



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.15.15.49-TDI

# PROJEÇÃO DE ARIDEZ E DELIMITAÇÃO DA REGIÃO SEMIÁRIDA NO NORDESTE DO BRASIL PARA O SÉCULO XXI EM UM CENÁRIO DE AQUECIMENTO GLOBAL

Elder Almeida Beserra

Dissertação de Mestrado do Curso  
de Pós-Graduação em Meteorolo-  
gia, orientada pelo Dr. José Anto-  
nio Marengo Orsini, aprovada em  
16 de março de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BH522S>>

INPE  
São José dos Campos  
2012

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

## **CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**

### **Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

### **Membros:**

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

### **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

### **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

### **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.15.15.49-TDI

# PROJEÇÃO DE ARIDEZ E DELIMITAÇÃO DA REGIÃO SEMIÁRIDA NO NORDESTE DO BRASIL PARA O SÉCULO XXI EM UM CENÁRIO DE AQUECIMENTO GLOBAL

Elder Almeida Beserra

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. José Antonio Marengo Orsini, aprovada em 16 de março de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BH522S>>

INPE  
São José dos Campos  
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

B463p Beserra, Elder Almeida.  
Projeção de aridez e delimitação da região semiárida no Nordeste do Brasil para o Século XXI em um cenário de aquecimento global / Elder Almeida Beserra. – São José dos Campos : INPE, 2012.  
xxiv + 67 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.15.15.49-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.  
Orientador : Dr. José Antonio Marengo Orsini.

1. MRI-AGCM3. 1s. 2. desertificação. 3. seca. I.Título.

CDU 551.583(812/813)

---

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de Mestre em  
Meteorologia

Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá



Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. José Antonio Marengo Orsini



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Tércio Ambrizzi



Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): Elder Almeida Beserra

São José dos Campos, 16 de março de 2012



*“A vida é a infância de nossa imortalidade.”*

*Johann Wolfgang von Goethe*



*À minha Família.*



## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço à minha Família pelo apoio incondicional em todos os momentos desta jornada.

Ao meu Orientador, Dr. José Antonio Marengo Orsini, pelo incentivo e confiança prestados a mim.

Aos meus queridos amigos, Weber Gonçalves, Roger Torres, Alan Calheiros, Helber Gomes, Maria Cristina, Cristiano Prestrelo e Renato Galante pela amizade e pelas críticas apresentadas no decorrer deste trabalho.

Ao Dr. Shoji Kusunoki, do Meteorological Research Institute do Japão pelo fornecimento dos dados do modelo necessários para o desenvolvimento desta pesquisa.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos oferecida durante os dois anos de mestrado.



## RESUMO

Este estudo objetiva a avaliação dos impactos causados pelas mudanças climáticas globais na modificação da extensão superficial do semi-árido do Nordeste do Brasil em um clima futuro. Para isto, são utilizadas projeções climáticas para o século XXI em pontos de grade, geradas pelo modelo climático global MRI-AGCM3.1s de 20 km de resolução horizontal, sob o cenário de emissões de gases causadores do efeito estufa A1B, nos períodos presente (1979-2003), futuro próximo (2015-2039) e futuro (2075-2099). A região de estudo está compreendida entre as latitudes de 2°S e 18°S e longitudes 34°W e 48°W, abrangendo a região Nordeste em sua totalidade. São realizadas validações das simulações de clima presente através de comparação com as climatologias observacionais de estações do INMET e ANA, além de discussões gerais das mudanças climáticas no cenário A1B em superfície. A avaliação dos padrões de modificação da extensão superficial do semi-árido se dá por meio da utilização de uma classificação climática de Köppen-Trewartha, índices de aridez da UNEP e Budyko, além da utilização do Índice de Severidade de Seca de Palmer e de índices de extremos de precipitação, juntamente com a utilização da isoieta de 800 mm anuais como parâmetros.



**ARIDITY PROJECTIONS AND THE LIMITS OF SEMI-ARID REGION IN  
THE NORTHEAST BRAZIL FOR THE XXI CENTURY IN A GLOBAL  
WARMING SCENARIO**

**ABSTRACT**

This research aims to assess climate change impacts on the change on the coverage of the semi-arid northeastern Brazil in a future climate. For this, 21st century climate projections generated by the 20 km mesh global climate model MRI-AGCM3.1s, under the IPCC SRES A1B scenario for present (1979-2003), near future (2015-2039) and future (2075-2099) climates are used. The study area includes 2°S-18°S and 34°W-48°W, covering the whole Northeast region. Present climate simulations are validated against observation from INMET and ANA, and then a brief discussion of the surface climate changes for the A1B scenario are assessed. The assessment of changes in the semi-arid surface extension patterns are carried out by using the Köppen-Trewartha climate classification, and aridity indexes from UNEP and Budyko, Palmer Drought Severity Index and precipitation-based extreme indexes, as well as the 800 mm annual isohyet as parameters.



## LISTA DE FIGURAS

	Pg.
Figura 1.1 - Distribuição dos principais regimes de chuva no Nordeste do Brasil .....	7
Figura 3.1 – Domínio do modelo MRI-GCM20 a ser utilizado no estudo .....	16
Figura 3.2 – Esquematização do sistema de coordenadas híbrido sigma-pressão ( $\sigma$ -p) .....	17
Figura 3.3 – Esquematização do processo de obtenção das simulações de clima presente e futuro do modelo global MRI-AGCM3.1S (Adaptado de Mizuta et al. 2008) .....	20
Figura 3.4 – Esquematização do processo de obtenção das simulações de clima presente e futuro do modelo global MRI-AGCM3.1s .....	20
Figura 5.1 – Vieses sazonais de temperatura média do período de controle (1979-2003) do MRI-AGCM3.1s em comparação com a climatologia observacional do INMET. As diferenças são mostradas em °C .....	33
Figura 5.2 – Vieses sazonais de precipitação do período de controle (1979-2003) do MRI-AGCM3.1s em comparação com a climatologia observacional da ANA. As diferenças são apresentadas em mm/dia .....	34
Figura 5.3 – Vieses sazonais de evapotranspiração potencial do período de controle (1979-2003) do MRI-AGCM3.1s em comparação com a climatologia observacional derivada da reanálise do NCEP/NCAR. As diferenças são apresentadas em mm/dia .....	35

Figura 5.4 –	Projeções das mudanças na temperatura da superfície para o futuro próximo (2015-2039) e futuro (2075-2099). As diferenças são ilustradas em °C .....	36
Figura 5.5 –	Projeções das mudanças na precipitação para o futuro próximo (2015-2039) e futuro (2075-2099). As diferenças são ilustradas em mm/dia .....	37
Figura 5.6 –	Projeções das mudanças déficit hídrico (P-PET) para o futuro próximo (2015-2039) e futuro (2075-2099). As diferenças são ilustradas em mm/dia .....	38
Figura 5.7 –	Índices extremos de seca – Dias secos consecutivos (CDD); e de precipitação intensa – Precipitação máxima por pântada (R5d). As unidades são mostradas em dias e mm/dia, respectivamente ....	39
Figura 5.8 –	Mudanças nas projeções de dias secos consecutivos (CDD); e da precipitação máxima por pântada (R5d). A figura é dividida em futuro próximo (a, c) e futuro (b, d). As unidades são mostradas em dias e mm/dia, respectivamente .....	40
Figura 5.9 –	Classificação climática de Köppen-Trewartha para a climatologia observacional do CRU no período 1979-2003 .....	41
Figura 5.10 –	Classificação climática de Köppen-Trewartha para: a) Simulação de referência; b) Futuro próximo; c) Futuro .....	43
Figura 5.11 –	Índice de aridez da UNEP ( $IA_u$ ) simuladas para o presente (1979-2003) e projetadas para o futuro (2015-2039 e 2075-2099) pelo modelo MRI-AGCM3.1s .....	44

Figura 5.12 – Índice de aridez de Budyko ( $I_{a_b}$ ) simuladas para o presente (1979-2003) e projetadas para o futuro (2015-2039 e 2075-2099) pelo modelo MRI-AGCM3.1s .....	45
Figura 5.13 – Isoieta 800mm simulada para o presente (1979-2003) e projetada para o futuro (2015-2039 e 2075-2099) pelo modelo MRI-AGCM3.1s .....	46
Figura 5.14 – Semi-árido presente simulado pelo MRI-AGCM3.1s: a) Köppen-Trewartha (196.110,00 km <sup>2</sup> ); b) $I_{a_u}$ (113.970,00 km <sup>2</sup> ); c) $I_{a_b}$ (284.930,00 km <sup>2</sup> ); d) Isoieta 800 mm (265.586,00 km <sup>2</sup> ); e) Conjunto (191.950,00 km <sup>2</sup> ) .....	47
Figura 5.15 – Semi-árido projetado pelo MRI-AGCM3.1s para o futuro próximo: a) Köppen-Trewartha (237.870,00 km <sup>2</sup> ); b) $I_{a_u}$ (146.820,00 km <sup>2</sup> ); c) $I_{a_b}$ (307.340,00 km <sup>2</sup> ); d) Isoieta 800 mm (280.300,00 km <sup>2</sup> ); e) Conjunto (230.980,00 km <sup>2</sup> ) .....	48
Figura 5.16 – Semi Semi-árido projetado pelo MRI-AGCM3.1s para o futuro: a) Köppen-Trewartha (266.270,00 km <sup>2</sup> ); b) $I_{a_u}$ (161.200,00 km <sup>2</sup> ); c) $I_{a_b}$ (300.840,00 km <sup>2</sup> ); d) Isoieta 800 mm (260.000,00 km <sup>2</sup> ); e) Conjunto (228.520,00 km <sup>2</sup> ) .....	49
Figura 5.17 – ISSPac simulado para o presente (1979-2003), futuro próximo (2015-2039) e futuro (2075-2099) pelo modelo MRI-AGCM3.1s	50
Figura 5.18 – Mudanças nas projeções do ISSPac no futuro próximo e futuro ....	51
Figura 5.19 – Série temperatura média semi-árido simulado pelo MRI-AGCM3.1s. As unidades são mostradas em °C .....	52
Figura 5.20 – Série temporal da precipitação no semi-árido simulado pelo MRI-AGCM3.1s. As unidades são mostradas em mm/dia .....	53

Figura 5.21 – Série temporal do déficit hídrico (P-PET) no semi-árido simulado pelo MRI-AGCM3.1s. As unidades são mostradas em mm/dia .....	53
Figura 5.22 – Série temporal do Índice de Severidade de Seca de Palmer auto-calibrado (ISSPac) no semi-árido simulado pelo MRI-AGCM3.1s. Valores negativos do índice indicam condições mais secas .....	54
Figura 5.23 – Série temporal da área total do semi-árido simulado afetada por condições de seca atribuídas pelo ISSPac .....	55

## LISTA DE TABELAS

	Pg.
Tabela 4.1 – Classificação climática Köppen-Trewartha com a descrição de seus grupos, subgrupos e suas definições .....	26
Tabela 4.2 – Classes de tipos climáticos do Índice de aridez da UNEP .....	27
Tabela 4.3 – Classes de tipos climáticos do Índice de aridez de Budyko ( $IA_B$ ) ..	28
Tabela 4.4 – Classificação dos valores do ISSP .....	29



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

IPCC	- Intergovernmental Panel on Climate Change
AR4	- Fourth Assessment Report
CDD	- Consecutive Dry Days (Dias secos consecutivos)
CMIP3	- Coupled Model Intercomparison Project
CRU	- Climate Research Unit
DJF	- Dezembro-Janeiro-Fevereiro
ENOS	- El Niño/Oscilação Sul
ETP	- Evapotranspiração potencial
ETR	- Evapotranspiração real
FAO	- Food and Agriculture Organization
GCM	- General Circulation Model
IA <sub>B</sub>	- Índice de aridez de Budyko
IA <sub>U</sub>	- Índice de aridez da UNEP
IBGE	- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ISSP	- Índice de Severidade de Seca de Palmer
ISSP <sub>ac</sub>	- Índice de Severidade de Seca de Palmer auto-calibrado
JJA	- Junho-Julho-Agosto
JMA	- Japan Meteorological Agency
K	- Constante de padronização
L	- Calor latente de vaporização da água

MAM	-	Março-Abril-Maio
MRI	-	Meteorological Research Institute
NEB	-	Nordeste do Brasil
OMM	-	Organização Meteorológica Mundial
ONU	-	Organização das Nações Unidas
P	-	Precipitação
R	-	Saldo de radiação da superfície
R	-	Recarga de umidade no solo
R5d	-	Precipitação máxima
RO	-	Escoamento superficial
RP	-	Recarga potencial de umidade no solo
SON	-	Setembro-Outubro-Novembro
SRES	-	Special Report on Emission Scenarios
T	-	Razão entre demanda e suprimento de umidade
TAR	-	Third Assessment Report
TSM	-	Temperatura da Superfície do Mar
UNEP	-	United Nations Environment Programme
Z	-	Índice de anomalia de umidade
ZCIT	-	Zona de Convergência Intertropical

# SUMÁRIO

	<b>Pag.</b>
<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
1.1 Objetivos.....	3
<b>2. REVISAO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>5</b>
2.1 Climatologia Regional.....	5
2.2 Índice de Severidade de Seca de Palmer.....	7
2.3 Evapotranspiração.....	8
2.4 Aridez e Desertificação.....	10
2.5 Eventos Extremos.....	12
<b>3. DADOS.....</b>	<b>15</b>
3.1 Área de Estudo.....	15
3.2 Modelo Global MRI-AGCM3.1s.....	15
3.2.1 Modelo de Previsão de Tempo JMA-GSM0103.....	16
3.2.2 Adaptações para o Modelo Climático MRI-GCM20.....	18
3.2.3 Simulação de Controle e Projeção de Clima Futuro.....	18
3.3 Dados Observacionais.....	20
3.3.1 Climatologia CRU.....	21
<b>4. METODOLOGIA .....</b>	<b>23</b>
4.1 Validação Inicial.....	23
4.2 Índices de Extremos de Precipitação.....	24
4.3 Classificação Climática e Índices de Aridez.....	25
4.3.1 Classificação Climática de Köppen-Trewartha.....	25
4.3.2 Índice de Aridez da UNEP.....	27
4.3.3 Índice de Aridez de Budyko.....	28
4.4 Índice de Severidade de Seca de Palmer.....	28
<b>5. RESULTADOS .....</b>	<b>31</b>
5.1 Climatologia Simulada pelo MRI-AGCM3.1s.....	32
5.1.1 Temperatura.....	32
5.1.2 Precipitação.....	33
5.1.3 Evapotranspiração Potencial.....	34
5.2 Projeções Climáticas.....	35
5.2.1 Projeções climáticas de temperatura.....	35
5.2.2 Projeções climáticas de precipitação.....	36
5.2.3 Projeções climáticas de déficit hídrico (P-PET).....	37
5.3 Índices Extremos de Precipitação.....	38
5.4 Classificação Climática.....	40
5.4.1 Classificação Climática de Köppen-Trewartha.....	40
5.4.2 Índice de Aridez da UNEP (IA <sub>U</sub> ).....	43
5.4.3 Índice de Aridez de Budyko (IA <sub>B</sub> ).....	44
5.4.4 Isoieta de Precipitação Anual Acumulada de 800 mm.....	45
5.4.5 Semi-árido.....	46
5.5 Índice de Severidade de Seca de Palmer auto-calibrado (ISSPac).....	49
5.6 Climatologia do Semi-árido do modelo MRI-AGCM3.1s.....	51

<b>6. CONCLUSÕES .....</b>	<b>57</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>59</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A história do Nordeste brasileiro (NEB) está intimamente relacionada à história da seca. A falta da água – indispensável para a sobrevivência do homem – surge não somente como uma consequência de fenômenos de ordem natural, climática, esta também é acentuada por questões de cunho social e econômico. Os efeitos da seca se apresentam nas mais variadas formas, seja pelo aumento do desemprego rural, fome e pobreza, ou pela consequente migração da população das áreas afetadas.

Estudos realizados pelo NAE (2005) e Marengo (2008) discutem a vulnerabilidade do semi-árido aos extremos da variabilidade do clima e suas eventuais mudanças. A ocorrência de precipitação, não é fator suficiente para que culturas de subsistência sejam bem-sucedidas. No semi-árido é comum a ocorrência de períodos secos durante a estação chuvosa dentre os quais, dependendo da intensidade e da duração, provocam fortes danos à agricultura local (NAE, 2005).

Embora o desenvolvimento e aplicação de modelos climáticos nas duas décadas passadas tenham fornecido aproximações importantes na simulação de futuras alterações climáticas, a maioria das projeções dos modelos de circulação geral (GCM) não são suficientes para responder a todas as perguntas, principalmente porque a maior parte dos GCMs não apresenta uma resolução suficientemente boa para investigar impactos climáticos regionais. Recentemente, um GCM de alta resolução, com grade de aproximadamente  $0.18^\circ \times 0.18^\circ$  horizontais, foi desenvolvido pelo Meteorological Research Institute – MRI, no Japão, para uso em estudos de mudanças climáticas (MIZUTA et al. 2006). A resolução deste modelo global é muito maior do que em outros modelos utilizados anteriormente em estudos de mudanças climáticas no Brasil.

A utilização de um modelo de alta resolução em estudos na investigação dos impactos da mudança climática nos processos de aridez e desertificação, inevitavelmente permitirá uma melhor visualização e representação geográfica regional de seus efeitos e impactos. Uma das vantagens práticas no uso de projeções em um nível de detalhamento alto poderia ser alçada em uma visualização mais realística de áreas de

fronteira entre micro-regiões climáticas tanto no período presente, quanto possíveis mudanças atenuadas pelas mudanças climáticas.

