvem e radiação, respectivamente.

Assim, as expressões (A.20), (A.22), (A.23) e (A.24) constituem o conjunto de equações prognósticas do modelo. Além dessas e das equações diagnosticas dadas anteriormente, a estimativa de tendência de precipitação é obtida a partir da expressão:

$$PR_r = -\frac{1}{a\rho_0} \frac{\partial}{\partial x_3^*} \left(\rho_0 \overline{V_r}\, \overline{r_r} \right) \qquad \text{(B.36)}$$

B.V.1 – O operador advectivo (ADV)

O operador *ADV*, presente nas equações prognósticas em notação tensorial, é expresso por:

$$ADV\left(\overline{A}\right) = -\frac{1}{\rho_0 a}\left[\frac{\partial}{\partial x_k^*}\left(ab^{jk}\, \rho_0\, \overline{u_j}\, \overline{A}\right) - A\frac{\partial}{\partial x_k^*}\left(ab^{jk}\, \rho_0\, \overline{u_j}\right)\right] \qquad \text{(B.37)}$$

de modo que a diferença entre a divergência de fluxo e a divergência de momento assegura a conservação numérica de energia. A divergência de fluxo pode ser diferenciada para conservar *A*, deixando a divergência de momento como um termo fonte-sumidoro para *A*. Este termo representa ganho ou perda para o volume de grade e relaciona-se com a tendência local da flutuação de densidade. Assim, zonas de divergência de momento tendem a ser rapidamente destruídas pela propagação de ondas acústicas. Entretanto, como o sistema físico tende, em média, a um balanço inelástico, a representação numérica de (A.26) tende à conservação de A (Tripoli & Cotton, 1982).

B.V.2 – A parametrização da turbulência

O operador *TURB*, que tem como base a deformação anisotrópica (Stull, 1988), é expresso como sendo:

$$TURB\left(\overline{A}\right) = -\frac{1}{a}\frac{\partial}{\partial x_k^*}\left[ab^{jk}\left(\overline{A'' u_j''}\right)\right] \qquad \text{(B.38)}$$

O termo de fluxo turbulento $\left(\overline{A'' u_j''}\right)$ na horizontal é parametrizado de forma análoga à teoria ***K*** de deformação (Smagorinsky, 1963), através de um fechamento de viscosidade turbulenta. A difusão vertical é calculada através de uma analogia unidimensional com o esquema de Smagorinsky. A deformação na horizontal é feita através de um fechamento de primeira ordem, que utiliza equações prognósticas para os campos médios em todas as variáveis, enquanto os termos de segunda ordem são parametrizados.

Os coeficientes de difusão horizontais são calculados pelo produto da taxa de deformação horizontal (gradiente horizontal da velocidade horizontal) e o comprimento de escala ao quadrado, com base na formulação original de Smagorinsky. O comprimento de escala *l* é dado por $l = \Delta x \, . \, csx$. Da mesma forma, a difusão vertical é calculada analogamente ao esquema de Smagorinsky em uma dimensão, no qual a deformação vertical é avaliada através dos gradientes verticais do vento horizontal e da escala de comprimento, dada por $l = \Delta z \, . \, csz$.

Para o fluxo turbulento de momentum:

$$-\overline{u_i'' u_j''} = \frac{K_m}{a}\left(\frac{\partial}{\partial x_i}\left(ab^{jl}\,\overline{u_i}\right) + \frac{\partial}{\partial x_j}\left(ab^{il}\,\overline{u_j}\right)\right) \qquad \text{(B.39)}$$

ou seja, a difusão é proporcional à deformação do campo médio. Para as variáveis escalares Φ, o fluxo turbulento é dado por:

$$-\overline{\phi'' u_j''} = \frac{K_H}{a}\frac{\partial}{\partial x_l^*}\left(ab^{jl}\,\overline{\phi}\right) \qquad \text{(B.40)}$$

onde K_m e K_H são os coeficientes de troca turbulenta de momento e de calor, respectivamente, sendo K_H utilizado para todas as variáveis escalares.

Portanto, trata-se de uma teoria de fechamento local de primeira ordem, pois a quantidade desconhecida $\overline{\varphi'' u_j''}$ é parametrizada em função de um gradiente conhecido no mesmo local.

Os coeficientes de troca turbulenta K_m e K_H não são constantes. K_m é calculado em função do tamanho da grade, do campo de deformação e da estabilidade termodinâmica. Conforme descrito por Tremback (1990), e K_H e K_m estão ligados através da relação $K_H = 3K_m$. A expressão para o cálculo de K_m é dada por:

$$K_m = \frac{DKR^2}{\sqrt{2}} \Delta^2 \left[\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial Y} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial Y} \right)^2 \right]^{1/2} \qquad \text{(B.41)}$$

onde DKR é um coeficiente ajustado para que ondas de comprimento pequeno sejam removidas sem que a simulação fique excessivamente suavizada; Δ é o comprimento de mistura que depende do espaçamento da grade; é o termo entre colchetes representa a magnitude do tensor de deformação do escoamento horizontal.

Na vertical, K_m é ainda alterado pelo número de Richardson (*Ri*), o que possibilita a existência de turbulência em caso de instabilidade mecânica, isto é, devido ao cisalhamento vertical. Assim, tem-se:

$$K_m = K_m \left(1 - \frac{K_H}{K_m} Ri \right) \qquad \text{(B.42)}$$

Este termo que envolve o número de Richardson é um termo de flutuação descrito por Cotton (1975), o qual suprime turbulência em condições estáveis e a intensifica em situações instáveis.

A parametrização vertical utilizada pelo modelo é denominada “fechamento de uma ordem e meia” (Stull, 1988). Os campos médios, as variâncias de temperatura e umidade e a energia cinética turbulenta são prognosticadas. A seguir, é empregada a equação da energia cinética turbulenta, ao invés das equações prognósticas, para determinar as variâncias de velocidades. Os fluxos turbulentos, que são representados pelas covariâncias dessas grandezas, são parametrizados em função das variâncias e da energia cinética turbulenta.

B.VI – A INICIALIZAÇÃO DO MODELO

A integração no tempo das equações prognósticas depende da especificação de valores iniciais das variáveis. No RAMS é possível realizar inicialização homogênea e heterogênea, as quais serão brevemente descritas a seguir.

B.VI.1 – Inicialização Homogênea

Neste tipo de inicialização, considera-se que uma única sondagem é válida em todo o domínio no instante inicial, de forma que este seja homogêneo na horizontal. A partir do campo inicial, definem-se os parâmetros do estado de referência:

- a temperatura do estado de referência é aquela dada pela temperatura inicial da sondagem

$$T_o = T^s \left(1 + 0{,}61\, r_v^s\right) = T_v^s \tag{B.43}$$

- a pressão da sondagem determina a pressão do estado de referência

$$\frac{\partial\, P^s}{\partial\, z} = \rho^s g = \frac{P^s}{RT_v^s}\, g \tag{B.44}$$

$$\frac{\partial\, \ln P^s}{\partial\, \mathrm{z}} = \frac{\mathrm{g}}{RT_v^s} = \frac{\mathrm{g}}{RT_0} = \frac{\partial\, \ln P_0}{\partial\, z} \tag{B.45}$$

- a densidade do estado de referência é dada pela equação (A.10) e a temperatura potencial é obtida por:

$$\theta^s = \theta_0\, (1 - \overline{r_v'}) \tag{B.46}$$

Com as variáveis T^s, P^s, e θ^s e levando em conta que inicialmente não há água condensada, pode-se determinar θ_{il}^s, $\overline{r_{\mathrm{T}}}^{\mathrm{s}}$ e $\overline{\rho_a'}^{\,s}$. O perfil inicial do vento pode também ser fornecido pela sondagem. A partir da sondagem em níveis de pressão, faz-se uma interpolação utilizando-se *splines* (Tripoli & Cotton, 1980), para níveis de altura constante, e a partir daí uma interpolação linear para σ.