As emissões contínuas de gases causadores do efeito estufa originadas de atividades humanas tendem a intensificar os efeitos do aquecimento global. Vários estudos (Trenberth, 2005; Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC, 2007; Meehl et al., 2007) alertam que as mudanças de clima e o aumento no nível médio do mar continuarão por mais de um século, ainda que a concentração destes gases na atmosfera se estabilizem em curto prazo.

De acordo com o IPCC (2007), para as próximas duas décadas, projeta-se um aquecimento de cerca de 0,2 °C por década para uma faixa de cenários de emissões do Relatório Especial sobre Cenários de Emissões (SRES). Até meados do século XXI, projeta-se que a vegetação semi-árida tenderia a ser substituída por vegetação de terras áridas (Salazar et al. 2007). Nas áreas mais secas, prevê-se que a mudança do clima acarrete a salinização e a desertificação das terras agrícolas. Projeta-se que as mudanças nos padrões de precipitação e de evapotranspiração afetem de forma significativa a disponibilidade de água para o consumo humano, a agricultura e a geração de energia na região Nordeste do Brasil (IPCC, 2007).

É sabido que o clima de uma região tem forte influência sobre a vegetação local, por exemplo, a savana é típica de clima semi-árido, as florestas tropicais são características de áreas de clima tropicais chuvosas e as tundras são encontradas em regiões próximas aos círculos polares. Muitas variáveis atmosféricas são responsáveis pela classificação do clima de uma determinada localidade. Entretanto, a variável chave na classificação de climas em geral é a precipitação.

Extremos climáticos associados à precipitação contribuem diretamente na degradação do solo podendo levar à aceleração do processo de desertificação no semi-árido (Marengo et al. 2011). Assim, faz-se necessário entender o problema de mudanças de clima e seus impactos para assim engajar em ações de mitigação e adaptação a estas.

## 1.1 Objetivos

O objetivo principal desta pesquisa é investigar o impacto causado pelas mudanças climáticas para o cenário A1B de emissões de gases causadores do efeito estufa (IPCC, 2000) no semi-árido da região Nordeste do Brasil, assim como no aumento/diminuição da aridez por sobre esta região, utilizando o GCM MRI-AGCM3.1s de 20 km de resolução horizontal.

Para que o objetivo principal seja alcançado, se faz necessário o cumprimento de alguns objetivos específicos:

- Validar a climatologia sazonal simulada pelo MRI-AGCM3.1s através da avaliação de seus vieses em relação à climatologia observacional;
- Estimar os índices de extremos de precipitação propostos por Frich et al. (2005) para o clima presente e futuro, simulados pelo modelo MRI-AGCM3.1s, numa tentativa de caracterizar os fatores atenuantes à vulnerabilidade climática na região;
- Aplicar a classificação climática de Köppen-Trewartha (Trewartha, 1968) para o clima presente e projetado para fins de determinação das regiões climáticas na área de estudo;
- Utilizar os índices de aridez da UNEP (UNEP, 1992), Budyko (Budyko, 1958) e o índice de Severidade de Seca de Palmer (Palmer, 1965), juntamente com distribuição espacial da isoieta anual de 800 mm (utilizada como critério na delimitação oficial da região semi-árida brasileira (Brasil, 2005), no clima presente e futuro como parâmetros para a delimitação da região de clima semi-árido no NEB.



## **2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

### **2.1 Climatologia Regional**

De maneira geral, o clima de uma região é definido com uma junção da resposta natural aos fenômenos oceânico-atmosféricos, orografia, distribuição continente-oceano e da latitude. O clima pode sofrer fortes flutuações de ordem natural em escala de tempo interanual ou decadal, como por exemplo, fortes chuvas ou períodos prolongados de estiagem em regiões distintas, causados pela dinâmica do clima (Hare, 1985). No entanto, o clima regional é suscetível a modificações decorrentes de atividades humanas, como o aumento das concentrações atmosféricas de CO<sub>2</sub> e alteração dos padrões de superfície do solo. Tais modificações, também chamadas de antrópicas (BUDYKO; IZRAEL, 1991), por vezes interagem com a variabilidade natural, modificando as condições climáticas regionais.

O Nordeste do Brasil se localiza na região tropical sul do globo, a leste da floresta amazônica, limitado a norte e oeste pelo Oceano Atlântico. É notória nesta região a acentuada variabilidade interanual da precipitação, com grande alternância entre anos secos e chuvosos. Apesar de estar inserido na região tropical, a maior parte do NEB apresenta características semi-áridas, decorrente dos baixos valores de precipitação anual que, em algumas áreas, são inferiores a 400 mm. As razões físicas determinantes da semi-aridez da região, ainda não são completamente entendidas, mas uma análise da distribuição das chuvas sobre o Nordeste e áreas adjacentes sugere que o clima semi-árido é mantido por mecanismos da circulação geral da atmosfera, principalmente pela circulação de Hadley-Walker; induzida, portanto, por fatores climáticos externos à região discutidos por Nobre et al. (1986) e mais recentemente, Drummond et al. (2010).

As flutuações climáticas do NEB têm uma correlação direta com as variabilidades interanuais da temperatura das águas da superfície do mar (TSM) dos oceanos tropicais, em especial os oceanos Atlântico Tropical e Pacífico Equatorial. Os fenômenos oceanográficos-atmosféricos que atuam diretamente na dinâmica do clima do Nordeste, são: El Niño/Oscilação Sul (ENOS) (KOUSKY; CAVALCANTE, 1984); anomalias das TSM do oceano Atlântico Tropical (MOURA; SHUKLA, 1981); e a Zona de

Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico Equatorial (HASTERNATH; HELLER, 1977; UVO; NOBRE, 1989).

Sistemas de escala sinótica e mesoescala também contribuem para a variabilidade do clima do NEB, tais como: vórtices ciclônicos da alta troposfera (KOUSKY; GAN, 1981); distúrbios de leste (YAMAZAKI; RAO, 1977); intensidade das brisas marítimas/terrestres (KOUSKY; ELIAS, 1982) e frentes frias oriundas de latitudes subtropicais (KOUSKY, 1979). Adicionalmente, o Nordeste apresenta topografia bastante irregular, composta de serras, planaltos, vales e chapadas, o que contribui para os fenômenos atmosféricos, tanto de escala sinótica como de mesoescala, atuem de modo diferente sobre cada sub-região do Nordeste.

Contudo, tais eventos atmosféricos não influenciam toda a região de forma regular, atuando de maneira direta sobre determinada área, mas exibindo uma presença quase nula em outras. Adicionalmente, a atuação destes eventos ocorre em diferentes épocas do ano. Diferentes sistemas agem em diferentes estações do ano e em sub-regiões distintas como, por exemplo, as incursões de sistemas frontais são mais frequentes no verão e na parte sul do Nordeste; a ZCIT atuante na época do outono, no norte e leste da região; os distúrbios de leste, no inverno e no leste do Nordeste; os vórtices ciclônicos da alta troposfera, no verão e outono e em toda região. Esta multiplicidade de fenômenos, atuando em diversas áreas e em variadas épocas do ano, levou Kousky (1979) a dividir o Nordeste em três grandes sub-regiões, climatologicamente homogêneas, e as denominou de norte, sul e leste do Nordeste, ilustradas na Figura 1.1.

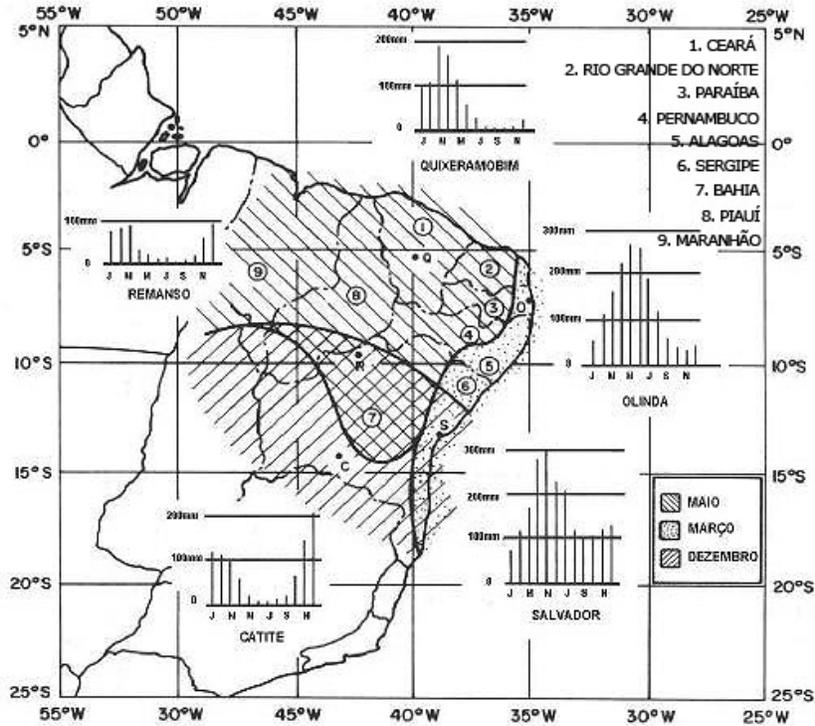


Figura 1.1 – Distribuição dos principais regimes de chuva no Nordeste do Brasil.

Fonte: adaptado de Kousky (1979).

## 2.2 Índice de Severidade de Seca de Palmer

O Índice de Severidade de Seca de Palmer (ISSP) é um índice de seca meteorológica, ou seja, refere-se a precipitações abaixo da normal esperada. Este é amplamente utilizado nos Estados Unidos (COOK et al., 1999, 2004; HEIM, 2002); Europa (BRIFFA et al., 1994; LLOYD-HUGHES e SAUNDERS, 2002; VAN DER SCHRIER et al., 2006), África (NTALE; GAN, 2003) e China (ZOU et al., 2005; LI et al., 2007). Aplicações deste índice no Brasil foram realizadas por alguns pesquisadores para várias regiões do país (AZEVEDO; SILVA, 1994; SANSIGOLO, 2004).

O ISSP foi desenvolvido por Palmer (1965) como uma tentativa de mensurar o fornecimento de umidade atmosférica e sua demanda pela superfície em uma dada localidade, a partir da precipitação precedente e condições de umidade do solo. Isto torna o ISSP altamente eficaz em descrever condições de umidade do solo. Sua maior

vantagem é sua capacidade de detectar e quantificar a severidade de condições de solo secas e úmidas ao longo do tempo e espaço (ALLEY, 1984). Palmer definiu um período seco como um intervalo de tempo – meses ou anos – durante o qual o suprimento de umidade a determinado local é frequentemente inferior ao esperado pela normal climatológica. Suas principais suposições e definições foram discutidas com bastante rigor por Alley (1984) e Karl (1986), que concluíram que o ISSP, se utilizado de forma coerente, é uma ferramenta bastante eficaz para a avaliação e monitoramento de secas.

Mais recentemente, alguns trabalhos vêm sendo realizados, utilizando o ISSP com o objetivo de avaliar como as condições de seca se mostram em projeções de clima futuro utilizando diferentes cenários de emissões de gases contribuintes do efeito estufa, com GCM globais e regionais. Burke et al. (2006) utilizando somente o modelo HadCM3, avaliou as condições de seca projetadas para o século XXI para todo o globo. Dubrovsky et al. (2008) utilizou um *ensemble* de cinco modelos globais que foram utilizados no Terceiro Relatório de Avaliação (*Third Assessment Report – TAR*) (Houghton et al., 2001) do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (*Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC*), para também avaliar as condições de seca para as últimas décadas do século XXI, correspondente ao período de 2060 a 2099.

### **2.3 Evapotranspiração**

Faz-se interessante, antes de se definir evapotranspiração, conceituar evaporação, que é o processo físico pelo qual um líquido passa para o estado gasoso. A evaporação da água da superfície da Terra para a atmosfera ocorre de oceanos, lagos, rios, pântanos, solo e vegetação molhada. Evapotranspiração é a junção dos efeitos da evaporação com a transpiração vegetal na superfície terrestre para a atmosfera. Rosenberg et al. (1983), Jensen et al. (1990) e Shuttleworth (1993) definiram diversas formas de evapotranspiração:

Evapotranspiração Potencial (ETP) é a perda total de água para a atmosfera de uma extensa superfície de grama curta, a qual cobre completamente o solo, exerce uma resistência desprezível ao fluxo de vapor d'água, e está sempre bem suprida de água. A

evapotranspiração potencial não pode exceder a evaporação de uma superfície livre de água, nas mesmas condições meteorológicas.

Um conceito muito útil é o de evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ) definida por Jensen et al. (1990) como sendo a perda de água para a atmosfera de uma área extensa coberta de grama verde, com altura de 8 a 15 cm de altura, em ativo crescimento, cobrindo completamente o terreno e sem limitação de água. Devido às dificuldades de medidas diretas da evapotranspiração, vários métodos foram desenvolvidos para estimá-la. Uma das técnicas mais simples e largamente utilizada para estimar a evapotranspiração potencial total mensal, é o método desenvolvido por Thornthwaite (1948) que tem como variável de entrada, apenas a temperatura do ar e faz correção para o comprimento, em horas, do dia.

Um modelo mais sofisticado para o cômputo da evapotranspiração foi desenvolvido por Penman (1948), o qual foi modificado por Monteith (1964) que introduziu os termos de resistência aerodinâmica e estomatal. Este modelo é conhecido como o método de Penman-Monteith. A FAO (*Food and Agriculture Organization*), optou por parametrizar os diversos termos da metodologia de Penman-Monteith (Allen et al, 1994). Isto levou o método a receber a denominação FAO-Penman-Monteith (FPM). Outro método muito usado para calcular a evapotranspiração real é o modelo do balanço de energia, baseado na Razão de Bowen, conhecido como método da Razão de Bowen (ROSENBERG; VERMA, 1978). Este método é atualmente utilizado no programa PROCLIMA do Centro de Pesquisas de Tempo e Clima do INPE (<http://www.cptec.inpe.br/proclima>) para o monitoramento climático do NEB.

Tais métodos são utilizados para estimar a evapotranspiração em determinado local. O grande desafio reside em modelar a evapotranspiração em escala regional e global. Na literatura, são encontrados mapas, em escalas regionais e globais, de evapotranspiração real e potencial (TUBELIS; NASCIMENTO, 1980; AYOADE, 1983); entretanto, essas cartas foram elaboradas usando-se os métodos de Linacre (1977), Thornthwaite e Mather (1957) e Budyko (1958). O uso de métodos mais sofisticados, como Penman-Monteith e Razão de Bowen, torna-se desencorajador, devido às dificuldades na parametrização de parâmetros na superfície da Terra, como é o caso do balanço de energia.

Os métodos de estimativa da evapotranspiração de Penman-Monteith e da Razão de Bowen vêm sendo utilizados por muitos pesquisadores na elaboração do balanço hidrológico nos GCMs, porém o maior desafio no uso desses métodos é a parametrização das variáveis envolvidas na estimativa da evapotranspiração, em escala regional e global. Os maiores erros na parametrização das variáveis são, em geral, associados à falta de medidas precisas de variáveis da atmosfera - componentes do balanço de radiação, insolação; do solo e da vegetação, como as resistências estomatais. Técnicas de medidas em que usam sensores remotos a bordo de satélites de recursos naturais e meteorológicos mostram-se eficazes, mas ainda necessitam de ajustes específicos aos parâmetros de cada região (BASTIAANSEN et al., 1997).

#### **2.4 Aridez e Desertificação**

Na década de 1980 a Organização das Nações Unidas (ONU) definiu desertificação como sendo *a diminuição ou destruição do potencial biológico das terras, podendo levá-las as condições semelhantes às dos desertos*. Entretanto, em 1991 o Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente (UNEP) adotou como conceito, *a degradação das terras em áreas áridas, semi-áridas, e sub-úmida seca, devido principalmente aos efeitos antropogênicos*. Em 1992, as Nações Unidas modificou, mais uma vez, a sua definição de desertificação, que passou a *ser a degradação de terras em áreas áridas, semi-áridas e sub-úmidas secas, resultante de vários fatores, incluindo variações climáticas e atividades humanas*. Esta definição atualmente é consenso entre a comunidade científica (PUIGDEFABREGAS, 1995).

Um dos principais problemas da construção da definição de desertificação foi a eliminação, muitas vezes de forma intencional, do clima, com um dos possíveis contribuintes dos processos que a causam. Entretanto, quase todas, dentre as poucas avaliações reais existentes, estendem-se sobre período de seca ou declínio de chuva (ou aridização); assim, enquanto a desertificação só foi definida como antropogênica, as evidências usadas para taxá-la como tal tomaram como referência os produtos da variabilidade climática (NICHOLSON et al., 1998). Um maior interesse pelo estudo da desertificação começou nos anos de 1970, tendo sua definição produzindo substancial

controvérsia sobre qual seria o papel do clima e da população como contribuintes dos processos de desertificação.

Charney (1975) argumentou que em áreas onde a vegetação fora desmatada, há uma forte tendência ao aumento do albedo, fazendo com que uma parte maior da energia proveniente do sol seja refletida de volta para o espaço e, conseqüentemente, a quantidade de calor transferido da superfície para a atmosfera é reduzida. Com isto, ocorre um resfriamento da atmosfera no entorno da área desmatada, fazendo com que os movimentos convectivos sobre a área diminuam de intensidade, o que produz redução na formação de nuvens convectivas e precipitação, conseqüentemente, produzindo, assim, um processo de desertificação.

Esta interação entre a vegetação, precipitação e albedo, resulta no efeito de feedback (realimentação), denominado por Charney (1975) como mecanismo bio-geofísico, que pode gerar instabilidade nas regiões às margens dos desertos, contribuindo para o avanço ou recuo dessas áreas. Que pode acentuar-se ou manifestar-se por influências antropogênicas. No entanto, Ripley (1976) mostrou a insuficiência da auto-alimentação do mecanismo bio-geofísico, uma vez que o efeito da evapotranspiração não foi considerado por Charney (1975) em seu modelo. Este que, de acordo com Ripley (1976) tem papel relevante nos processos solo-planta-atmosfera.

Após os argumentos de Ripley (1976), Charney et al. (1977) revisaram o modelo proposto por Charney (1975), modificando a parametrização dos processos hidrológicos de superfície. Novamente mostraram que, aumentado o albedo de uma região, haveria uma diminuição na precipitação. Para isto, realizaram um experimento para a região semi-árida do Sahel, que é a região de transição entre a porção sul do deserto do Saara e a região tropical africana. Foi constatado que a variação do albedo, originalmente 14%, para 35% foi decisiva para o declínio das montantes pluviométricas naquela região. A mudança no albedo pode ocorrer devido a fatores antropogênicos, que desequilibram os fatores biológicos e ecológicos, de maneira que a ocorrência de derrubadas e queimadas desestabiliza os solos, deixando-os vulneráveis e estéreis, agravando-se ainda mais com os eventos extremos de secas.

Feddema (1999) ao fazer uso de modelo de circulação geral da atmosfera para discutir os impactos do aquecimento global do clima, provocado pelo efeito estufa, e da

degradação do solo no continente africano, devido à desertificação sobre as fontes renováveis de água doce na África. Observou que, em escala continental, os impactos do aquecimento global são maiores que os da degradação do solo; entretanto, nas áreas afetadas pela desertificação (regiões de clima úmido e seco) os efeitos de ambos sobre as fontes de água locais, têm a mesma ordem de magnitude. O resultado da combinação dos processos é uma intensificação e aumento da extensão das condições de seca, principalmente durante a estação de estiagem.

A relação entre o efeito estufa, decorrente do aumento de CO<sub>2</sub> na atmosfera, e os processos de desertificação, foi analisada, mais recentemente por Gao e Giorgi (2008), utilizando o modelo regional RegCM3 (PAL et al., 2007), com projeções nos cenários de emissão A2 e B2 para o final do século XXI, na região do Mediterrâneo, aplicaram diferentes índices de aridez e constataram um aumento substancial na extensão territorial das áreas áridas e semi-áridas, principalmente na Península Ibérica e em partes da Itália, Grécia e Turquia. Este “avanço” da aridez foi atribuído pelos autores a temperaturas mais elevadas e um decréscimo significativo da precipitação durante a estação chuvosa da região.

Feddema (1999) ao fazer uso de modelo de circulação geral da atmosfera para discutir os impactos do aquecimento global do clima provocado pelo efeito estufa e na degradação do solo no continente africano, devido à desertificação sobre as fontes renováveis de água doce na África, observou que, em escala continental, os impactos do aquecimento global são maiores que os da degradação do solo; entretanto, nas áreas afetadas pela desertificação (regiões de clima úmido e seco) os efeitos de ambos sobre as fontes de água locais, têm a mesma ordem de magnitude. O resultado da combinação dos processos é uma intensificação e aumento da extensão das condições de seca, ou aridização, principalmente durante a estação de estiagem.

## **2.5 Eventos Extremos**

Eventos extremos têm, quase por definição, uma importância particular para a sociedade humana. São considerados como grandes desvios do estado médio do clima que podem ocorrer em escalas temporais que variam de dias a séculos. Dentro da comunidade

científica, há um interesse crescente em investigações que clarifiquem se os eventos extremos vêm se tornando cada vez mais frequentes e intensos.

Frisch et al. (2002) define que extremos de curta duração são eventos cuja probabilidade de ocorrência está condicionada à eventos de escalas maiores, tanto temporalmente, quanto espacialmente, que favorecem ou suprimem os eventos de curta duração. Eventos extremos de curta duração vêm sendo considerados como os mais importantes, uma vez que tanto análises de clima presente, quanto projeções de clima futuro apontam tendências de aumento na frequência e intensidade de tais eventos ao longo do tempo em diversas regiões do globo (HENNESSY et al., 1999; MANTON et al., 2001; FRISCH et al., 2002; VINCENT et al., 2005; ALEXANDER et al., 2006; HAYLOCK et al., 2006; KAMIGUCHI et al., 2006; SANTOS; BRITO 2007; MARENGO et al., 2008; KITO et al., 2009; SANTOS et al., 2009).

A maior barreira encontrada na investigação das tendências de extremos é a disponibilidade de dados climáticos, a nível diário, tanto em termos de tamanho da série temporal quanto na distribuição espacial das estações coletoras de dados ao redor do globo. Em vários países a coleta de variáveis meteorológicas só começou a ser realizada de maneira efetiva após a Segunda Guerra Mundial, tornando difícil a determinação estatística se um evento climático faz parte da variabilidade natural, ou se é de fato um evento atípico em termos de intensidade ou frequência.

Com a finalidade de desenvolver estudos de tendências observadas de extremos a nível mundial para a elaboração do IPCC AR4, a Organização Meteorológica Mundial (OMM) estabeleceu um grupo de trabalho com o intuito de definir eventos extremos de curta duração, os índices desenvolvidos aparecem em Frich et al. (2002).



### **3. DADOS**

#### **3.1 Área de Estudo**

A região de estudo é o Nordeste do Brasil (NEB), que se situa entre as latitudes 2,5° e 16,1° sul e os meridianos 34,8° e 46° de longitude oeste. Abrangendo uma área de aproximadamente 1.558.196 km<sup>2</sup>, o NEB apresenta algumas características peculiares, uma vez que engloba a região semi-árida – com sua diversidade de microclimas – que contém áreas como o Cariri da Paraíba, cuja precipitação média anual é inferior a 400 mm, o Alto Sertão da Paraíba e o Cariri do Ceará, regiões nas quais a precipitação normal anual é superior a 800 mm, além de regiões de clima úmido, como a zona da Mata e o litoral dos estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia, em que a precipitação média anual ultrapassa os 1600 mm. A região NEB é bastante populosa, com 53.591.197 habitantes, segundo estimativa da Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, sendo que cerca de 30% desta população vive da atividade agropecuária.

#### **3.2 Modelo Global MRI-AGCM3.1S**

O modelo de circulação geral da atmosfera (GCM) MRI-AGCM3.1s de altíssima resolução com uma grade horizontal de aproximadamente 20 km é utilizado neste trabalho. O modelo foi desenvolvido para aplicações tanto em projeções de clima futuro, quanto para previsão numérica de tempo (MIZUTA et al. 2006), sendo baseado no modelo de previsão de tempo da *Japan Meteorological Agency* (JMA), JMA-GSM0103, de mesma resolução, em colaboração com o *Meteorological Research Institute* (MRI).

Este estudo utilizará projeções de clima futuro para o século XXI geradas pelo modelo de circulação geral da atmosfera MRI-AGCM3.1S para aplicar as diferentes metodologias propostas para o estudo das condições de aridez no Nordeste do Brasil. Os dados do modelo são divididos em períodos de tempo (time-slices): simulação do clima presente (controle), de 1979 a 2003 e, projeção do clima futuro, abrangendo dois períodos base do século XXI, aqui denominados de futuro próximo (2015-2039) e futuro (2075-2099). O domínio utilizado, mostrado na Figura 3.1, compreende as

latitudes de 2,0° e 18,0° sul e as longitudes de 34,0° e 48,0° oeste, abrangendo a região NEB em sua totalidade.

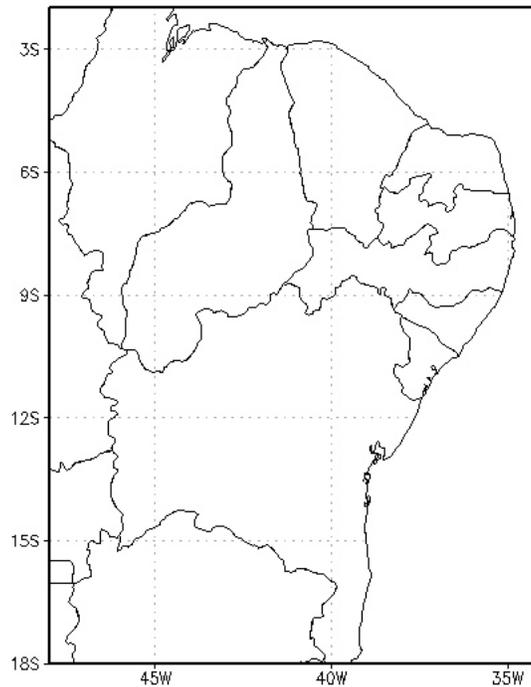


Figura 3.1 – Domínio do modelo MRI-AGCM3.1S a ser utilizado no estudo.

### 3.2.1 Modelo de Previsão de Tempo JMA-GSM0103

O modelo de previsão de tempo JMA-GSM0103, no qual o MRI-AGCM3.1s se baseia, utiliza equações primitivas para representar a dinâmica e os estados da atmosfera. O modelo utiliza um método de transformação espectral dos harmônicos esféricos com uma onda de truncamento triangular de 959 (TL959). O grau de truncamento de um modelo espectral está associado com a escala da menor onda representada pelo modelo. Eventos atmosféricos em escalas menores são ignorados pelo modelo de previsão. As formas mais comuns de truncamento em modelos espectrais são a romboidal e a triangular, sendo o truncamento triangular mais preciso (DALEY; BOURASSU, 1978). As grades transformadas correspondentes estão espaçadas em aproximadamente 0.1875 graus, o que equivale a 20 km horizontais. Tal resolução permite uma representação mais realística da topografia, assim como a interface continente/oceano, possibilitando um melhoramento das previsões na escala sinótica e sub-sinótica.

Na vertical, o modelo utiliza um sistema de coordenadas híbrido do tipo sigma-pressão ( $\sigma$ -p), sendo dotado de 60 níveis, até 0.1 hPa, conforme mostrado na Figura 3.2. A resolução vertical é melhor nos níveis próximos à superfície para uma representação mais apropriada dos processos da camada limite planetária.

O sistema de equações primitivas utilizado é oriundo da primeira versão do modelo espectral do JMA, descrito por Kanamitsu et al. (1983). O esquema de parametrização de convecção cumuliforme adotado é o proposto por Arakawa e Schubert (1974). O fluxo de massa na base da nuvem é encontrado por intermédio de uma equação prognóstica (PAN; RANDALL, 1998). A geração de nuvens e sua caracterização são feitas de modo que sua fase é considerada líquida em temperaturas maiores que 0°C e gelo, para temperaturas abaixo de -15°C, com a fração de cada fase variando linearmente entre as temperaturas de 0°C e -15°C, tomando como base o método estatístico adotado por Someria e Deardorff (1977).

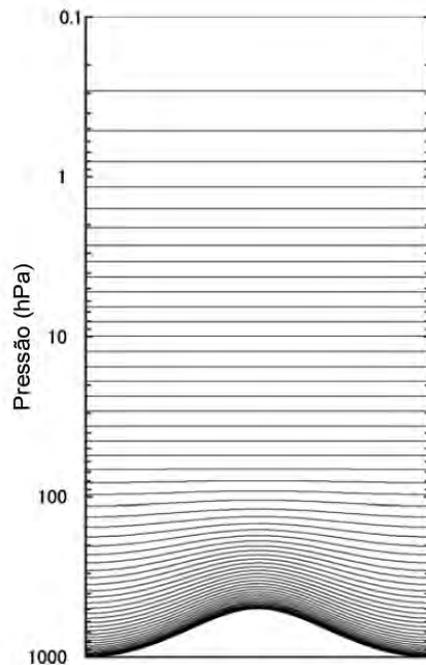


Figura 3.2 – Esquematização do sistema de coordenadas híbrido sigma-pressão ( $\sigma$ -p).

### **3.2.2 Adaptações Para o Modelo Climático MRI-AGCM3.1S**

De modo a simular o clima global, inúmeras modificações foram realizadas no modelo de previsão numérica de tempo JMA-GSM0103, originando o GCM MRI-AGCM3.1S. Em relação ao tratamento das interações radiativas entre superfície e atmosfera, foram incorporadas ao modelo absorções relativas ao CH<sub>4</sub> e N<sub>2</sub>O, em relação às já existentes para CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O e O<sub>3</sub>.

Para o tratamento da superfície uma versão melhorada do Simple Biosphere model (SELLERS et al. 1986) foi implementada, principalmente nos aspectos de solo e cobertura de neve. Para o solo, as equações do balanço de água e de calor compartilham três camadas de profundidade. De maneira similar para esquema de cobertura de neve, o número de camadas varia de uma a três, a depender da quantidade de neve acumulada na superfície. O albedo da neve é considerado variável, e depende do tempo de exposição da neve desde o momento de sua precipitação, de acordo com a metodologia proposta por Aoki et al. (2003).

A integração temporal é baseada em um esquema semi-Lagrangiano semi-implícito, conservativo na vertical, descrito por Yoshimura e Matsumura (2003). Através deste esquema, os fluxos horizontais e verticais são tratados de forma separada, permitindo que integrações de altíssima resolução sejam realizadas, uma vez que uso computacional requerido para as integrações é otimizado de maneira significativa. Os fluxos verticais são tratados de forma conservativa, ao passo que os fluxos horizontais são calculados através de um esquema semi-Lagrangiano padrão. Com a introdução do esquema semi-Lagrangiano, as variáveis de prognóstico foram alteradas de vorticidade e divergência para as componentes zonal e meridional do vento, usando o processo descrito por Ritchie et al. (1995). O esquema semi-Lagrangiano permite a utilização de passos de tempo maiores, sem afetar a estabilidade da integração.

### **3.2.3 Obtenção da Simulação de Controle e Projeção de Clima Futuro**

O experimento realizado para a obtenção das simulações climáticas tem por base a metodologia proposta por Mizuta et al. (2008), em que são utilizadas condições de

contorno para TSM e concentração de gelo marinho variáveis, a depender do período considerado.

Para a rodada controle (1979-2003), utilizaram-se séries observacionais de TSM e gelo marinho do HadISST (RAYNER et al. 2003) deste mesmo período. Para o clima futuro, foram realizadas duas simulações com 25 anos cada, que correspondem ao futuro próximo (2015-2039) e o final do século XXI (2075-2099). Estas simulações são o equivalente a uma rodada do AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project). A condição de contorno da TSM para as projeções de clima futuro foram obtidas da seguinte maneira: Primeiramente, calculou-se a diferença de TSM entre período futuro e presente, obtidas de um conjunto de modelos acoplados oceano-atmosféricos, que fazem parte do projeto CMIP3 (MEEHL et al. 2003). Esta diferença foi encontrada à partir da simulação climática para o século XX e a projeção futura em um cenário A1B.

O cenário A1B é um cenário de emissão intermediário caracterizado por um crescimento econômico mundial muito rápido, população global que chega ao ponto máximo no meio do século 21 e diminui depois disso, e por uma introdução equilibrada de novas e mais eficientes tecnologias de geração de energia (IPCC 2001) – este cenário é tido atualmente como a representação mais realista das condições político-econômicas mundiais, do que outros cenários de emissões mais extremos, como o A2 ou B2.

Em seguida, adicionou-se a estas anomalias a tendência linear da série temporal da TSM futura. Posteriormente, removeu-se a tendência da série temporal da TSM no período 1979-2003, de modo a obterem-se somente as anomalias. Uma esquematização geral do processo é mostrada nas Figuras 3.3 e 3.4.

Este método mantém a variabilidade interanual da TSM e eventos pertinentes ao El Niño e a Oscilação Sul (ENOS), observados no clima presente, porém, com uma média superior e uma tendência de crescimento no clima futuro projetado. As mudanças na média global anual de 25 anos da TSM projetadas para o clima futuro usando o cenário A1B de emissões são cerca de  $0,73^{\circ}\text{C}$  para o futuro próximo e  $2,17^{\circ}\text{C}$  para o fim do século XXI (MIZUTA et al. 2008).

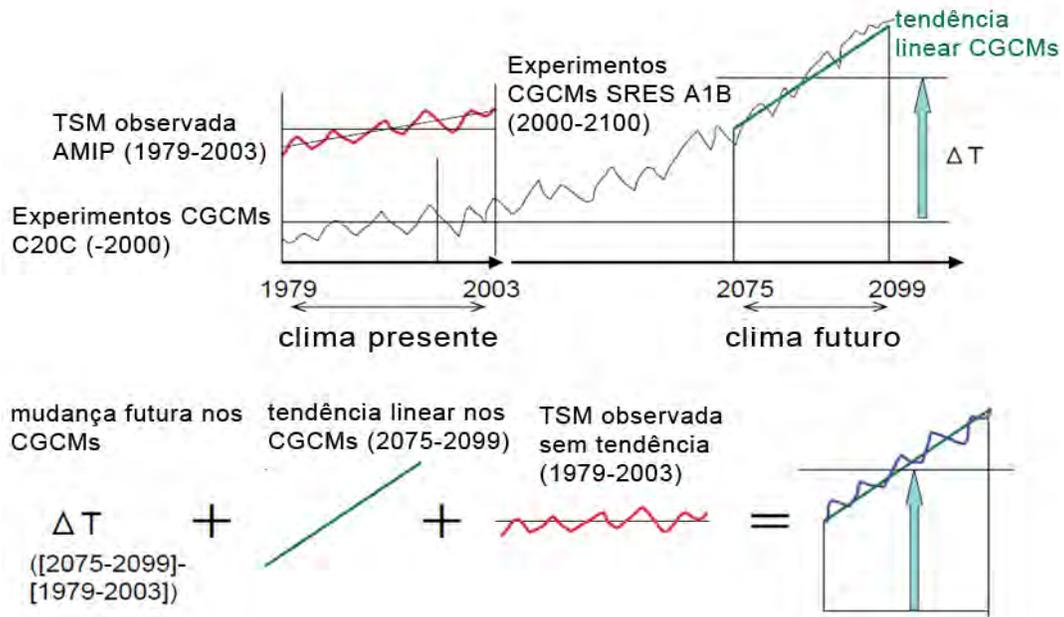


Figura 3.3 – Esquemática do processo de obtenção das simulações de clima presente e futuro do modelo global MRI-AGCM3.1S (Adaptado de Mizuta et al. 2008).