B.VI.2 – Inicialização Heterogênea

A inicialização heterogênea refere-se ao fornecimento de informação sobre o estado da atmosfera através do uso de análises meteorológicas de modelos de larga-escala ou de escala global. Desta forma, um modelo área limitada torna-se capaz de assimilar condições específicas impostas pela larga-escala e acionar a física dos processos de mesoescala ou escala regional para uma melhor representação dos campos.

Nesse tipo de simulação, as análises são assimiladas a intervalos regulares de tempo, de modo que o modelo sempre disponha das imposições das escalas maiores. Tal procedimento é denominado assimilação tetradimensional de dados e será abordada com mais detalhe adiante.

A preparação dos arquivos usados na inicialização heterogênea passa por algumas etapas. Inicialmente, tem-se o conjunto de análises em pontos de uma grade global, produzidas pelos centros mundiais de previsão, como o *National Climate and Environmental Prediction* – NCEP, o *European Center for Medium-Range Weather Forecats* – ECMWF ou o Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC. Essas análises contêm as variáveis meteorológicas de interesse, como componentes horizontais do vento, a umidade relativa e a temperatura em superfícies isobáricas, com cerca de 2º de resolução em latitude e longitude, a cada 6 ou 12 horas. Os valores dados em níveis de pressão devem ser interpolados verticalmente para um conjunto de superfícies isentrópicas. Em seguida, a análise horizontal de Barnes (1973) nessas superfícies isentrópicas define os valores na resolução das grades, sendo então interpolados os resultados para os níveis do modelo (σ_z).

B.VII – CONDIÇÕES E CONTORNO

Inicialmente serão descritas as condições de superfície, pelo fato de não apresentarem variações com relação a experimentos inicializados homogeneamente ou heterogeneamente. As condições laterais e de topo, por sua vez, não são as mesmas para esses dois tipos de inicialização e, portanto, serão descritas individualmente.

B.VII.1 – Condições de Superfície

No limite inferior da atmosfera com a superfície terrestre, seja continente ou oceano, é imposto que a velocidade vertical seja nula. Na interface propriamente dita é empregada uma parametrização que fornece os fluxos de calor, de momentum e de umidade (Louis, 1979), em função dos gradientes verticais de θ, r_v, u e v, entre a camada superficial e o primeiro nível do modelo acima da superfície. As variáveis u e v assumem valor nulo na superfície e θ e r_v são fornecido por um modelo de solo que será apresentado mais adiante.

No nível superior da interface considera-se um balanço de energia em função dos seguintes termos: radiação de onda longo recebida da emissão atmosférica; radiação de onda longa emitida pela superfície; radiação de onda curta recebida direta ou indiretamente (função do albedo da superfície), difusão de calor para as camadas mais profundas e trocas turbulentas de calor sensível e latente entre a superfície e a atmosfera. Da mesma forma, é feito um balanço de umidade, incluindo os efeitos de transporte para camadas mais profundas do solo e do transporte turbulento para o ar.

Este procedimento se aplica às interfaces continentais e oceânicas, obviamente respeitando as marcantes diferenças de comportamento entre dois tipos de superfície.

B.VII.2 – Contornos Laterais e Topo – Inicialização Homogênea

Os contornos aberto de um modelo de área limitada devem se capazes de representar a passagem de ondas de gravidade e do escoamento advectivo, sem permitir que haja reflexão das variáveis. Nas simulações realizadas com inicialização homogênea, utiliza-se o método de Orlanski (Orlanski, 1976) como condição de contorno lateral. Esta opção estima a velocidade de propagação de um distúrbio que caminha em direção à fronteira a partir dos pontos próximos à borda, e permite que a perturbação saia do interior do domínio conforme essa estimativa. Desta forma, ondas de gravidade geradas internamente no domínio podem sair pelas fronteiras laterais.

Para isto, supõe-se que a velocidade de propagação de um distúrbio que se aproxima do contorno seja dada por uma onda que se propaga linearmente. Assim, a tendência da velocidade normal à fronteira é dada por:

$$\frac{\partial u_n}{\partial t} = - c^* \frac{\partial u_n}{\partial x_n} \qquad \text{(B.47)}$$

onde x_n é a coordenada normal à fronteira, u_n é a componente de velocidade normal à fronteira, t é o tempo e c^* é uma velocidade de fase característica da onda incidente na fronteira.

No contorno superior, ou seja, no topo do modelo, aplica-se uma condição de parede rígida, incluindo amortecimento nos últimos 3 níveis, de modo a eliminar a reflexão de ondas de gravidade com propagação vertical. Um esquema modificado de fricção de Rayleigh (do tipo “esponja”), como descrito por Cram (1990), foi desenvolvido para ser usado em associação com a condição de contorno no topo da parede rígida. Esta forma de fricção de Rayleigh relaxa as variáveis do modelo, em direção a um valor médio espacial móvel. A espessura desta camada, nos experimentos com inicialização homogênea, é de 3 km abaixo do topo do modelo, com uma escala de tempo de dissipação de 300 segundos. Esta última escala representa tempo de decaimento exponencial de um distúrbio que é amortecido pela camada de fricção de Rayleigh, na ausência de qualquer outro termo fonte ou análise é bastante confiável. Os detalhes específicos sobre esse tipo de assimilação serão abordados na seção correspondente.

B.VIII – SOLO E VEGETAÇÃO

O RAMS usa modelos de solo e vegetação, parametrizando em separado e prognosticando os processos térmicos e híbridos, tanto na camada vegetada quanto numa camada de solo cuja profundidade é especificada. O modelo divide cada área de grade em três classes distintas: água, solo nu e superfície vegetada. As informações do solo nu são supridas pelo modelo de solo, que leva em conta as características térmicas e híbridas do solo especificado. É definida uma camada de solo em metros de profundidade e subdividida em subcamadas. É definida a relação entre a temperatura inicial do solo e a do ar no primeiro nível inferior, estabelecendo-se a ocorrência ou não de fluxos de calor sensível entre o solo e o ar adjacente no instante inicial. A umidade relativa do solo, deve ser definida para todos os níveis do solo em percentagem.

O modelo de solo e de vegetação utilizado nas simulações do RAMS foi desenvolvido por McCumber & Pielke (1981) e implementado por Tremback & Kessler (1985). Suas principais considerações serão descritas a seguir, bem como o tratamento de superfícies líquidas no domínio.

Quanto ao solo, a temperatura da superfície é calculada através do balanço de energia aplicado à interface:

$$R_n + \rho\, L\, u_* q_* + \rho\, c_p\, u_* \theta_* - G = 0 \qquad \text{(B.48)}$$

onde o primeiro termo é o fluxo de radiação líquida na superfície, o segundo termo é o fluxo turbulento de calor latente e o terceiro, de calor sensível; G é o fluxo de calor no solo.