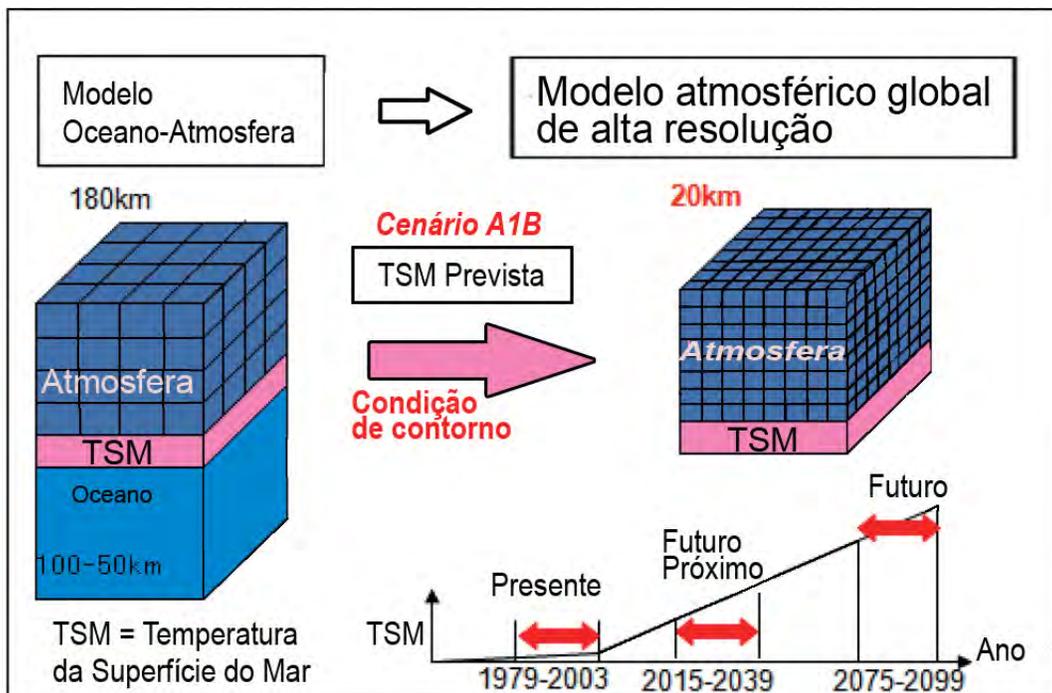


Figura 3.4 – Esquemática do processo de obtenção das simulações de clima presente e futuro do modelo global MRI-AGCM3.1S.

### **3.3 Dados Observacionais**

Comparações com as simulações de controle das variáveis temperatura e precipitação fornecidas pelo modelo MRI-AGCM3.1S serão realizadas com o intuito de elucidar se estas estão de acordo com a climatologia observacional. Para isso, utilizar-se-á a climatologia de precipitação do período 1961-1990 disponibilizada pela Agência Nacional de Águas (ANA) para a área do domínio do modelo, sobre o NEB; A climatologia de temperatura no período 1979-2003, disponibilizada pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Estes dados observacionais foram obtidos a nível de estação, sendo posteriormente interpolados para pontos de grade em resolução horizontal de  $0.2^\circ$  e  $0.5^\circ$  lat-lon, para os dados de precipitação e temperatura, respectivamente. A climatologia da Evapotranspiração Potencial (ETP) foi calculada pelo método de Penman-Monteith, formulada a partir do Saldo de Radiação na superfície, Umidade relativa, Vento a 10m de altura, Pressão ao nível do mar, fluxo de calor latente e calor sensível, no período 1979-2003, das reanálises disponibilizadas pelo NCEP/NCAR em resolução espacial de  $2.5^\circ$  lat-lon.

#### **3.3.1 Climatologia CRU**

Esta climatologia de superfície foi compilada por New et al. (1999) a partir de dados de estações de superfície espalhadas por todo o globo. Estes dados de estações foram interpolados em função da latitude, longitude e elevação para uma grade homogênea de resolução  $0,5^\circ$  de latitude x  $0,5^\circ$  de longitude; adicionalmente, um mascaramento do oceano foi aplicado, obtendo-se apenas dados referentes à superfície continental. Para fins de comparação com as simulações do modelo, o período de dados utilizados é 1979-2003.

Os dados da climatologia CRU estão disponíveis em escala temporal mensal, compreendendo nove variáveis climáticas: temperatura média, temperatura diurna, precipitação, frequência de dias com chuva, velocidade do vento, pressão do vapor d'água, insolação, cobertura de nuvens e frequência de geadas. Dentre estas nove variáveis, este trabalho usará apenas duas: Temperatura média e precipitação. Os campos de temperatura e precipitação foram obtidos a partir das observações das estações de superfície.



## **4. METODOLOGIA**

A metodologia do presente trabalho está dividida em quatro etapas distintas. A primeira trata-se de uma validação básica das variáveis do modelo MRI-AGCM3.1S utilizadas no cálculo das metodologias empregadas em seu experimento controle (1979-2003), com a climatologia presente; bem como uma análise das mudanças que ocorrem no cenário de emissões A1B.

A etapa seguinte dedica-se a um estudo dos índices de precipitação extrema simulados pelo MRI-AGCM3.1s na região NEB. Sequencialmente, a próxima etapa consiste na realização da classificação climática Köppen-Trewartha e aplicação dos índices de aridez, para clima presente e futuro, bem como a caracterização da Isoieta de precipitação anual acumulada de 800 mm e posterior identificação da região semi-árida componente de todos os índices utilizados. A quarta etapa refere-se à aplicação do Índice de Severidade de Seca de Palmer auto-calibrado (ISSPac). A última compete a realização de considerações sobre a climatologia do semi-árido obtido através das diferentes classificações climáticas utilizadas nas etapas anteriores, nos três períodos de tempo estudados. De maneira geral, em todas as etapas a serem realizadas, haverá uma comparação entre os períodos presente (1979-2003), futuro próximo (2015-2039) e futuro (2075-2099) com o intuito de melhor acompanhar as mudanças na aridez no NEB ao longo do século XXI.

### **4.1 Validação Inicial**

Para uma melhor compreensão dos efeitos projetados pelo modelo MRI-AGCM3.1S no clima futuro sob um cenário de emissões de gases causadores da intensificação do efeito estufa acrescidas, se faz indispensável uma comparação de sua representação do clima presente com observações desta época. Com isto, se torna possível uma melhor compreensão da capacidade do modelo em resolver os processos físicos que ocorrem na atmosfera, e, peculiares à região de estudo. Através deste processo, é possível conhecer de antemão se o modelo apresenta alguma incoerência na sua representação climática em determinada área e/ou época do ano.

Para tal, o presente trabalho adotará a seguinte metodologia:

- i) Obtenção das médias sazonais (Verão – Dezembro, Janeiro e Fevereiro – DJF; Outono – Março, Abril e Maio – MAM; Inverno – Junho, Julho e Agosto – JJA; Primavera – Setembro, Outubro e Novembro – SON) referentes aos períodos disponíveis das climatologias observacionais correspondentes e do experimento controle do modelo MRI-AGCM3.1S;
- ii) Avaliação da mudança entre as simulações futuras e controle representadas pelo modelo.

#### **4.2 Índices de Extremos de Precipitação**

A relação dos índices extremos de precipitação com a aridez se dá na condição de que os diferentes tipos de climas da região NEB são regidos primariamente por sistemas causadores de precipitação da grande/meso escala – por exemplo, considere uma hipotética estiagem prolongada em uma região: um índice que consiga captar tal estado climático permitiria associar que nesta região, há uma predisposição a um aumento do estado da aridez. A utilização de índices de extremos permite uma melhor visão dos processos intrínsecos às mudanças climáticas, tanto no clima presente, quanto se aplicados em projeções para o clima futuro.

Aqui será adotada a metodologia proposta por Frich et al. (2002), que idealizaram um total de 27 índices. Estes índices serão estimados para o período presente (1979-2003), assim como futuro próximo (2015-2039) e futuro (2075-2099) no cenário de emissões A1B. Dentre estes 27 índices, dois se mostram ideais para representar os efeitos da mudança de clima na precipitação na região Nordeste:

*Dias secos consecutivos (CDD)*: Número total máximo em um ano de dias consecutivos em que a precipitação diária seja menor que 1 mm;

*Precipitação máxima por pântada (R5d)*: Precipitação total máxima em cinco dias.

### **4.3 Classificação Climática e Índices de Aridez**

Com o propósito de avaliar os diferentes regimes climáticos existentes no NEB, bem como a caracterização da aridez sobre a região no presente, e em um clima futuro, o presente trabalho propõe a utilização de medidas amplamente empregadas na literatura: a classificação climática de Köppen-Trewartha (KÖPPEN, 1936; TREWARTHA, 1968), o índice de aridez adaptado pela UNEP (UNEP, 1992), aqui denominado de índice de aridez da UNEP, o índice de aridez de Budyko (1958) e a isoieta de 800 mm anuais acumulados.

#### **4.3.1 Classificação Climática de Köppen-Trewartha**

A primeira classificação climática e ainda a mais utilizada nos dias de hoje foi desenvolvida por Köppen (1936) e foi baseada no conceito de que a vegetação nativa de uma região detém uma relação direta com o clima. A maior vantagem da classificação de Köppen, é que esta considera diferentes faixas de latitude e captura os efeitos da sazonalidade tanto na temperatura, quanto na precipitação. Em trabalhos recentes, esta classificação foi utilizada para detectar mudanças recentes em regimes climáticos a nível global e regional (FRAEDRICH et al., 2001; WANG; OVERLAND, 2005; DIAZ; EISCHEID, 2007), além de ter sido utilizada para a avaliar simulações de GCMs para o clima futuro (KALVOVA et al., 2003; GNANADESIKAN; STOUFFER, 2006). O maior problema desta classificação, porém, é sua imprecisão na delimitação de certos regimes, não condizendo, algumas vezes, com as fronteiras naturais observadas.

Uma característica única no esquema de Köppen é a utilização de uma engenhosa nomenclatura para os diferentes tipos de clima. Cada tipo principal de clima é descrito por uma fórmula, consistindo em um par de letras – cada qual com seu significado. Estes grupos foram nomeados como A, B, C, D e E, representados de acordo com a temperatura de sua região característica, em ordem decrescente, com a exceção do tipo B, cuja associação geográfica difere dos demais. O grupo A representa os climas tropicais úmidos; O tipo C, climas temperados chuvosos; O grupo D, climas temperados frios, com queda de neve e, o tipo E, que representa os climas polares. O grupo B é

associado a climas secos e tem a possibilidade de fazer fronteira com todos os demais grupos.

Trewartha (1968), então, modificou o esquema proposto por Köppen, ao estabelecer critérios mais realistas na definição das fronteiras entre certos tipos de clima. Esta classificação modificada identifica seis grandes grupos climáticos (Tabela 4.1), sendo cinco destes, de maneira análoga à representação de Köppen, baseados nas grandes zonas térmicas latitudinais (A, C, D, E e F), juntamente com um grupo baseado em climas secos (B), que interage com as quatro primeiras zonas térmicas. Ademais, os grupos A, C e D detêm subdivisões que se baseiam nas distribuições sazonais de temperatura e precipitação de cada região. Adicionalmente, estão contidas na Tabela 4.1 as regras para a delimitação de cada tipo climático.

Tabela 4.1 – Classificação climática Köppen-Trewartha com a descrição de seus grupos, subgrupos e suas definições.

Grupo	Subgrupo	Clima	Definição
<b>A</b>		Tropical	Mês mais quente do ano com $T > 18^{\circ}\text{C}$
	Ar	Tropical úmido	10-12 meses com registro de chuva
	Aw	Tropical úmido-seco	Inverno com mais de dois meses secos
<b>B</b>		Seco	$E > P$
	BW	Seco árido	$P_{\text{anual}} < P_{\text{anual mínima (deserto)}}$
	BS	Seco semi-árido	$P_{\text{anual}} < 2 P_{\text{anual mínima (deserto)}}$
<b>C</b>		Sub-tropical	8-12 meses com $T > 10^{\circ}\text{C}$
	Cw	Verões chuvosos	Inverno como estação seca
	Cr	Úmido	Mês mais seco do ano com $P > 30 \text{ mm}$
<b>D</b>		Temperado	4-7 meses com $T > 10^{\circ}\text{C}$
	Do	Oceânico	Mês mais frio do ano com $T > 0^{\circ}\text{C}$
	Dc	Continental	Mês mais frio do ano com $T < 0^{\circ}\text{C}$
<b>E</b>		Sub-ártico	1-3 meses com $T > 10^{\circ}\text{C}$
	Eo	Oceânico	Mês mais frio do ano com $T > -10^{\circ}\text{C}$
	Ec	Continental	Mês mais frio do ano com $T < -10^{\circ}\text{C}$
<b>F</b>		Polar	Todos os meses com $T < 10^{\circ}\text{C}$
	FT	Tundra	Mês mais quente do ano $0^{\circ}\text{C} < T < 10^{\circ}\text{C}$
	FI	Gelo permanente	Todos os meses com $T < 0^{\circ}\text{C}$

Fonte: Adaptado do Serviço Meteorológico da Austrália:

[http://www.bom.gov.au/climate/environ/other/koppen\\_explain.shtml](http://www.bom.gov.au/climate/environ/other/koppen_explain.shtml)

As definições para a classificação do clima segundo os grupos propostos pela metodologia de Köppen-Trewartha serão aplicadas primeiramente para a climatologia observada do CRU, para se obter uma caracterização dos tipos climáticos presentes no domínio de estudo. Este conjunto de regras e condições será aplicado a cada ponto de grade. Em seguida, se aplicará este método para a rodada controle do modelo MRI-AGCM3.1S, onde será realizada uma comparação com a climatologia observada com o intuito de testar a precisão do modelo na representação dos diferentes tipos de climas no NEB. Após este processo, será verificada qual a configuração climática nas projeções futuras. Recentemente, De Castro et al. (2007) aplicaram esta metodologia em simulações de mudanças climáticas utilizando 9 diferentes modelos climáticos regionais para a Europa, utilizando uma resolução de 50 km horizontais.

#### 4.3.2 Índice de Aridez da UNEP

O índice de aridez da UNEP ( $IA_U$ ) é definido pela razão:

$$IA_U = P/PET \quad (4.1)$$

Em que,

$P$  é a precipitação anual;

$PET$  é a evapotranspiração potencial anual.

Neste estudo, ambos  $P$  e  $PET$  são produtos do modelo MRI-AGCM3.1S. Este método será aplicado tanto na simulação de clima presente, quanto nas projeções futuras. Valores diferentes deste índice correspondem a diferentes classificações climáticas, baseadas no stress hídrico (Tabela 4.2).

Tabela 4.2 – Classes de tipos climáticos do Índice de aridez da UNEP.

$IA_U$	Clima
$IA_U \geq 1$	Úmido
$0,65 \leq IA_U < 1$	Sub-úmido úmido
$0,50 \leq IA_U < 0,65$	Sub-úmido seco
$0,20 \leq IA_U < 0,50$	Semi-árido
$0,05 \leq IA_U < 0,20$	Árido
$IA_U < 0,05$	Hiper-árido

### 4.3.3 Índice de Aridez de Budyko

Budyko (1958) definiu um índice de aridez que é baseado na precipitação e no saldo de radiação na superfície de uma localidade. Este índice representa o número que o saldo de energia radiativa em uma superfície, seja capaz de evaporar a precipitação anual média. O índice de aridez de Budyko ( $IA_B$ ) é então definido como sendo:

$$IA_B = R/LP \quad (4.2)$$

Tal que,

$R$  é o saldo de radiação anual na superfície;

$P$  é a precipitação média anual, e;

$L$  é o calor latente de vaporização para a água.

A deficiência hídrica relativa à secura provocada pela disponibilidade de energia radiativa na superfície pode ser associada a diferentes tipos de clima, baseados em sua disponibilidade de umidade. (Budyko, 1958) (Tabela 4.3). O presente estudo aplicará este índice em cada ponto de grade do domínio, para o clima presente e, nas projeções de clima futuro.

Tabela 4.3 – Classes de tipos climáticos do Índice de aridez de Budyko ( $IA_B$ ).

$IA_B$	Clima
$0 < IA_B \leq 1,1$	Úmido (umidade excedente)
$1,1 < IA_B \leq 2,3$	Semi-úmido (umidade moderadamente insuficiente)
$2,3 < IA_B \leq 3,4$	Semi-árido (umidade insuficiente)
$3,4 < IA_B \leq 10$	Árido (umidade fortemente insuficiente)
$IA_B > 10$	Hiper-árido (umidade extremamente insuficiente)

### 4.4 Índice de Severidade de Seca de Palmer

O Índice de Severidade de Seca de Palmer (ISSP) é baseado em um conjunto de relações empíricas desenvolvidas por Palmer (1965) para exprimir a demanda hídrica de uma determinada região de maneira padronizada em relação às suas normais climatológicas.