Nestas equações, as quantidades turbulentas u_*, θ_* e q_* são expressas como:

$$u_* = \frac{k_0 \left(u^2 + v^2\right)^{1/2}}{\left[ln\left(z/z_0\right) - I_1\right]} \qquad \text{(B.49)}$$

$$\theta_* = \frac{k_0 \left[\theta - \theta\left(z_0\right)\right]}{\left\{0{,}74\left[\ln\left(z/z_0\right) - I_2\right]\right\}} \qquad \text{(B.50)}$$

$$q_* = \frac{k_0 \left[q - q\left(z_0\right)\right]}{\left\{0{,}74\left[\ln\left(z/z_0\right) - I_3\right]\right\}} \qquad \text{(B.51)}$$

onde k_0 é a constante de Von Karman, z é a altura, z_0 é uma altura de rugosidade turbulenta e I_1, I_2, I_3 são ajustes baseados na estabilidade. Essas três equações representam o momento, o calor e a umidade turbulentas na superfície.

Abaixo da interface é permitida somente a difusão vertical de calor, ou seja:

$$C\frac{\partial T_s}{\partial t}=\frac{\partial H_s}{\partial t} \qquad \text{(B.52)}$$

no qual o fluxo vertical de calor no solo *H*, é expresso por:

$$H_s=\lambda\frac{\partial T_s}{\partial z} \qquad \text{(B.53)}$$

onde λ é a condutividade térmica; a capacidade volumétrica C é dada por:

$$C = (1 - \eta_s)\, C_i + \eta \qquad \text{(B.54)}$$

onde η é o conteúdo volumétrico de umidade, η_s é o conteúdo de umidade de saturação (o qual pode ser denominado porosidade) e C_i é a capacidade volumétrica do ar seco para o solo tipo *i*. Vale complementar que o modelo pode considerar l1 tipos de solo, mais a turfa.

A equação prognóstica para o conteúdo volumétrico de umidade do solo η é:

$$\rho_w=\frac{\partial \eta}{\partial t}=\frac{\partial W_s}{\partial z} \qquad \text{(B.55)}$$

onde W_s é o fluxo de umidade dentro do solo (definido como positivo para baixo), ρ_w é a densidade da água líquida e *z* é a coordenada vertical dentro do perfil de solo. Por sua vez, W_s é escrito como:

$$W_s=K_\eta\rho_w\frac{\partial(\psi+z)}{\partial z} \qquad \text{(B.56)}$$

onde K_η é a condutividade hidráulica e Ψ é o potencial de umidade, o qual representa o trabalho necessário para extrair água do solo (considerando a capilaridade e as forças adesivas).

A representação da vegetação usada no RAMS é a parametrização de camada volumétrica, descrito em Avissar & Pielke (1989). Assumindo que a capacidade calorífica da vegetação é pequena se comparada aos fluxos de energia, o balanço de energia desta camada é:

$$R_{Nv} + E_v + H_v = 0 \qquad \text{(B.57)}$$

onde R_{Nv} é a radiação líquida do dossel, E_v é o fluxo de calor latente entre a vegetação e o ar ambiente e H_v é o fluxo de calor sensível entre a vegetação e o ar ambiente.

A radiação líquida do dossel é:

$$R_{Nv}=\sigma_f(1-\alpha_v-t_v)\left\{1+\alpha_G\left[1-\sigma_f(1-t_v)\right]\right\}R_s+$$
$$+\sigma_f\varepsilon_v\left\{\left[1+(1-\sigma_f)(1-\varepsilon_G)\right]R_L+\varepsilon_G\sigma T_G^4\right\}-$$

$$-\sigma_f \varepsilon_v \sigma T^4 \left[2 - \varepsilon_v \sigma_f (1 - \varepsilon_G)\right] \quad \text{(B.58)}$$

onde α_v, t_v, ε_v e T_v são respectivamente o albedo, a transmissividade, a amissividade e a temperatura da vegetação, σ é a constante de Stefan-Boltzmann, σ_G e ε_G são o albedo e a emissividade da superfície do solo e σ_f é o fator de cobertura da vegetação sobre o solo (vale 0 para o solo totalmente exposto e 1 para solo totalmente coberto pela vegetação).

O fluxo de calor latente entre a vegetação e o ar ambiente é dado por:

$$E_v = \sigma'_f \rho L_h u_* q_* \quad \text{(B.59)}$$

onde u* e q* são respectivamente a velocidade de fricção e o fluxo de umidade, enquanto que L_h é o calor latente de evaporação.

O fluxo de calor sensível entre a vegetação e o ar ambiente é expresso como sendo:

$$H_v = \sigma'_f \rho c_p u_* \theta_* \quad \text{(B.60)}$$

onde c_p é o calor específico à pressão constante.

Em relação a superfícies líquidas como lagos, reservatórios de água, mar ou rios, quando presentes no domínio, assume-se que a temperatura da superfície e a umidade de saturação são constantes. A rugosidade da água (z_0) é calculada de acordo com Clarke (1977):

$$z_0 = \frac{0{,}032\, u_*^2}{g} \quad \text{(B.61)}$$

com a condição que $z_0 \geq 0{,}15 \times 10^{-4}$m.

Os tipos de solo disponíveis no RAMS são apresentados na Tabela B.1

Tabela B.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, em 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 à camada de vegetação (Avissar e Pielke, 1989). Parâmetros pré-definidos e específicos para cada tipo de vegetação fazem parte do banco de dados do RAMS.

Na Tabela B.2, são apresentados os tipos de vegetação utilizados pelo modelo RAMS.

Tabela B.2 – Tipos de cobertura vegetal utilizado 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

Nas simulações efetuadas, considerou-se sempre o solo como sendo de textura argilo siltoso (clay loam) e a classe de vegetação como floresta sempre verde e de folhas estreitas. Já os valores de umidade inicial do solo foram alterados conforme o período específico do experimento, o que é discutido na secção correspondente.

B. IX– PARAMETRIZAÇÃO DE CUMULUS

Existe hoje um consenso de que estes cúmulos interferem no comportamento da atmosfera em larga escala, inclusive remotamente, mas ao mesmo tempo, é possível, através de parametrizações, quantificar efeitos desses sistemas de escala reduzida a partir de informações de própria larga escala. Isto se deve ao fato de que, havendo instabilidade convectiva na larga escala, os transportes verticais de massa e de energia

estatística úmida ocorrem não na escala sinótica, porém através dos cumulonimbos individuais (molinari & Dudek, 1992).

A convecção úmida representa uma das forçantes mais significativas nos movimentos atmosféricos. Existem dois principais mecanismos de liberação de calor latente em nuvens tipo cumulus. O primeiro caso é aquele em que a baixa atmosfera encontra-se com estratificação estável; entretanto, existe uma camada rasa, com instabilidade condicional, localizada logo acima do nível de condensação por levantamento (NCL). As parcelas que estão junto ao solo, por aquecimento, podem subir até o NCL e, como a atmosfera encontra-se estável, há a formação de cumulus raso que tendem a se dissolver no ambiente, sem precipitar. O RAMS não dispõe de um esquema que representa a existência de cumulus rasos tal como aquele descrito por Albrecht et al. (1986), que melhora os resultados nos modelos numéricos. O segundo mecanismo ocorre em uma camada profunda da atmosfera com instabilidade condicionalmente instável e com convergência de umidade nos baixos níveis. As parcelas que estão nos baixos níveis flutuam, podendo atingir níveis bem altos devido à condição convectivamente instável da camada; conseqüentemente, formam-se nuvens cumulus do tipo profundos, que precipitam.