O ISSP em si, é uma soma da anomalia de umidade no tempo atual com uma fração do valor do índice em um passo de tempo anterior:

$$ISSP_i = 0,897ISSP_{i-1} + Z_i/3 \quad (4.3)$$

no qual  $i$  é o mês em questão e  $Z$  é um índice de anomalia de umidade, definido por:

$$Z = (P_i - \bar{P}_i) K_i \quad (4.4)$$

$P$  é a precipitação mensal e,  $\bar{P}$  é a precipitação “climatologicamente apropriada para as condições existentes” (Palmer, 1965).  $K$  é uma constante de padronização.  $\bar{P}$  é obtida da seguinte maneira:

$$\bar{P} = \alpha_i ETP_i + \beta_i RP_i + \gamma_i ROP_i - \delta_i PL_i \quad (4.5)$$

em que  $ETP$  é a evapotranspiração potencial,  $RP$  é a recarga potencial da umidade do solo,  $ROP$  é o escoamento superficial potencial e  $PL$  é a perda potencial da umidade do solo. Os parâmetros  $\alpha, \beta, \gamma$  e  $\delta$  são determinados para cada mês em um período de calibração determinado por:

$$\alpha = \overline{ETR} / \overline{ETP} \quad (4.6)$$

$$\beta = \bar{R} / \overline{RP} \quad (4.7)$$

$$\gamma = \overline{RO} / \overline{ROP} \quad (4.8)$$

$$\delta = \bar{L} / \overline{PL} \quad (4.9)$$

$ETR$  é a evapotranspiração real,  $R$  é a recarga de umidade no solo,  $RO$  é o escoamento superficial e  $L$  é a perda de umidade do solo. A constante de padronização  $K$ , também é definida para cada mês, dentro do período de calibração:

$$K_i = 17,67 \hat{K}_i / \sum_{j=1}^{12} |P_j - \bar{P}_j| K_j \quad (4.10)$$

$\hat{K}_i$  é definido como:

$$\hat{K}_i = 1,5 \log_{10} [(T_i + 2,8) / (P_i - \bar{P}_i)] + 0,5 \quad (4.11)$$

$T$  é a razão entre a demanda e o suprimento de umidade em cada mês:

$$T_i = (\overline{ETR} + \bar{R} + \overline{RO}) / (P_i + L) \quad (4.12)$$

Tabela 4.4 – Classificação dos valores do ISSP.

<b>ISSP</b>	<b>Categoria</b>
<b><i>Acima de 4,00</i></b>	Úmido Extremo
<b>3,00-3,99</b>	Úmido Severo
<b>2,00-2,99</b>	Úmido Moderado
<b>1,00-1,99</b>	Ligeiramente Úmido
<b>0,50-0,99</b>	Úmido Incipiente
<b>0,49 a -0,49</b>	Normal
<b>-0,50 a -0,99</b>	Seca Incipiente
<b>-1,00 a -1,99</b>	Ligeiramente Seco
<b>-2,00 a -2,99</b>	Seca Moderada
<b>-3,00 a -3,99</b>	Seca Severa
<b><i>Abaixo de -4,00</i></b>	Seca Extrema

Nos anos posteriores a seu desenvolvimento, o ISSP se tornou um padrão para a medida da seca meteorológica, particularmente nos Estados Unidos. Houveram muitas críticas do ISSP ao longo dos anos, sendo a mais frequente é a de que os valores do ISSP não são comparáveis dentre as diversas regiões climatológicas ao redor do globo, uma vez que Palmer calculou constantes empíricas para a constante de padronização e outros fatores utilizados no cômputo do ISSP, o que afeta diretamente a comparabilidade espacial do índice, uma vez que estes valores empíricos são derivados de algumas poucas localidades onde o estudo original foi realizado. Em consequência disto, o índice original incorpora os valores destas estações em qualquer que seja o tipo de clima utilizado no estudo.

De modo a calibrar o ISSP para uma melhor representatividade e comparabilidade espacial, Wells et al. (2004) sugere a substituição da constante de padronização derivada empiricamente (K) e os fatores de duração (0.897 e 1/3) por valores automaticamente calculados baseados no histórico climatológico de cada localidade. Este presente trabalho utiliza tal metodologia para cômputo do ISSP auto-calibrado (ISSPac) nas simulação de controle e projeções para o século XXI do modelo MRI-AGCM3.1s.

## 5. RESULTADOS

Neste capítulo serão discutidos os resultados das simulações realizadas com o modelo global MRI-AGCM3.1s sobre o Nordeste do Brasil e posteriores aplicações das metodologias propostas. Sua habilidade em simular a climatologia presente é comparada com dados observacionais provenientes de estações de superfície e dados advindos da reanálise do *NCEP/NCAR*. Isto é feito com a finalidade de detectar possíveis erros sistemáticos ou vieses inerentes ao modelo.

As discussões serão divididas em:

- i) Análise da climatologia presente simulada pelo modelo, sua comparação com o clima observado entre três variáveis, consideradas chave para o cálculo dos diferentes índices e metodologias utilizada neste trabalho: Temperatura (T), precipitação (P) e evapotranspiração potencial (ETP);
- ii) Caracterização da mudança futura de T, P e P-ETP projetada pelo modelo MRI-AGCM3.1S;
- iii) Análise dos Índices Extremos de Precipitação simulados pelo modelo – Dias secos consecutivos (**CDD**) e Precipitação máxima por pântada (**R5d**);
- iv) Caracterização climática do Nordeste, através da metodologia de **Köppen-Trewartha**, Índice de Aridez da UNEP (**IAu**), Índice de Aridez de Budyko (**IAb**) e da Isoieta de 800 mm anuais e semi-árido resultante da junção destes índices;
- v) Análise das condições de seca através do Índice de Severidade de Seca de Palmer auto-calibrado (**ISSPac**) nas simulações do modelo MRI-AGCM3.1s;
- vi) Considerações sobre a climatologia do semi-árido simulado pelo MRI-AGCM3.1s através das metodologias utilizadas no estudo.

## **5.1. Climatologia simulada pelo MRI-AGCM3.1S**

### **5.1.1. Temperatura**

A Figura 5.1 compara a temperatura do ar média anual e sazonal, nos trimestres Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF, verão), Março-Abril-Maio (MAM, outono), Junho-Julho-Agosto (JJA, inverno) e Setembro-Outubro-Novembro (SON, primavera) com as observações correspondentes ao período 1979-1990, dada que a disponibilidade dos dados observacionais compreende o período 1961-1990 e o período de referência do modelo abrange 1979-2003, logo, a comparação se dá nos anos em comuns dos dois conjuntos de dados. O modelo reproduz os padrões de temperatura observada de forma coerente ao longo do ano, apresentando vieses de magnitude menor que 3°C na maior parte do domínio. Exceções a isto se fazem notáveis na área leste da região, onde se observa um viés frio, em todas as estações ao longo do ano, notavelmente no verão (Figura 5.1.k). A característica topográfica das principais elevações da região, presente na distribuição espacial da temperatura é bem representada pelo modelo, com destaque à Chapada Diamantina, na Bahia, Chapada do Araripe, no Ceará e a Serra da Borborema, entre os estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. De maneira geral, o modelo subestima as temperaturas no verão, principalmente nos estados do Ceará, Paraíba e Pernambuco em até 4°C. Também, uma aparente superestimação das temperaturas, de cerca de 2-3°C é observada no oeste e sul do Nordeste, durante a primavera, época da estação chuvosa no sul da Bahia (Figura 5.1.n).

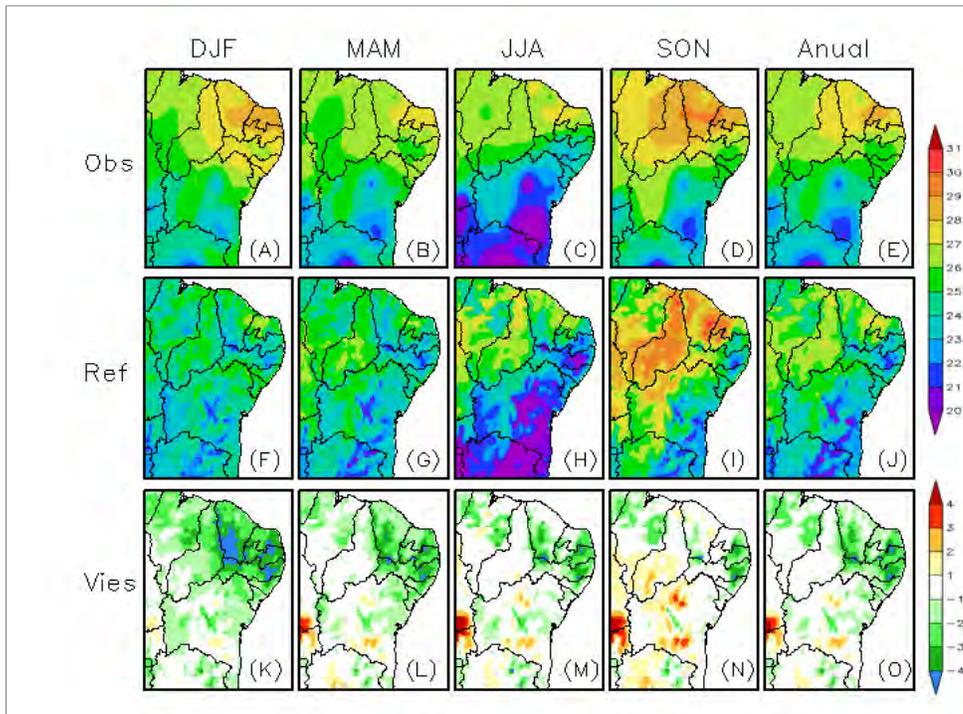


Figura 5.1 – Vieses sazonais de temperatura média do período de controle (1979-1990) do MRI-AGCM3.1s em comparação com a climatologia observacional do INMET. As diferenças são mostradas em °C

### 5.1.2. Precipitação

A distribuição média sazonal e anual da precipitação simulada pelo modelo, sua distribuição espacial observada e o viés entre ambas são mostradas na Figura 5.2. O ciclo sazonal de precipitação na região Nordeste é, de maneira geral, bem representado pelo MRI-AGCM3.1S, que consegue simular realisticamente seus padrões espaciais e temporais. O modelo apresenta um viés ligeiramente úmido na maior parte do ano, com maiores desvios na região fronteira entre os estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. Durante o verão e outono austrais, este viés alcança valores próximos a 3 mm/dia, indicando possivelmente uma convecção mais intensa nesta sub-região. A estação chuvosa do litoral leste do Nordeste (JJA) detém um viés mais seco, chegando até -3 mm/dia. Isto se dá devido à característica da chuva na área nesta época do ano – originada primariamente a partir de processos de chuva estratiforme.

Processos de formação de chuva estratiforme são inevitavelmente superestimados na região tropical em uma resolução de grade maior, de acordo com Mizuta (2006). Ao se diminuir o tamanho da célula de grade, a velocidade vertical é resolvida de forma melhor horizontalmente, tendo sua amplitude aumentada. Da mesma forma, a umidade é resolvida espacialmente de forma mais clara fazendo com que o vapor d'água sature mais facilmente. Tais processos favorecem um aumento na estimativa da precipitação devido ao aumento da condensação na resolução da grade.

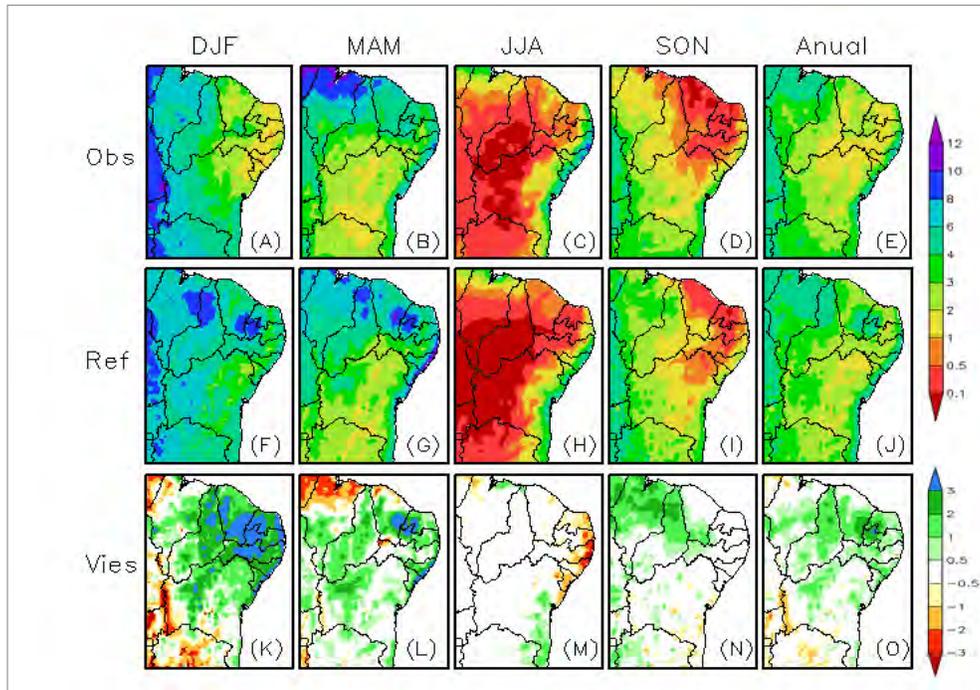


Figura 5.2 – Vieses sazonais de precipitação do período de controle (1979-2003) do MRI-AGCM3.1s em comparação com a climatologia observacional da ANA. As diferenças são apresentadas em mm/dia.

### 5.1.3. Evapotranspiração Potencial

A Figura 5.3 mostra a distribuição espacial da Evapotranspiração Potencial anual e sazonal observada, calculada através do método de Penman-Monteith, à partir de dados da Reanálise do NCEP, e calculada pelo modelo MRI-AGCM3.1S, interpolada para a resolução de 2,5°, juntamente com o viés deste. Os padrões médios sazonais bem como a ordem de grandeza da variável são simulados de forma coerente pelo modelo global de modo que na maior parte do domínio verificam-se vieses próximos a zero, com

exceção de um viés positivo da ordem de 1-2 mm/dia na região do Médio São Francisco, entre os estados da Bahia e Pernambuco.

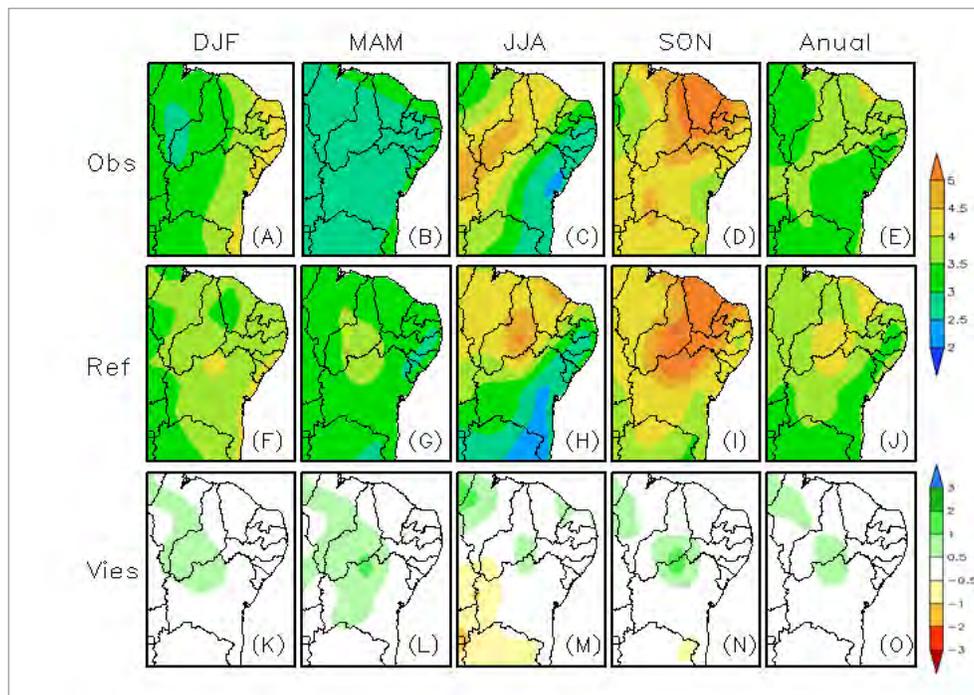


Figura 5.3 – Vieses sazonais de evapotranspiração potencial do período de controle (1979-2003) do MRI-AGCM3.1s em comparação com a climatologia observacional derivada da reanálise do NCEP/NCAR. As diferenças são apresentadas em mm/dia.

## 5.2. Projeções Climáticas

### 5.2.1. Projeções de Temperatura

As projeções da temperatura do ar em superfície do modelo MRI-AGCM3.1S para DJF, MAM, JJA, SON e a média anual no cenário A1B, para os *time-slices* 2015-2039 e 2075-2099 (Fut. Próximo e Futuro), em comparação ao período de referência são mostradas na Figura 5.4. Observa-se um Nordeste mais quente, com magnitudes no aquecimento que variam a depender da época do ano. No futuro próximo, este aquecimento se dá entre 1,5-2 °C, ao passo que no final do século XXI, a temperatura se apresenta até 3-4 °C mais quente em determinadas áreas da região. O maior

aquecimento é verificado durante a primavera no período futuro, numa faixa que engloba parte do oeste baiano e os estados do Maranhão e Piauí. Em nível anual, o interior da região terá os maiores aumentos de temperatura – resultado este também encontrado por Meehl et al. (2007), ao realizar a média dos diferentes modelos do IPCC AR4.

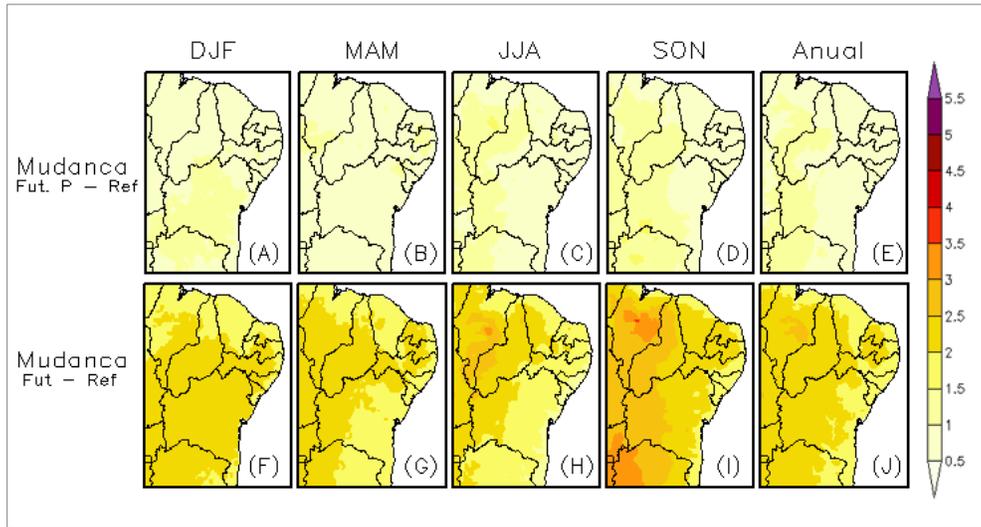


Figura 5.4 – Projeções das mudanças na temperatura da superfície para o futuro próximo (2015-2039) e futuro (2075-2099). As diferenças são ilustradas em °C.