A parametrização utilizada para a convecção profunda foi desenvolvida por Tremback (1990), a partir da formulação de Kuo (1974), e modificada por Molinari (1985). É uma parametrização bastante simplificada, válida apenas para convecção profunda, na qual é desprezível o entranhamento de massa ambiente para a nuvem. A freqüência com que são realizados os cálculos da parametrização é de 1/1800 segundos.

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.

Molinari (1985) descreveu a parametrização de Kuo (1974) utilizando perfis arbitrários de uma fonte de calor aparente Q_1 e um sorvedouro aparente de umidade Q_2, que implicaria em uma diminuição do número de cálculos na parametrização, agilizando o processamento no modelo numérico. O balanço de água na coluna atmosférica pode ser dado pela equação:

$M_t + M_{tl} + E = P + S_{rv} + S_{rc}$ onde

M_t - convergência horizontal de umidade integrada verticalmente;

M_{tl} - integral vertical da convergência de água líquida;

E - a taxa de evaporação na superfície;

P - a taxa de precipitação;

S_{rv} - taxa de vapor de água armazenada;

S_{rc} - a taxa de água líquida armazenada na nuvem.

Os termos nas equações termodinâmicas e de umidade devido a convecção úmida são escritas como:

$$\left(\frac{\partial\theta}{\partial t}\right)_{con} = \frac{L}{\pi}.(1-b).I\,\frac{\theta_1}{\int_{z_g}^{z_{ct}}\theta_1 dz} \qquad \text{(B.62)}$$

e para a água total

$$\left(\frac{\partial r_t}{\partial t}\right)_{con} = bI\,\frac{\theta_2}{\int_{z_g}^{z_{ct}}\theta_2 dz} \qquad \text{(B.63)}$$

onde *I* é a taxa de suprimento de umidade na coluna da grade dada pelo fluxo vertical de vapor de água através do NCL, definido por

$$I = \int_{z_g}^{z_{ct}} w.\frac{\partial q}{\partial z}dz \qquad \text{(B.64)}$$

onde w - velocidade vertical no NCL;

q - umidade específica ou razão de mistura do vapor d' água

O parâmetro b foi proposto por Kuo (1974) para determinar a fração total do suprimento total de água (I), que será usada para aumentar a umidade da coluna. O restante da umidade (1–b) representa a precipitação e o calor latente correspondente a essa parcela de umidade que aquecerá a coluna no RAMS, (1–b) é a eficiência da precipitação; L é o calor latente de condensação e Π é a função de Exner. Os limites de integração z_g e z_{ct} referem–se às alturas respectivamente do nível mais baixo do modelo e do topo da nuvem. Para θ_1, são usadas as diferenças entre a temperatura potencial de adiabática úmida que passa pelo NCL do nível fonte, ou seja, a média ponderada entre dois perfis de temperatura convectiva, um ascendente e outro descendente (Tremback,1990). Para Q_2, duas regiões de tendência de umidade são definidas. A região abaixo da nuvem é "secada" na taxa I. O perfil desse secamento é a razão de mistura do total de água que força o perfil vertical da razão de mistura para um valor

constante na base da nuvem. A região da bigorna é umedecida por uma taxa bI com o perfil constante de umidade a partir de 2/3 da altura entre o nível fonte da convecção e o topo da nuvem.

B.X – PARAMETRIZAÇÃO DA MICROFÍSICA DE NUVENS

Existem diversos níveis de tratamento para a umidade dentro do modelo RAMS, desde o tratamento seco até o mais completo, com a contribuição da parametrização da microfísica de nuvem.

Uma descrição detalhada dos processos de microfísica de nuvens no RAMS é encontrada em Flatau et al. (1989). A parametrização da microfísica de nuvens no RAMS pode ser aplicada a qualquer fase da água (líquida, sólida e gasosa), incluindo o processo de precipitação. Nas simulações efetuadas neste estudo considerou-se apenas o gelo como forma possível da água em estado sólido. A população de partículas de água consiste de uma população de pequenas gotas de nuvens, com velocidade terminal pequena quando comparada com a velocidade vertical típica do ar. A população de gotas de chuva obedece à distribuição de Marshall-Palmer. Na versão mais recente (Walko et all, 1995) apresenta equações de previsão para espécies de água de nuvem, água de chuva e o gelo nas formas de pristine, neve, agregados, graupel e granizo.

No RAMS este complexo de processos físicos e de interações envolvendo o vapor d'água, a água líquida e as formas de gelo, pode ser resumido nas seguintes etapas: determinação dos parâmetros físicos, diagnósticos da distribuição desses parâmetros, os processos de coleção, deposição do vapor, derretimento, nucleação e as formas de conversões entre as categorias.

Os diâmetros médios das partículas devem serem definidos para todas as espécies de hidrometeoros. Sendo assim, a concentração para cada espécie é diagnosticada a partir desses diâmetros, sendo então prognosticadas as razões de mistura de cada espécie.

B.XI – PARAMETRIZAÇÃO DA RADIAÇÃO

Os processes radiativos desempenham papel preponderante no condicionamento da atmosfera. As diferenças regionais ficam por conta da disponibilidade de luz, do albedo da superfície e das taxas de razão de mistura tanto no vapor d'água quanto da água de nuvem.

A equação de transferência radiativa para a radiação de onda longa aplicada a cada ponto do modelo é:

$$F(h\nu) = F(1)\left(1 - \bar{\varepsilon}_n\right) + \sum_{k=1}^{n-1} \sigma T^4_{k+\frac{1}{2}} \,..\, \Delta\bar{\varepsilon}_{k+\frac{1}{2}} \qquad \text{(B.65)}$$

onde k é o índice de cada nível e N indica a camada mais alta. $\bar{\sum}_n$ é a emissividade total na coluna dada pelo somatório dos caminhos óticos U em cada camada por:

$$\bar{\varepsilon}_n = \bar{\varepsilon}\left(\sum_{k=1}^{n-1} U_{k+\frac{1}{2}}\right) \qquad \text{(B.66)}$$

sendo $\bar{\sum}$ a emissividade obtida em função tanto da razão de mistura de vapor de água quanto da razão de mistura da água de nuvens.

O modelo para radiação de ondas curtas também se baseia nas proposições de (Stephens e Webster, 1979) e é constituído sob a premissa de que sejam inicialmente determinadas as reflectâncias, a absortância e a transmitância em cada camada da atmosfera modelada.

A partir daí, determina-se quais as taxas de transferências radiativas ou fluxos de radiação ascendentes e descendentes. Considerando, inicialmente, uma atmosfera sem nuvens, são parametrizadas a absortância devido ao vapor de água, o espalhamento molecular de baixa atmosfera e a absorção pelo ozônio. Em seguida, ao considerar as nuvens, esse esquema de radiação de onda curta parametriza a absorção atmosférica devido a água líquida, em função dos comprimentos de onda de radiação e das espessuras óticas das camadas de nuvens.

Existem dois esquemas de parametrização da radiação disponíveis no RAMS: o de Mahrer & Pielke (1977) e o de Chen & Cotton (1983, 1987). Em ambos, o esquema de radiação de onda curta inclui os efeitos do espalhamento de Rayleigh, a absorção pelo vapor d'água e a inclinação do terreno, enquanto o de onda longa inclui a emissividade do vapor d'água e do dióxido de carbono. No entanto, a parametrização de Chen & Cotton permite que a água líquida e o gelo influenciem explicitamente os fluxos radiativos de onde curta e longa, e por isso foi escolhido para ser usado. O modelo de radiação foi acionado a cada 1800 segundos.

Ao determinar o dia Juliano e o horário universal para cada instante de integração e em cada ponto de grade, o RAMS determina o ângulo de incidência da luz

solar em relação a um plano tangente ao local. Uma correção é feita para a incidência efetiva em função da inclinação do terreno devida à topografia.

B.XII - Método de integração

De um modo simplificado, as equações de previsão, com exceção de equações de continuidade da massa, podem ser expressas como:

$$\frac{\partial a}{\partial t} = ADV(a) + TURB(a) + G \qquad \text{(B.67)}$$

onde ADV (a) indica advecção na escala da grade, TURB (a) representa a contribuição dos processos turbulento na escala sub-grade. Nas equações de momento, G representa as forças de gradiente de pressão e de gravidade; na equação da energia termodinâmica, G representa as fontes e sumidouros radiativos; nas equações da continuidade das espécies da água, G representa as fontes e sumidouros devidos às nuvens e à precipitação.

As equações são resolvidas pelos métodos das diferenças finitas (Haltiner e Williams, 1980) utilizando várias esquemas de diferenciação, de modo a maximizar a eficiência numérica do código. Sumariamente, utiliza para diferenciação no tempo o esquema "leapfrog" com precisão de segunda ou quarta ordem, aplicando separação temporal nos termos responsáveis pela propagação de ondas acústicas, no caso não hidrostático, e ondas de gravidade externa, no caso hidrostático. A integração é efetuada combinando-se o esquema avançado-retardado (horizontal) e Crank-Nicolson (vertical) (Paegle et al., 1976). O operador advecção na forma de fluxo é integrado no esquema avançado ascendente "upstream" de sexta ordem da seguinte forma: na vertical, utilizando o método de Crowley (1968), que não exige espaçamento constante na grade; e, na horizontal, reduz-se a forma advectiva para espaçamento constante (Tremback et al., 1987). As parametrizações são interligadas com esquema avançado.

Para as diferenciações temporais, foi escolhido um esquema híbrido no qual as variáveis termodinâmicas (temperatura e razões de mistura) são tratadas por diferenças centradas no tempo ou do tipo "leapfrog". O passo do tempo deve ser escolhido de modo a não violar o critério de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL), com base nos espaçamentos δ_x e δ_y, a fim de garantir a estabilidade computacional.

O RAMS processa os termos não lineares de advecção das velocidades através do esquema de diferenças centradas no espaço e, para as advecções das demais

variáveis, usa o esquema avançado. Inicialmente, os termos advectivos são configurados na forma de fluxo a fim de garantir que haja conservação de massa e momento (Tripoli e Cotton, 1982).

$$u\frac{\partial a}{\partial u} = \frac{1}{\rho}\frac{\partial \rho u a}{\partial v} - a\frac{\partial \rho u}{\partial v} \qquad \text{(B.68)}$$

onde μ representa as componentes da velocidade na direção de advecções, a é qualquer variável a ser advectada e ρ é a densidade do ar seco. Para um determinado ponto de grade j, tem-se

$$u\frac{\partial a}{\partial u} = \frac{1}{\rho_j \partial u}\left\{\left[(\rho F)_{j+\frac{1}{2}} - (\rho F)_{j-\frac{1}{2}}\right] - a_j\left[(\tilde{n}u)_{j+\frac{1}{2}} - (\tilde{n}u)_{j-\frac{1}{2}}\right]\right\} \qquad \text{(B.69)}$$

As formulações para os fluxos F dependerão do esquema a ser utilizado. Na advecção de escalares pelo esquema avançado de segunda ordem, os fluxos F são dados por:

$$F_{j+\frac{1}{2}}\frac{\partial t}{\partial x} = \frac{\alpha}{2}\left(a_j + a_{j+1}\right) + \frac{\alpha^2}{2}\left(a_j - a_{j+1}\right) \qquad \text{(B.70)}$$

$$\text{onde} \quad \alpha = u\frac{\partial t}{\partial x} \qquad \text{(B.71)}$$

Para advecções de momento através de esquemas centrados no espaço e "leapfrog" no tempo, os fluxos são dados por:

$$F_{j+\frac{1}{2}}\frac{\partial t}{\partial x} = (ua)_{j+\frac{1}{2}} \qquad \text{(B.72)}$$