### 5.2.2. Projeções de Precipitação

As alterações futuras em dois períodos de tempo no século XXI dos padrões de precipitação médios, projetadas pelo modelo global são mostradas na Figura 5.5, para diferentes estações, juntamente com a média anual. Uma das características mais notáveis que se percebe ao analisar os campos espaciais da mudança é a diminuição da precipitação durante o inverno e primavera austral na maior parte do domínio (Figura 5.5 c, d, h & i), de até -1 mm/dia. O verão na primeira metade do século apresenta-se ligeiramente seco no interior da região, com decréscimos na precipitação média até 0,4 mm/dia. No final do século, este padrão espacial é modificado, passando a um estado de precipitação acima da média com montantes que superam 1 mm/dia no litoral norte e interior do Maranhão (Figura 5.5 a. & f.).

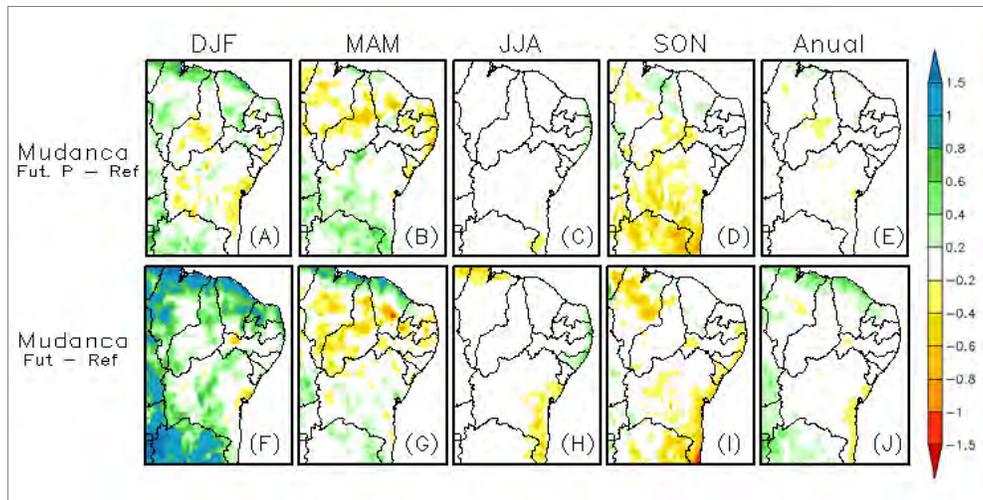


Figura 5.5 – Projeções das mudanças na precipitação para o futuro próximo (2015-2039) e futuro (2075-2099). As diferenças são ilustradas em mm/dia.

### 5.2.3. Projeções de Déficit Hídrico (P-ETP)

Sendo uma medida da deficiência hídrica em uma região, a mudança da diferença da precipitação com a evapotranspiração potencial (P-ETP) projetada pelo MRI-AGCM3.1s é mostrada na Figura 5.6. Valores negativos desta diferença significam que a precipitação é insuficiente para suprir a demanda hídrica na região. Há um déficit hídrico no norte do Nordeste, no trimestre MAM, época de sua estação chuvosa. Bem como, o centro-sul da região experimenta maiores valores de evapotranspiração potencial do que os de precipitação durante a primavera austral, tanto no período 2015-2039, quanto em 2079-2099. Anualmente, observa-se uma deficiência da ordem de -0.5 mm/dia em regiões esparsas no interior do Nordeste durante o futuro próximo, ao que esta deficiência é ampliada tanto espacialmente, quanto quantitativamente, com déficits da ordem de -1.5 mm/dia no oeste de Pernambuco no período futuro.

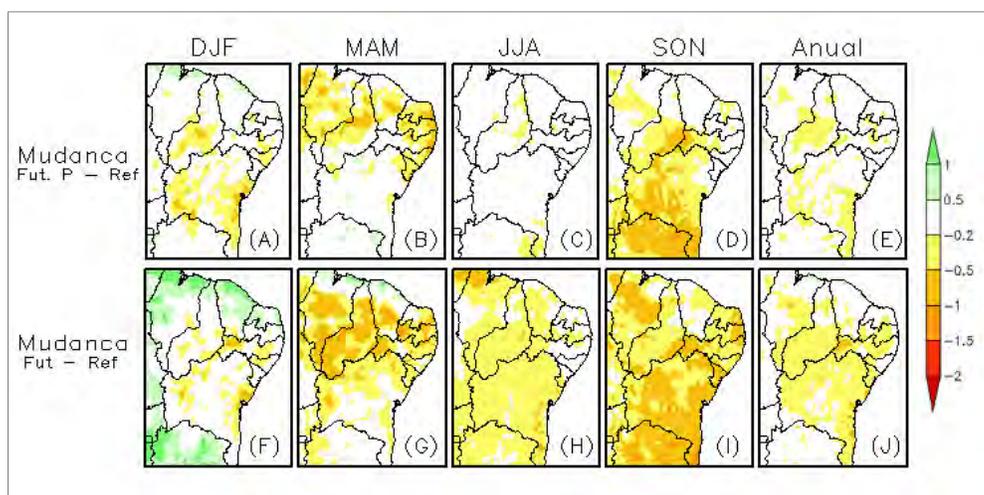


Figura 5.6 – Projeções das mudanças déficit hídrico (P-PET) para o futuro próximo (2015-2039) e futuro (2075-2099). As diferenças são ilustradas em mm/dia.

### 5.3 Índices de Extremos de Precipitação

Um aquecimento do clima a nível global traria não somente mudanças na temperatura e precipitação média, mas também em alterações na frequência e amplitude de eventos extremos de tempo e clima (KAMIGUCHI et al. 2006, MEEHL et al. 2007, KITO et al, 2009). A Figura 5.7 mostra a distribuição espacial dos índices de dias secos consecutivos CDD (Figura 5.7 a-c) e precipitação extrema R5d (Figura 5.7 d-f) no Nordeste do Brasil em três diferentes time-slices calculados pelo modelo MRI-AGCM3.1s. Os índices foram calculados anualmente, nos três períodos de tempo utilizados no estudo. A distribuição de dias secos consecutivos na região no período controle revela que o interior da região nordeste é mais propensa a maiores períodos de tempo (dias) sem a ocorrência de precipitação, com valores superiores a 1 mm.

Por sobre quase toda a área do Nordeste é projetado um aumento na frequência de CDD ao longo do século XXI (Figura 5.8 a, b), notavelmente no interior da região, numa faixa que vai do noroeste de Minas Gerais até o Rio Grande do Norte. Áreas pontilhadas denotam uma significância estatística maior que 95%. Notavelmente, é projetado um aumento drástico no total de precipitação máxima em cinco dias no futuro (Figura 5.8 c,

d), por sobre quase toda a região. Estes mesmos padrões de mudança também foram identificados em outros estudos que utilizaram o modelo MRI-AGCM3.1s (Kamiguchi et al. 2006; Kitoh et al. 2011), onde se concorda que a conjunção destes dois efeitos potencialmente indica que ao longo do século XXI, o Nordeste brasileiro será influenciado por eventos de precipitação muito mais intensos e com intervalo de tempo maior entre si. Em um outro estudo (MARENGO et al. 2008) utilizando os modelos regionais ETA e PRECIS em diferentes estudos, também evidencia o aumento do CDD no futuro, ao passo que o R5d apresenta uma diminuição ao longo do século XXI. Tebaldi (2006), realizando a média entre nove modelos do IPCC AR4 revela que a maioria dos modelos, sob o cenário A1B apontam para um aumento no CDD e no R5d nesta região do país ao longo do século XXI.

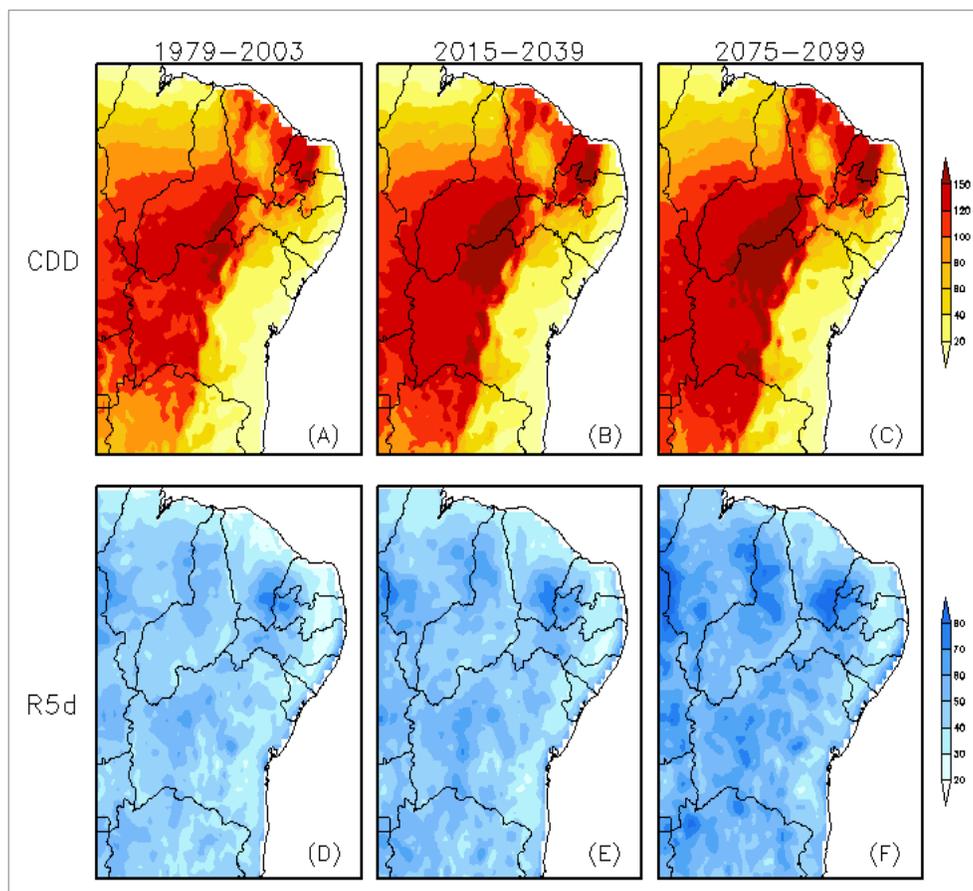


Figura 5.7 – Índices extremos de seca – Dias secos consecutivos (CDD); e de precipitação intensa – Precipitação máxima por pântada (R5d). As unidades são mostradas em dias e mm/dia, respectivamente.

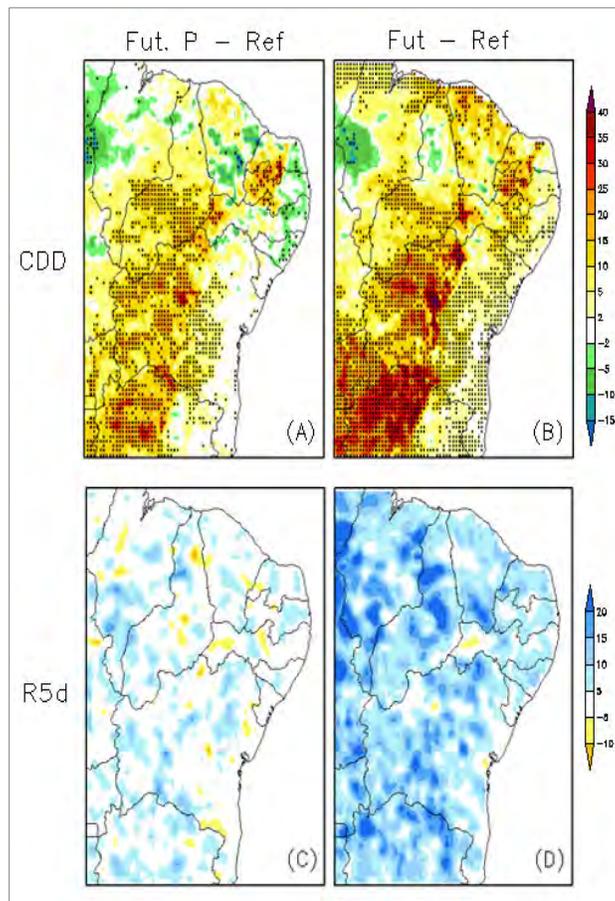


Figura 5.8 – Mudanças nas projeções de dias secos consecutivos (CDD); e da precipitação máxima por pênstada (R5d). A figura é dividida em futuro próximo (a, c) e futuro (b, d). As unidades são mostradas em dias e mm/dia, respectivamente.

## 5.4 Classificação Climática

### 5.4.1. Classificação Climática de Köppen-Trewartha

As estimativas baseadas na climatologia observacional de precipitação e temperatura do CRU (Figura 5.9) indicam áreas de clima Seco Semi-árido (BS) se estendendo por boa parte do interior nordestino, notavelmente na bacia do São Francisco, leste do Piauí, sudoeste do Ceará e em uma faixa que se estende por sobre o interior do Rio Grande do Norte e Paraíba. Uma pequena área no norte da Bahia é tida como clima Seco Árido (BW), tipicamente desértico. As costas leste e noroeste são dominadas pelo subtipo

climático Tropical Verão-seco (As), no qual os meses de verão apresentam os menores montantes de precipitação ao longo do ano. Uma pequena faixa entre a costa dos estados da Paraíba e Pernambuco apresenta um clima tido como Tropical Monsônico (Am), cuja característica principal, neste caso, é a influência sofrida pelos ventos alísios, que trazem consigo precipitação suficiente durante os meses de inverno para prevenir o clima de se tornar do tipo Tropical Inverno-seco (Aw). Este tipo climático, por sua vez, é observado na parte ocidental da região. O clima tido como Tropical úmido (Ar) ocorre no litoral baiano, onde apresenta valores bem distribuídos de precipitação ao longo de todos os meses.

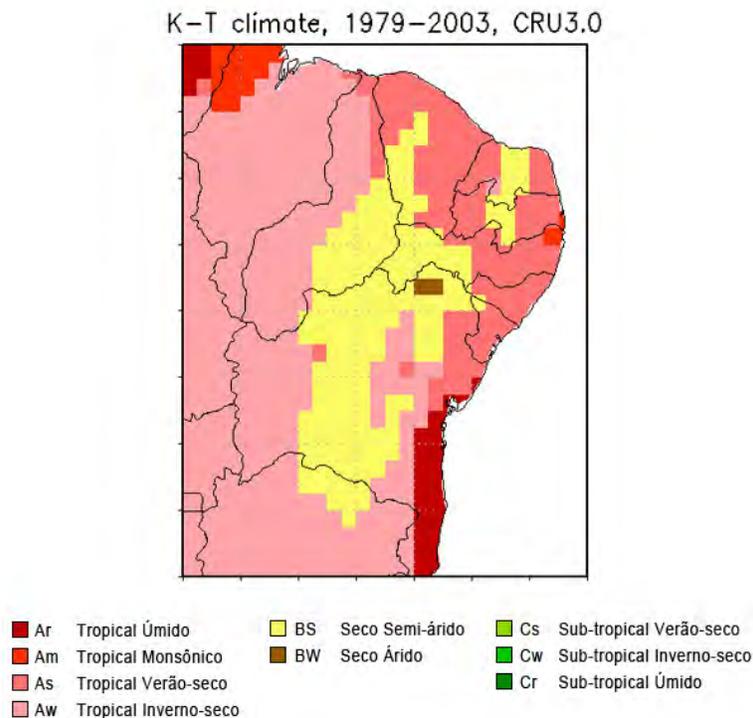


Figura 5.9 – Classificação climática de Köppen-Trewartha para a climatologia observacional do CRU no período 1979-2003.

Após estabelecer as médias climatológicas de temperatura média da superfície e precipitação total para os períodos controle (1979-2003), futuro próximo (2015-2039) e futuro (2075-2099), os sub-climas da classificação Köppen-Trewartha foram calculados para cada ponto de grade do modelo (Figura 5.10). A simulação para o presente do MRI-AGCM3.1s (Figura 5.10 a) reproduz a climatologia CRU relativamente bem, considerando as diferenças na resolução (20km – 50km). Áreas com o clima BS

ocorrem menos que a classificação observacional, em parte, devido aos vieses positivos de precipitação que o modelo traz nestas áreas. Os outros tipos climáticos tropicais concordam bem com a climatologia observacional. O maior diferencial na simulação reside no surgimento de áreas classificadas com clima do tipo Sub-tropical úmido (Cr) na região da Chapada Diamantina no estado da Bahia, assim como no interior de Minas Gerais. Estes tipos climáticos são classificados primariamente por apresentarem no mínimo um mês ao longo do ano cuja temperatura média da superfície seja menor que 18°C. Esta discrepância entre observação e simulação pode ser explicada pela resolução mais refinada do modelo MRI-AGCM3.1s, onde permite um detalhamento maior de regiões de alta topografia, cujas temperaturas médias são menores que em regiões de menor altitude.