APÊNDICE C

```
!Namelist
!############################### Change Log ##################################
! 4.3.0.0
!
!#############################################################################

 $MODEL_GRIDS

! Simulation title (64 chars)

  EXPNME   = 'Simulaçao do El Nino - Abril de 1983',
  VTABCUST = 'standard',

  RUNTYPE  = 'INITIAL',      ! Type of run: MEMORY,    MAKESFC, MAKESST,
                     ! MAKEVFILE, INITIAL, HISTORY

  TIMEUNIT = 'h',           ! 'h','m','s' - Time units of TIMMAX, TIMSTR

  TIMMAX   = 720,           ! Final time of simulation

!  Start of simulation or ISAN processing

  IMONTH1  = 04,        ! Month
  IDATE1   = 01,        ! Day
  IYEAR1   = 1983,      ! Year
  ITIME1   = 0000,      ! GMT of model TIME = 0.

! Grid specifications

  NGRIDS   = 1,           ! Number of grids to run

  NNXP     = 36,53,38,41,  ! Number of x gridpoints
  NNYP     = 36,41,42,41,  ! Number of y gridpoints
  NNZP     = 28,30,36,36,  ! Number of z gridpoints
  NZG      = 9,           ! Number of soil layers
  NZS      = 2,           ! Maximum number of snow layers

  NXTNEST  = 0,1,2,3,      ! Grid number which is the next coarser grid

! Coarse grid specifications
  IHTRAN   = 1,           ! 0-Cartesian, 1-Polar stereo
  DELTAX   = 40000.,
  DELTAY   = 40000.,      ! X and Y grid spacing
  DELTAZ   = 60.,         ! Z grid spacing (set to 0. to use ZZ)
  DZRAT    = 1.2,         ! Vertical grid stretch ratio
  DZMAX    = 1200.,       ! Maximum delta Z for vertical stretch
```

```
  ZZ       = 0.0,         ! Vertical levels if DELTAZ = 0
  DTLONG   = 60.,         ! Coarse grid long timestep
  NACOUST  = 3,           ! Small timestep ratio
  IDELTAT  = -2,          ! Timestep adjustment
                   !   =0 - constant timesteps
                   !   >0 - initial computation <0 - variable
                   ! Nest ratios between this grid and the next
                   !   coarser grid.
  NSTRATX  = 1,4,4,4,     ! x-direction
  NSTRATY  = 1,4,4,4,     ! y-direction
  NNDTRAT  = 1,4,4,4,     ! Time
  NESTZ1   = 0,           ! Contort coarser grids if negative
  NSTRATZ1 = 3,3,3,2,2,1,
  NESTZ2   = 0,           ! Contort coarser grids if negative
  NSTRATZ2 = 1,3,3,2,2,1,

  POLELAT  = -8.5,        ! Latitude of pole point
  POLELON  = -39.5,       ! Longitude of pole point

  CENTLAT =  -8.5, -8.5, -8.5, -8.5     ! Center lat/lon of grids, may or
  CENTLON =  -39.5, -39.5, -39.5, -39.5 !   may not be same as pole point.

                   ! Grid point on the next coarser
                   ! nest where the lower southwest
                   ! corner of this nest will start.
                   ! If NINEST or NJNEST = 0, use CENTLAT/LON
  NINEST   = 0,0,0,0      ! i-point
  NJNEST   = 0,0,0,0      ! j-point
  NKNEST   = 1,1,1,1,     ! k-point

  NNSTTOP  = 1,1,1,1,     ! Flag (0-no or 1-yes) if this
  NNSTBOT  = 1,1,1,1,     ! Nest goes the top or bottom of the
                   ! coarsest nest.

  GRIDU    = 0.,0.,0.,0.,  ! u-component for moving grids
  GRIDV    = 0.,0.,0.,0.,  ! v-component for moving grids
                   ! (still not working!)
$END

$MODEL_FILE_INFO          ! Variable initialization input

  INITIAL  = 2,           ! Initial fields - 1=horiz.homogeneous,
                   !                  2=variable
  VARFPFX  = 'isan/a',    ! Varfile initialization file prefix
  VWAIT1   = 0.,          ! Wait between each VFILE check (s)
  VWAITTOT = 0.,          ! Total wait befor giving up on a VFILE (s)
```

```
  NUDLAT   = 5,           ! Number of points in lateral bnd region
  TNUDLAT  = 10800.,      ! Nudging time scale(s) at lateral boundary
  TNUDCENT = 21600.,      ! Nudging time scale(s) in center of domain
  TNUDTOP  = 10800.,      ! Nudging time scale (s) at top of domain
  ZNUDTOP  = 14000.,      ! Nudging at top of domain above height(m)

  ! History file input
  TIMSTR   = 1.,          ! Time of history start (see TIMEUNIT)
  HFILIN   = 'his/his-H-1983-04-01-000000.vfm',
                          ! Input history file name
                          ! History/analysis file output

  IOUTPUT  = 2,           ! 0-no files, 1-save ASCII, 2-save binary
  HFILOUT  = 'his/his',   ! History file prefix
  AFILOUT  = 'ana/ana',   ! Analysis file prefix
  ICLOBBER = 1,           ! 0=stop if files exist, 1=overwite files
  IHISTDEL = 1,           ! 0=keep all hist files, 1=delete previous
  FRQHIS   = 43200.,      ! History file frequency
  FRQANL   = 10800.,      ! Analysis file frequency
  FRQLITE  = 0.,          ! Analysis freq. for "lite" variables
                          !   = 0 : no lite files
  XLITE    = '/0:0/',     ! nums>0 are absolute grid indexes
  YLITE    = '/0:0/',     ! nums<0 count in from the domain edges
  ZLITE    = '/0:0/',     ! nums=0 are domain edges
  AVGTIM   = 0.,          ! Averaging time for analysis variables
                          !   must be abs(AVGTIM) <= FRQANL
                          !   > 0 : averaging is centered at FRQANL
                          !   < 0 : averaging ends at FRQANL
                          !   = 0 : no averaged files
  FRQMEAN  = 0.,          ! Analysis freq. for "averaged" variables
  FRQBOTH  = 0.,          ! Analysis freq. for both "averaged" and
                          !   "lite" variables
  KWRITE   = 1,           ! 1-write,0-don't write scalar K's to anal.

! Printed output controls

  FRQPRT   = 86400.,      ! Printout frequency
  INITFLD  = 0,           ! Initial field print flag 0=no prnt,1=prnt

! Input topography variables

  SFCFILES = 'sfc/sfc',   ! File path and prefix for surface files.
  SSTFPFX  = 'sst/sst',   ! Path and prefix for sst files
  ITOPTFLG = 1,1,1,1,     ! 2 - Fill data in "rsurf"
  ISSTFLG  = 1,1,1,1,     ! 0 - Interpolate from coarser grid
  IVEGTFLG = 1,1,1,1,     ! 1 - Read from standard Lat/Lon data file
  ISOILFLG = 2,2,0,0,     ! Soil files not yet available: avoid
```

```
  isoilflg=1

  NOFILFLG = 2,2,0,0,         ! 2 - Fill data in "rsurf"
                              ! 0 - Interpolate from coarser grid

  IUPDSST  = 1,               ! 0 - No update of SST values during run
                              ! 1 - Update SST values during run

                    ! The following only apply for IxxxxFLG=1
  ITOPTFN  = '/home/rams/data/topo10m/H',
             '/home/rams/data/topo30s/EL',
             '/home/rams/data/topo30s/EL',
             '/home/rams/data/topo30s/EL',
  ISSTFN   = '/home/rams/data/sst/S',
             '/home/rams/data/sst/S',
             '/home/rams/data/sst/S',
             '/home/rams/data/sst/S',
  IVEGTFN  = '/home/rams/data/ogedata/GE',
             '/home/rams/data/ogedata/GE',
             '/home/rams/data/ogedata/GE',
             '/home/rams/data/ogedata/GE',
  ISOILFN  = ' ',             ! Soil files not yet available
! Topography scheme

  ITOPSFLG = 3,3,3,3,         ! 0 = Average Orography
                              ! 1 = Silhouette Orography
                              ! 2 = Envelope Orography
                              ! 3 = Reflected Envelope Orography
  TOPTENH  = 1.,1.,1.,1.,     ! For ITOPSFLG=1, Weighting of topo
                              !   silhouette averaging
                              ! For ITOPSFLG=2 or 3, Reflected Envelope
                              !   and Envelope Orography enhancement factor
  TOPTWVL  = 4.,4.,4.,4.,     ! Topo wavelength cutoff in filter

! Surface Roughness scheme

  IZ0FLG   = 1,1,1,1,         ! 0 = Based of vege, bare soil and water surface
                              ! 1 = Subgrid scale orograhic roughness
  Z0MAX    = 5.,5.,5.,5.,     ! Max zo for IZ0FLG=1