As classificações projetadas ao longo do século XXI (Figura 5.10 b,c) revelam uma possível expansão de áreas de clima BS. Nota-se que esta expansão ocorre principalmente (mas não exclusivamente) na fronteira das regiões previamente classificadas como semi-áridas, o encolhimento sistemático das regiões de clima do tipo Cr, dando lugar a um clima do tipo BS, também é observado, em decorrência do aumento da temperatura média ao longo do século XXI. Adicionalmente, é possível perceber a contínua diminuição do clima tipo Ar, onde devido a diminuição da precipitação média na estação chuvosa no futuro (Figura 5.5 i) e aumento na taxa de evaporação (Figura 5.6), forçam a mudança deste subtipo climático para climas do tipo As ou Aw.

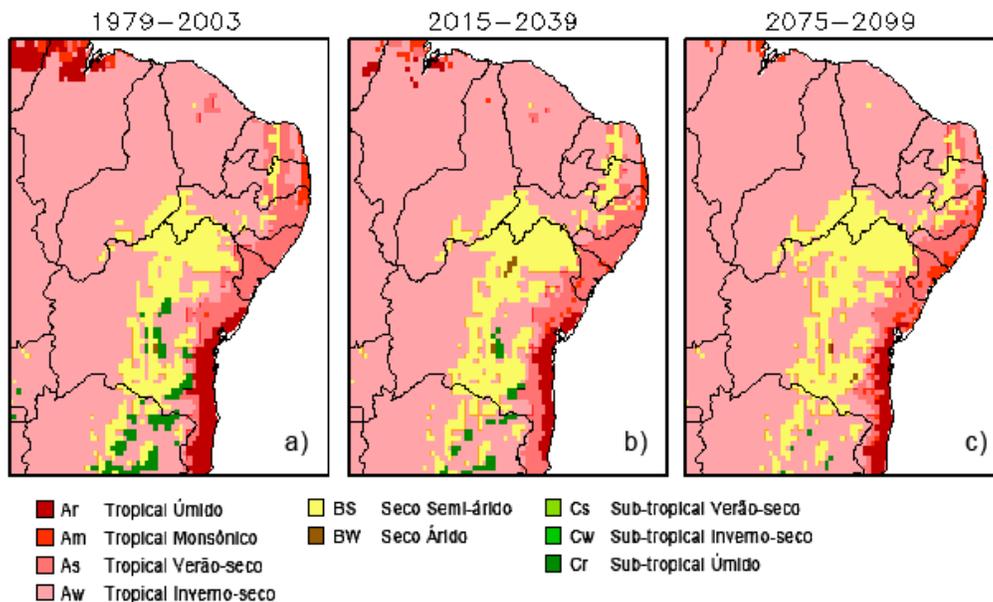


Figura 5.10 – Classificação climática de Köppen-Trewartha para: a) Simulação de referência; b) Futuro próximo; c) Futuro.

#### 5.4.2. Índice de Aridez da UNEP ( $IA_u$ )

A Figura 5.11 mostra a distribuição do Índice de Aridez da UNEP ( $IA_u$ ) simulado pelo modelo MRI-AGCM3.1s, nos três time-slices considerados no estudo. De acordo com esta classificação, há um predomínio da classe climática do tipo Sub-úmido ( $IA_u < 1$ ) em toda a região nordestina. Nota-se uma aridez acentuada na região central da Bahia, extremo leste do Piauí, Extremo oeste de Pernambuco, bem como uma faixa que se estende pela região central dos estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. De fato, o modelo aponta uma expansão destas áreas ao longo do século XXI, com regiões tidas como Sub-úmido seco, transformando-se em Semi-áridas, notavelmente no entorno da fronteira entre os estados da Bahia, Piauí e Pernambuco.

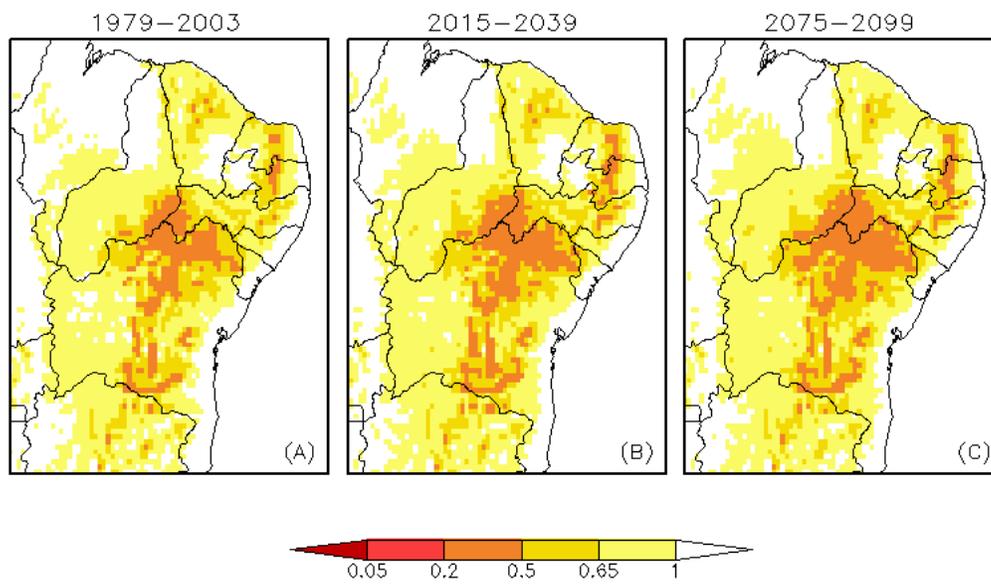


Figura 5.11 – Índice de aridez da UNEP ( $IA_u$ ) simuladas para o presente (1979-2003) e projetadas para o futuro (2015-2039 e 2075-2099) pelo modelo MRI-AGCM3.1s

#### 5.4.3. Índice de Aridez de Budyko ( $IA_b$ )

A Figura 5.12 mostra o Índice de Aridez de Budyko ( $IA_b$ ) calculado para o período de referência (Fig. 5.12 a), e para as simulações no futuro próximo e futuro (Fig. 5.12 b,c, respectivamente). A simulação no período de referência mostra áreas extensas de condições semi-úmidas ( $1,1 < IA_b \leq 2,3$ ) ao longo da maior parte do domínio, com áreas de tipo semi-árido e árido por sobre a região central da Bahia, Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. As Figuras 5.12 b e c mostram que há uma consolidação e expansão em menor escala destas áreas áridas e semi-áridas no futuro próximo e futuro em relação ao período de referência, ainda que comparativamente, as mesmas áreas apresentem uma pequena redução no período futuro, em comparação ao período futuro próximo. Uma análise posterior entre as figuras 5.11 e 5.12 indica que o Índice de Aridez de Budyko tende a produzir maiores extensões de terras com características de forte deficiência hídrica (características áridas, desérticas).

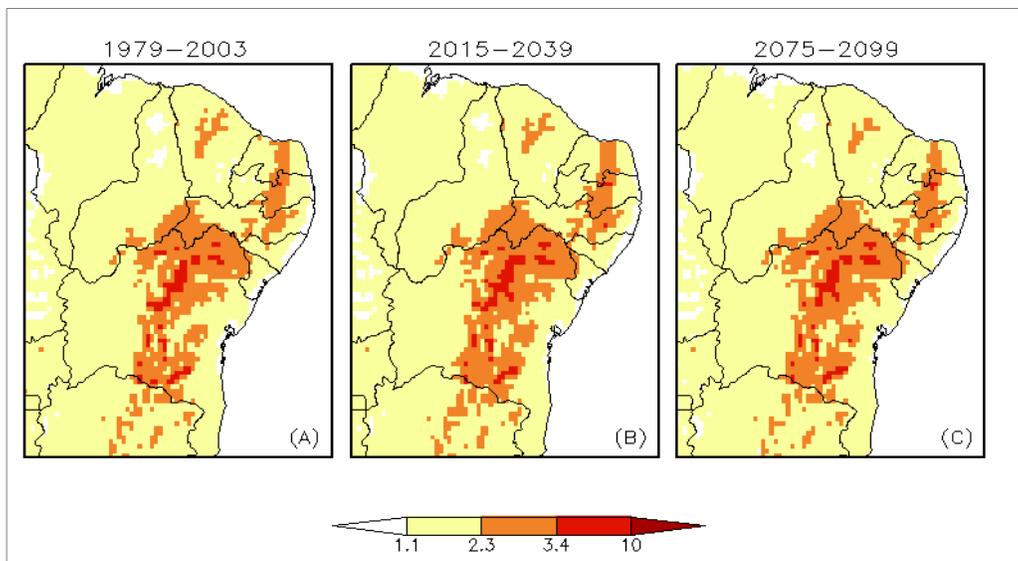


Figura 5.12 – Índice de aridez de Budyko ( $IA_b$ ) simuladas para o presente (1979-2003) e projetadas para o futuro (2015-2039 e 2075-2099) pelo modelo MRI-AGCM3.1s

#### 5.4.4. Isoieta de Precipitação Anual Acumulada de 800 mm

Também sendo considerada um índice de identificação da área com condições de aridez e semi-aridez de uma região, o critério na delimitação oficial do Semi-árido nordestino realizada pelo Governo Federal brasileiro (Brasil, 2005) considera a isoieta de precipitação anual acumulada de 800 mm, ilustrada para a simulação de controle e time-slices futuros na Figura 5.13 a, b e c, respectivamente. A simulação do período de referência 1979-2003 (Figura 5.13 a) revela áreas de precipitação acumulada menores que 800 mm anuais ao longo do interior da região, notavelmente no interior dos estados da Bahia – ao largo da Chapada Diamantina e vale do São Francisco, Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte – encompassando o Planalto da Borborema. As projeções ao longo do século XXI da distribuição da precipitação acumulada (Figura 5.13 b e c) indica um sensível aumento da área englobada pela isoieta de 800 mm no futuro próximo, especialmente na região central da Bahia e oeste Pernambucano.

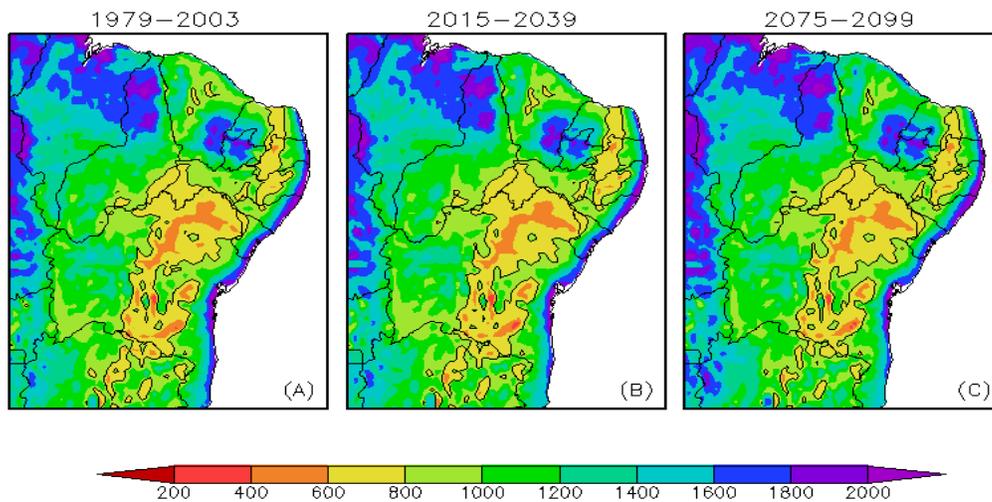


Figura 5.13 – Isoieta 800mm anual simulada para o presente (1979-2003) e projetada para o futuro (2015-2039 e 2075-2099) pelo modelo MRI-AGCM3.1s.

#### 5.4.5. Semi-árido

Após a obtenção da classificação climática e dos índices de aridez para identificação de regiões semi-áridas, realizou-se a junção destas diferentes medidas, de modo se obter um delimitador comum para o semi-árido descrito pelo modelo MRI-AGCM3.1s. As regiões consideradas semi-áridas e áridas conforme delimitadas pelos diferentes métodos: Köppen-Trewartha,  $IA_u$ ,  $IA_b$  e Isoieta de 800 mm e o resultado da junção destes para os diferentes períodos de tempo simulados são destacadas pelas Figura 5.14, 5.15 e 5.16 a, b, c, d, e, respectivamente. De maneira geral, todos os índices apontam uma expansão da área total do semi-árido ao longo do século XXI. Além disto, áreas de clima mais úmido no período controle passam por um processo de transformação em classes de clima mais árido, conforme evidenciado pelos índices  $AI_u$  e  $AI_b$ .

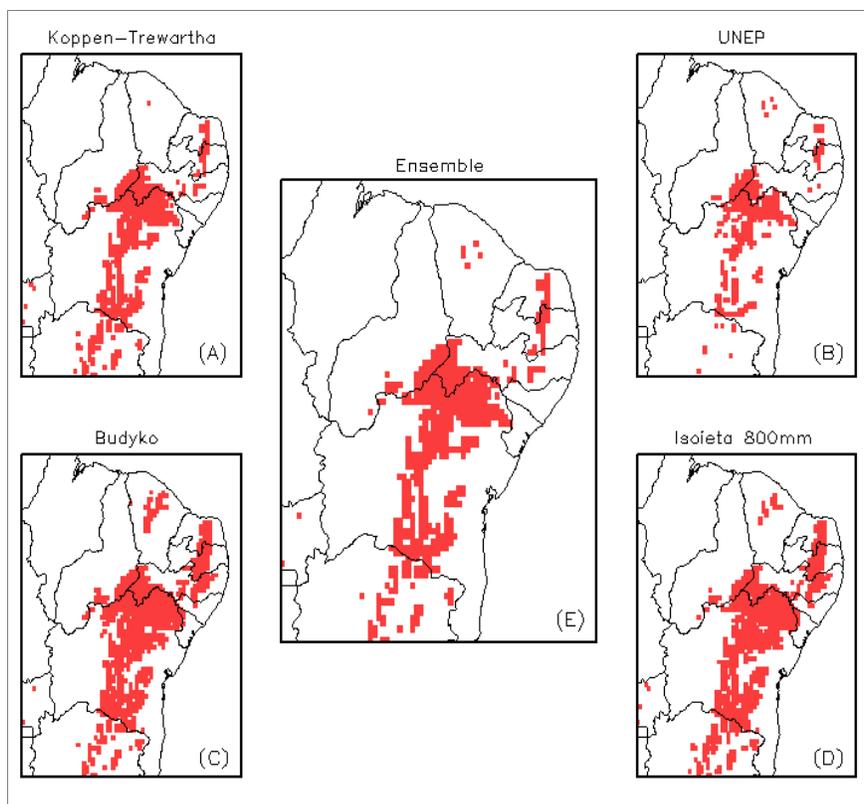


Figura 5.14 – Semi-árido presente simulado pelo MRI-AGCM3.1s: a) Köppen-Trewartha; b)  $Ia_u$ ; c)  $Ia_b$ ; d) Isoieta 800 mm; e) Conjunto.

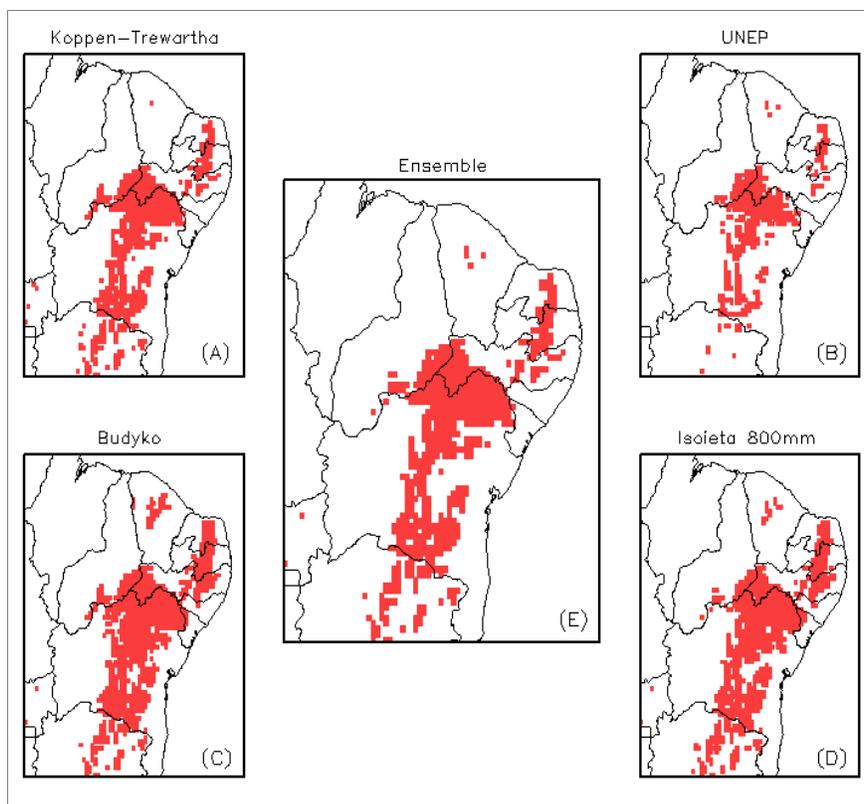


Figura 5.15 – Semi-árido projetado pelo MRI-AGCM3.1s para o futuro próximo: a) Köppen-Trewartha; b)  $Ia_u$ ; c)  $Ia_b$ ; d) Isoieta 800 mm; e) Conjunto.