  Z0FACT   = 0.005,           ! Subgrid scale orograhic roughness factor

! Microphysics collection tables

  MKCOLTAB = 0,               ! Make table: 0 = no, 1 = yes
  COLTABFN = '/home/rams/data/ct2.0',
                              ! Filename to read or write
 $END
```

```
 $MODEL_OPTIONS

  NADDSC  = 0,          ! Number of additional scalar species

! Numerical schemes

  ICORFLG = 1,          ! Coriolis flag/2D v-component  -  0 = off, 1 = on

  IBND    = 1,          ! Lateral boundary condition flags
  JBND    = 1,          !   1-Klemp/Wilhelmson, 2-Klemp/Lilly,
                        !   3-Orlanski,        4-cyclic
  CPHAS   = 20.,        ! Phase speed if IBND or JBND = 1
  LSFLG   = 0,          ! Large-scale gradient flag for variables other than
                        !   normal velocity:
                        !   0 = zero gradient inflow and outflow
                        !   1 = zero gradient inflow, radiative b.c. outflow
                        !   2 = constant inflow, radiative b.c. outflow
                        !   3 = constant inflow and outflow
  NFPT    = 0,          ! Rayleigh friction - number of points from the top
  DISTIM  = 60.,        !                   - dissipation time scale

! Radiation parameters

  ISWRTYP = 1,          ! Shortwave radiation type
  ILWRTYP = 1,          ! Longwave radiation type
                        !  0-none, 2-Mahrer/Pielke, 1-Chen
  RADFRQ  = 1200.,      ! Freq. of radiation tendency update (s)
  LONRAD  = 1,          ! Longitudinal variation of shortwave
                        !   (0-no, 1-yes)

! Cumulus parameterization parameters

  NNQPARM = 1,1,1,1,    ! Convective param. flag (0-off, 1-on)
  CONFRQ  = 1200.,      ! Frequency of conv param. updates (s)
  WCLDBS  = .001,       ! Vertical motion needed at cloud base for
                        !   to trigger convection

! Surface layer and soil parameterization

  NPATCH  = 3,          ! Number of patches per grid cell (min=2)

  NVEGPAT = 2,          ! Number of patches per grid cell to be filled from
                        !  vegetation files (min of 1, max of NPATCH-1)

  ISFCL   = 1,          ! Surface layer/soil/veg model
                        !   0 - specified surface layer gradients
                        !   1 - soil/vegetation model
```

```
  NVGCON   = 10,          ! Vegetation type (see below)

  !  0  Ocean                          1  Lakes rivers streams (inland water)
  !  2  Ice cap/glacier                3  Evergreen needleleaf tree
  !  4  Deciduous needleleaf tree      5  Deciduous broadleaf tree
  !  6  Evergreen broadleaf tree       7  Short grass
  !  8  Tall grass                     9  Desert
  ! 10  Semi-desert                   11  Tundra
  ! 12  Evergreen shrub               13  Deciduous shrub
  ! 14  Mixed woodland                15  Crop/mixed farming
  ! 16  Irrigated crop                17  Bog or marsh
  ! 18  Evergreen needleleaf forest   19  Evergreen broadleaf forest
  ! 20  Deciduous needleleaf forest   21  Deciduous broadleaf forest
  ! 22  Mixed cover                   23  Woodland
  ! 24  Wooded grassland              25  Closed shrubland
  ! 26  Open shrubland                27  Grassland
  ! 28  Cropland                      29  Bare ground
  ! 30  Urban and built up

  PCTLCON  = 1.,          ! Constant land % if for all domain
  NSLCON   = 6,           ! Constant soil type if for all domain

  !  1  sand            2  loamy sand   3  sandy loam
  !  4  silt loam       5  loam         6  sandy clay loam
  !  7  silty clay loam  8  clay loam    9  sandy clay
  ! 10  silty clay      11  clay        12  peat

  ZROUGH   = .05,         ! Constant roughness if for all domain
  ALBEDO   = .15,         ! Constant albedo if not running soil model
  SEATMP   = 300.,        ! Constant water surface temperature

  DTHCON   = 0.,          ! Constant sfc layer  temp grad for no soil
  DRTCON   = 0.,          ! Constant sfc layer moist grad for no soil

  SLZ      = -1.0,-.50,-.40,-.30,-.20,-.16,-.12,-.06,-.03,
                    ! Soil grid levels

  SLMSTR   = 0.40, 0.40, 0.40, 0.40, 0.40, 0.40, 0.40, 0.40, 0.40,
                    ! Initial soil moisture

  STGOFF   = 0., 0., 0., 0., 0., 0., 0., 0., 0.,
                    ! Initial soil temperature offset
                    ! from lowest atmospheric level

! Eddy diffusion coefficient parameters

  IDIFFK  = 2,1,1,1,      ! K flag:
```

```
                    !  1 - Horiz deform/Vert Mellor-Yamada
                    !  2 - Anisotropic deformormation
                    !      (horiz & vert differ)
                    !  3 - Isotropic deformation
                    !      (horiz and vert same)
                    !  4 - Deardorff TKE (horiz and vert same)
  IHORGRAD = 1,           !  1 - horiz grad frm decomposed sigma grad
                    !  2 - true horizontal gradient.
                    !      Non-conserving, but allows small DZ
  CSX     = .2,.2,.2,.2,    ! Deformation horiz. K's coefficient
  CSZ     = .2,.2,.2,.2,    ! Deformation vert. K's coefficient
  XKHKM   = 3.,3.,3.,3.,    ! Ratio of horiz K_h to K_m for deformation
  ZKHKM   = 3.,3.,3.,3.,    ! Ratio of vert K_h to K_m for deformation
  AKMIN   = 1.,1.,1.,1.,    ! Ratio of minimum horizontal eddy
                    ! viscosity coefficientto typical value
                    !    from deformation K

! Microphysics

  LEVEL   = 3,            ! Moisture complexity level
  ICCNFLG = 0,              ! Flag for CCN and IF
  IFNFLG  = 0,            !  0-constant,1-vertical profile,2-prognosed

  ICLOUD  = 1,             ! Microphysics flags
  IRAIN   = 1,            !------------------
  IPRIS   = 1,           !   1 - diagnostic concen.
  ISNOW   = 1,             !   2 - specified mean diameter
  IAGGR   = 1,            !   3 - specified y-intercept
  IGRAUP  = 1,             !   4 - specified concentration
  IHAIL   = 1,           !   5 - prognostic concentration

  CPARM   = .3e9,          !  Microphysics parameters
  RPARM   = 1e-3,          !-------------------------
  PPARM   = 0.,           !  Characteristic diameter, # concentration
  SPARM   = 1e-3,          !   or y-intercept
  APARM   = 1e-3,
  GPARM   = 1e-3,
  HPARM   = 3e-3,

  GNU     = 2.,2.,2.,2.,2.,2.,2., ! Gamma shape parms for
                      ! cld rain pris snow aggr graup hail

 $END
```

```
 $MODEL_SOUND
!----------------------------------
! Sounding specification
!----------------------------------

! Flags for how sounding is specified

  IPSFLG   = 1,           ! Specifies what is in PS array
                     !   0-pressure(mb) 1-heights(m)
                     !   PS(1)=sfc press(mb)

  ITSFLG   = 0,           !  Specifies what is in TS array
                     !  0-temp(C) 1-temp(K) 2-pot. temp(K)

  IRTSFLG  = 3,           ! Specifies what is in RTS array
                     !   0-dew pnt.(C) 1-dew pnt.(K)
                     !   2-mix rat(g/kg)
                     !   3-relative humidity in %,
                     !   4-dew pnt depression(K)

  IUSFLG   = 0,           ! Specifies what is in US and VS arrays
                     !   0-u,v component(m/s)
                     !   1-umoms-direction, vmoms-speed

  HS       = 0.,

  PS       = 1010.,1000.,2000.,3000.,4000.,6000.,8000.,11000.,15000.,20000.,
             25000.,

  TS       = 25.,18.5,12.,4.5,-11.,-24.,-37.,-56.5,-56.5,-56.5,-56.5,

  RTS      = 70.,70.,70.,70.,20.,20.,20.,20.,10.,10.,10.,

  US       = 10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,

  VS       = 0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,

 $END

 $MODEL_PRINT

!----------------------------------
! Specifies the fields to be printed during the simulation
!----------------------------------

  NPLT     = 2,           ! Number of fields printed at each time
                     ! for various cross-sections (limit of 50)
```

```
  IPLFLD   = 'UP','WP','VP','THETA','RELHUM','TOTPRE',
                  ! Field names - see table below

!   PLFMT(1)  = '0PF7.3',   ! Format spec. if default is unacceptable

  IXSCTN    = 3,3,3,3,3,3,
                  ! Cross-section type (1=XZ, 2=YZ, 3=XY)

  ISBVAL    = 10,10,10,10,10,10,
                  ! Grid-point slab value for third direction

 ! The following variables can also be set in the  namelist:  IAA,
 ! IAB, JOA, JOB, NAAVG, NOAVG, PLTIT, PLCONLO, PLCONHI, and PLCONIN.

!    'UP'    - UP(M/S)     'RC'   - RC(G/KG)    'PCPT' - TOTPRE
!    'VP'    - VP(M/S)     'RR'   - RR(G/KG)    'TKE'  - TKE
!    'WP'    - WP(CM/S)    'RP'   - RP(G/KG)    'HSCL' - HL(M)
!    'PP'   - PRS(MB)      'RA'   - RA(G/KG)    'VSCL' - VL(M)
!    'THP'  - THP(K)
!    'THETA'- THETA(K)     'RL'   - RL(G/KG)    'TG'   - TG (K)
!    'THVP' - THV(K)       'RI'   - RI(G/KG)    'SLM'  - SLM (PCT)
!    'TV'   - TV(K)        'RCOND'- RD(G/KG)    'CONPR'- CON RATE
!    'RT'   - RT(G/KG)     'CP'   - NPRIS       'CONP' - CON PCP
!    'RV'   - RV(G/KG)     'RTP'  - RT(G/KG)    'CONH' - CON HEAT
!                                   'CONM' - CON MOIS
!    'THIL' - Theta-il (K) 'TEMP' - temperature (K)
!    'TVP'  - Tv (K)       'THV'  - Theta-v     (K)
!    'RELHUM'-relative humidity (%)            'SPEED'- wind speed (m/s)
!    'FTHRD'- radiative flux convergence (??)
!    'MICRO'- GASPRC
!    'Z0'   - Z0 (M)       'ZI'   - ZI (M)      'ZMAT' - ZMAT (M)
!    'USTARL'-USTARL(M/S)  'USTARW'-USTARW(M/S) 'TSTARL'-TSTARL (K)
!    'TSTARW'-TSTARW(K)    'RSTARL'-RSTARL(G/G) 'RSTARW'-RSTARW(G/G)
!    'UW'   - UW  (M*M/S*S)                     'VW'   - VW (M*M/S*S)
!    'WFZ'  - WFZ (M*M/S*S)                      'TFZ'  - TFZ (K*M/S)
!    'QFZ'  - QFZ (G*M/G*S)                     'RLONG'- RLONG
!    'RSHORT'-RSHORT

 $END

 $ISAN_CONTROL

!-----------------------------------
! Isentropic control
!-----------------------------------

  ISZSTAGE = 1,          ! Main switches for isentropic-sigz
```

```
  IVRSTAGE = 1,           !  "varfile" processing

  ISAN_INC = 600,         ! ISAN processing increment (hhmm)
                   !   range controlled by TIMMAX,
                   !   IYEAR1,...,ITIME1

  GUESS1ST = 'PRESS',     ! Type of first guess input- 'PRESS', 'RAMS'

  I1ST_FLG = 1,           ! What to do if first guess file should be used,
                   !   but does not exist.
                   !     1 = I know it may not be there,
                   !         skip this data time
                   !     2 = I screwed up, stop the run
                   !     3 = interpolate first guess file from nearest
                   !         surrounding times, stop if unable
                   !         (not yet available)

  IUPA_FLG = 3,           ! UPA-upper air, SFC-surface
  ISFC_FLG = 3,           ! What to do if other data files should be used,
                   !   but does not exist.
                   !     1 = I know it may not be there,
                   !         skip this data time
                   !     2 = I screwed up, stop the run
                   !     3 = Try to continue processing anyway

! Input data file prefixes

  IAPR    = 'dados/dp-p', ! Input press level dataset
  IARAWI  = './data/dp-r', ! Archived rawindsonde file name
  IASRFCE = './data/dp-s', ! Archived surface obs file name

! File names and dispose flags

  VARPFX    = 'isan/a',  ! isan file names prefix
  IOFLGISZ  = 0,          ! Isen-sigz file flag: 0 = no write, 1 = write
  IOFLGVAR  = 1,          ! Var file flag:       0 = no write, 1 = write

 $END

 $ISAN_ISENTROPIC

!-----------------------------------
! Isentropic and sigma-z processing
!-----------------------------------

!-----------------------------------
! Specify isentropic levels
```

```
!-----------------------------------

  NISN     = 43,          ! Number of isentropic levels
  LEVTH    = 280,282,284,286,288,290,292,294,296,298,300,303,306,309,312,
           315,318,321,324,327,330,335,340,345,350,355,360,380,400,420,
           440,460,480,500,520,540,570,600,630,670,700,750,800,

!-----------------------------------
! Analyzed grid information:
!-----------------------------------

  NIGRIDS  = 1,           ! Number of RAMS grids to analyze

  TOPSIGZ  = 20000.,      ! Sigma-z coordinates to about this height

  HYBBOT   = 4000.,       ! Bottom (m) of blended sigma-z/isentropic
                          !   layer in varfiles
  HYBTOP   = 6000.,       ! Top (m) of blended sigma-z/isentropic layr

  SFCINF   = 1000.,       ! Vert influence of sfc observation analysis

  SIGZWT   = 1.,          ! Weight for sigma-z data in varfile:
                          !   0. = no sigz data,
                          !   1. = full weight from surface to HYBBOT

  NFEEDVAR = 1,           ! 1 = feed back nested grid varfile, 0 = not

!-----------------------------------
! Observation number limits:
!-----------------------------------

  MAXSTA   = 500,         ! maximum number of rawindsondes
                          !    (archived + special)
  MAXSFC   = 5000,        ! maximum number of surface observations

  NONLYS   = 0,           ! Number of stations only to be used
  IDONLYS  = '76458',     ! Station IDs used

  NOTSTA   = 0,           ! Number of stations to be excluded
  NOTID    = 'r76458',    ! Station IDs to be excluded
                          ! Prefix with 'r' for rawindsonde,
                          !             's' for surface

  IOBSWIN  = 7200,        ! Observation acceptance time window
                          !   Obs are accepted at the analysis time T if
                          !   for IOBSWIN > 0: T-IOBSWIN < obs_time < T+IOBSWIN
                          !   for IOBSWIN = 0: T = obs_time
```

```
                !   for IOBSWIN < 0: T-|IOBSWIN| < obs_time

 STASEP   = .1,         ! Minimum sfc station separation in degrees.
                !   Any surface obs within this distance
                !   of another obs will be thrown out
                !   unless it has less missing data,
                !   in which case the other obs will be thrown out.

 ISTAPLT  = 0,          ! If ISTAPLT = 1, soundings are plotted;
 ISTAREP  = 0,          ! If ISTAREP = 1, soundings are listed;
                !   no objective analysis is done.
                ! If ISTAREP/ISTAPLT = 0, normal processing is done

 IGRIDFL  = 4,          ! Grid flag=0 if no grid point, only obs
                !        1 if all grid point data and obs
                !        2 if partial grid point and obs
                !        3 if only grid data
                !        4 all data... fast

 GRIDWT   = .01,.01,.01,.01,  Relative weight for the gridded press data
                !   compared to the observational data in
                !   the objective analysis

 GOBSEP   = 5.,         ! Grid-observation separation (degrees)
 GOBRAD   = 5.,         ! Grid-obs proximity radius (degrees)

 WVLNTH   = 1200.,900.,900.,900.,   ! Used in S. Barnes objective analysis.
                !   Wavelength in km to be retained to the
                !   RESPON % from the data to the upper air
                !   grids.
 SWVLNTH  = 750.,300.,300.,300.,    ! Wavelength for surface objective analysis

 RESPON   = .9,.9,.9,.9,       ! Percentage of amplitude to be retained.

$END
```