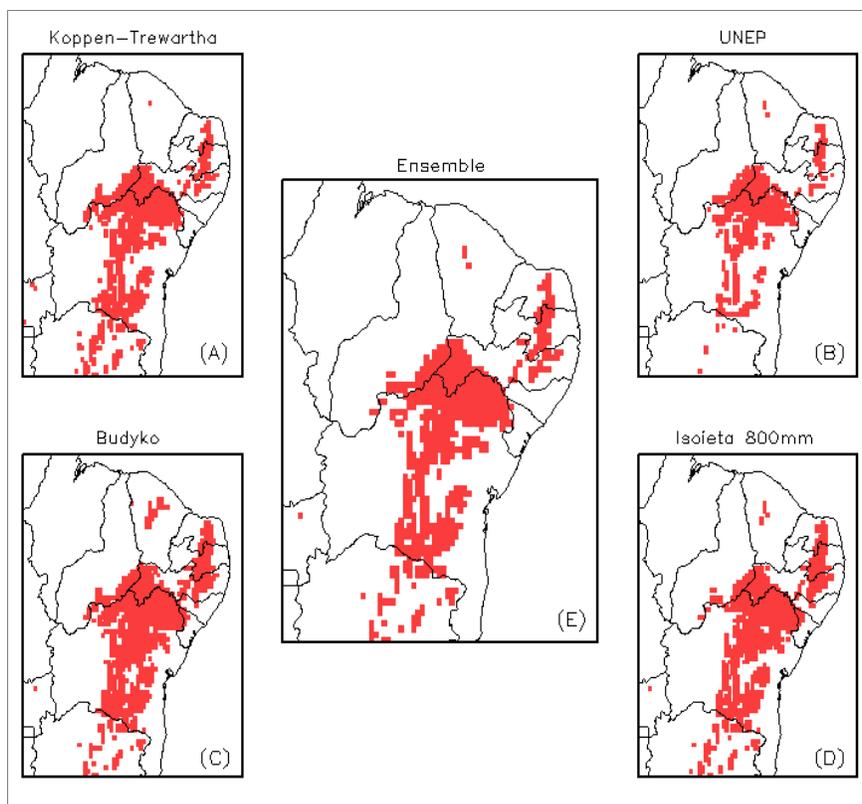


Figura 5.16 – Semi-árido projetado pelo MRI-AGCM3.1s para o futuro: a) Köppen-Trewartha; b)  $Ia_u$ ; c)  $Ia_b$ ; d) Isoieta 800 mm; e) Conjunto.

### 5.5 Índice de Severidade de Seca de Palmer auto-calibrado (ISSPac)

Uma caracterização da condição hídrica média nas simulações do MRI-AGCM3.1s é mostrada na Figura 5.17. Dada a natureza do ISSPac, sua variabilidade temporal e espacial é modulada pelas condições hidrológicas da região, especificamente pelas variáveis: temperatura, precipitação e capacidade de armazenamento do solo. De maneira geral, o Nordeste do Brasil apresenta uma deficiência hídrica ao longo do território ( $ISSPac < 0$ ). Esta característica pode ser influenciada diversos eventos de seca ao longo do período controle, forçados pela variabilidade interanual, sendo estes mais marcantes que os eventos de não-estiagem. Ao analisar a Figura 5.17, percebe-se nas projeções que a ocorrência média de secas cresce ao longo do domínio. No futuro próximo (Figura 5.17 b), a costa leste do Nordeste está propensa a períodos de seca extrema. Ao passo que no período futuro (Figura 5.17 c), esta condição é propagada para o interior da região.

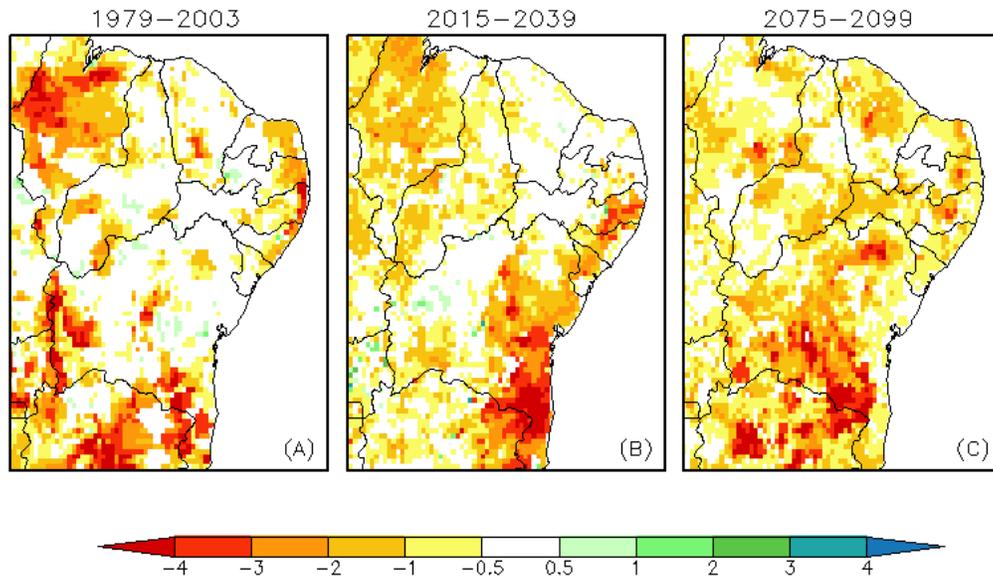


Figura 5.17 – ISSPac simulado para o presente (1979-2003), futuro próximo (2015-2039) e futuro (2075-2099) pelo modelo MRI-AGCM3.1s.

As mudanças entre as projeções e o período de referência estudado são ilustradas na Figura 5.18. O modelo prevê uma seca proeminente ( $\text{ISSPac} < -2$ ) no futuro próximo (Figura 5.18 a) numa faixa que vai do litoral até a região central da Bahia, se estendendo pelo interior de Sergipe, Alagoas e Pernambuco. No final do século (Figura 5.18 b), condições de seca extrema são projetadas na região central da Bahia, se estendendo por um grande espaço, até o estado do Ceará. Condições de umedecimento extremo ( $\text{ISSPac} > 3$ ) são projetadas para grande parte do estado do Maranhão e na costa leste da região, entre os estados de Pernambuco e Paraíba.

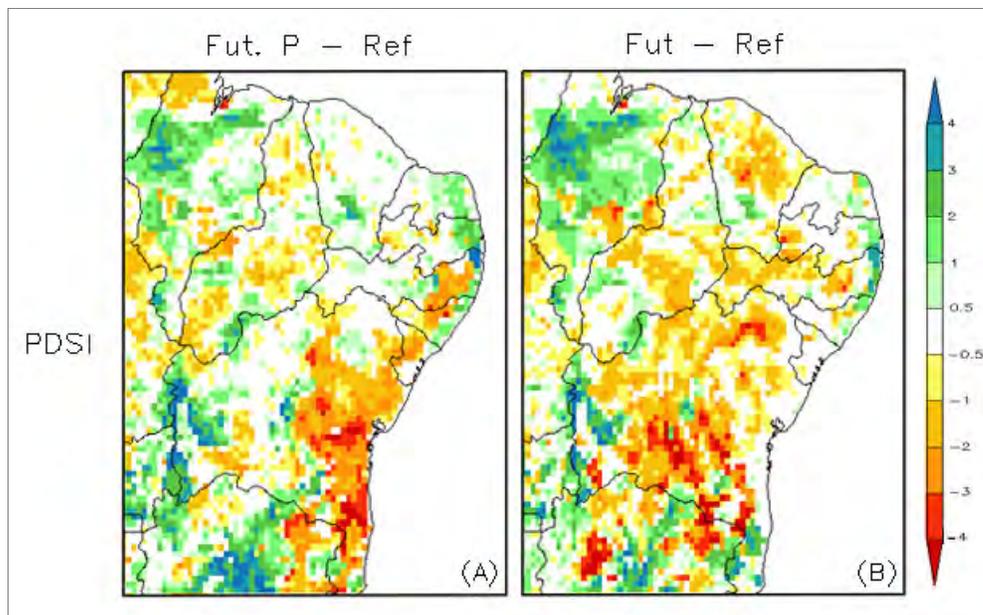


Figura 5.18 – Mudanças nas projeções do ISSPac no futuro próximo e futuro.

### 5.6 Climatologia do Semi-árido no futuro gerado pelo modelo MRI-AGCM3.1s

O estudo das mudanças no longo prazo no semi-árido representado pelo modelo MRI-AGCM3.1s se faz necessário para detectar e quantificar os efeitos causados pelas mudanças de clima em um cenário futuro. As Figuras 5.19, 5.20 e 5.21 mostram a série temporal de temperatura média, precipitação e deficiência hídrica (Precipitação (P) – Evapotranspiração Potencial (ETP)), respectivamente, na área do semi-árido simulada pelo modelo, nos três time-slices do estudo (Figuras 5.14, 5.15 e 5.16). A temperatura média (Figura 5.19) apresenta uma tendência crescente ao longo do século XXI na região, com 24°C médios na simulação de referência, passando a 25°C no futuro médio e 26,5°C no período futuro – um crescimento médio de 0.27°C por década, refletindo o gradual aumento que ocorre na região, indo de acordo com as discussões anteriores acerca da temperatura média projetada área de estudo (Figura 5.4).

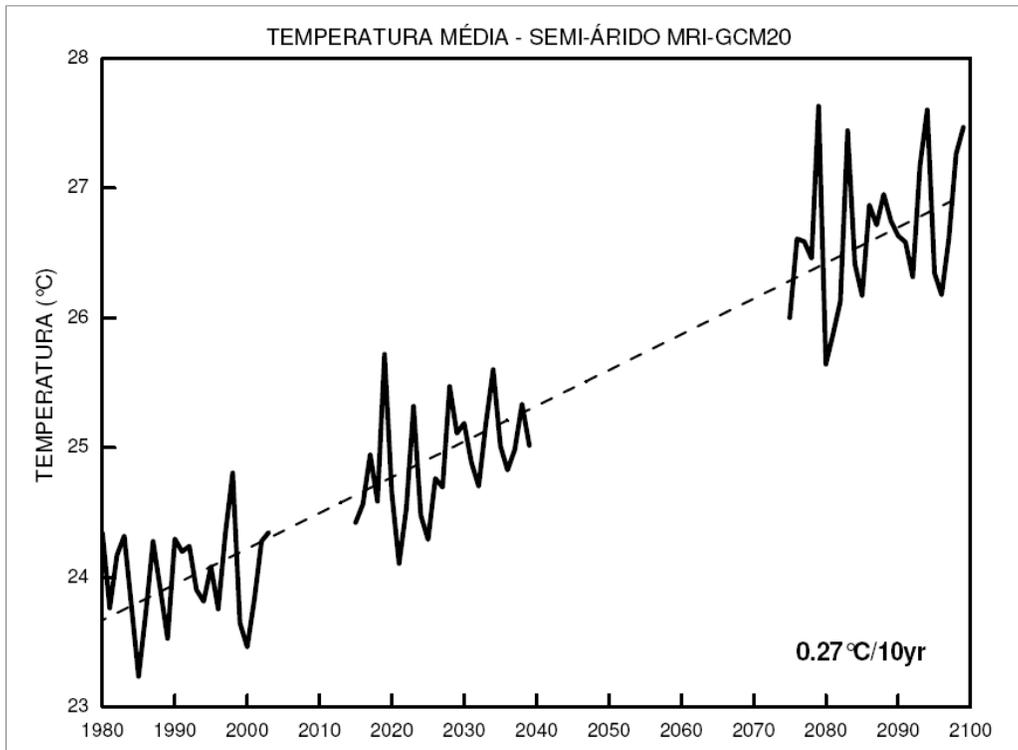


Figura 5.19 – Série temperatura média semi-árido simulado pelo MRI-AGCM3.1s. As unidades são mostradas em °C.

A tendência da precipitação no semi-árido, mostrada pela Figura 5.20 ilustra a alta variabilidade que esta variável apresenta, com valores que variam entre 1 e 2,6 mm/dia entre 1979-2099, no entanto, esta detém uma tendência neutra, sem apresentar aumento ou diminuição significativos de seus valores médios. A Figura 5.21 mostra a série temporal da deficiência hídrica no semi-árido simulado pelo modelo. Valores negativos ( $P < PET$ ) indicam uma insuficiência hidrológica, onde a precipitação é menor que a evapotranspiração potencial média na região. Isto contribui de forma direta no escoamento e recarga de água do solo: uma tendência de decréscimo nesta variável é vista ao longo dos três períodos de tempo do estudo, tornando a região ainda mais vulnerável a eventos de estiagem extremos.

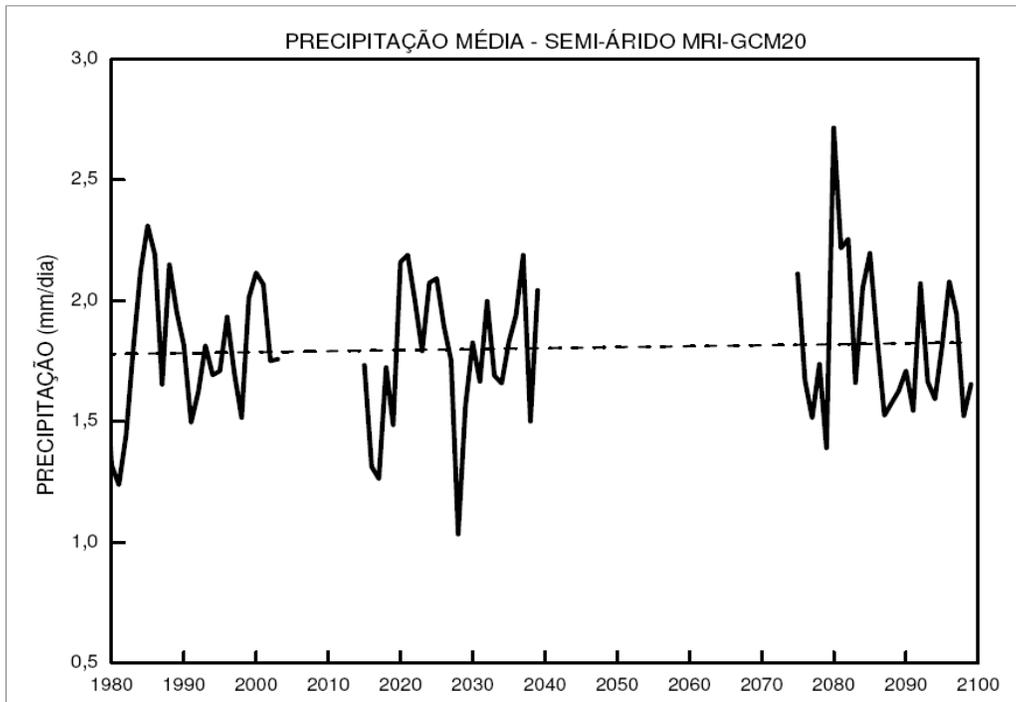


Figura 5.20 – Série temporal da precipitação no semi-árido simulado pelo MRI-AGCM3.1s. As unidades são mostradas em mm/dia.

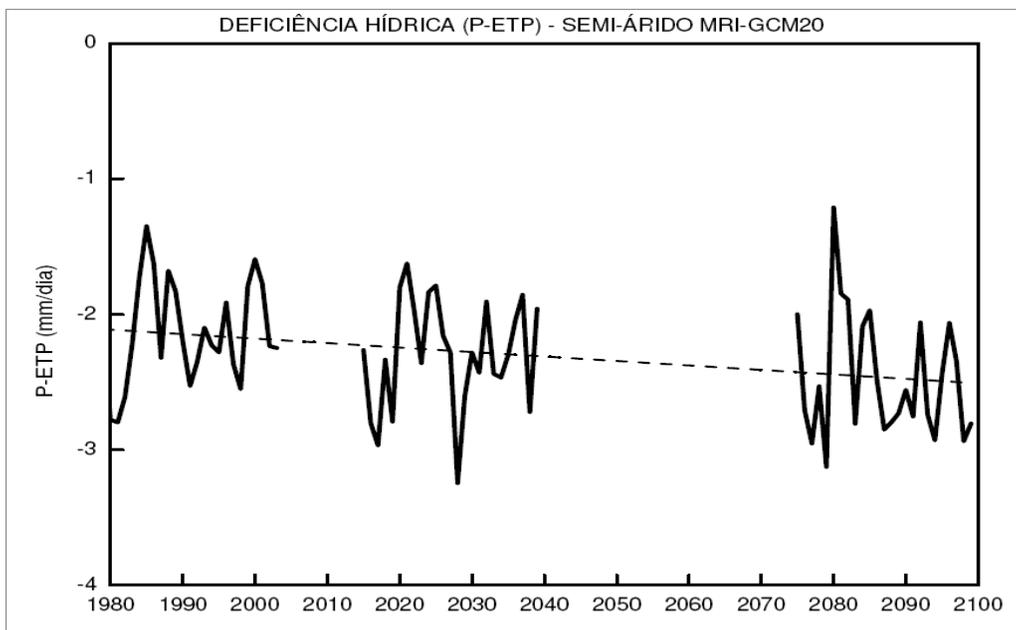


Figura 5.21 – Série temporal do déficit hídrico (P-PET) no semi-árido simulado pelo MRI-AGCM3.1s. As unidades são mostradas em mm/dia.

A série temporal do ISSPac na região do semi-árido simulado pelo modelo MRI-AGCM3.1s é apresentada na Figura 5.22. A variabilidade do índice reflete diretamente o comportamento da série temporal de precipitação, reforçando a dependência direta que o índice tem desta variável, ainda que os efeitos da precipitação no ISSPac se façam visíveis com alguns meses de atraso. A tendência do ISSPac no semi-árido é de decréscimo (maiores condições de seca) ao longo do século XXI, com uma taxa de variação de -0.12 a cada dez anos. Um melhor entendimento das condições de seca do ISSPac pode ser obtido ao se analisar a Figura 5.23, que mostra a série temporal da área total do semi-árido considerada sob condições de seca moderada ( $-2,5 < \text{ISSPac} < -2$ ) e seca extrema ( $\text{ISSPac} < -3.5$ ). Nota-se uma alta variabilidade da área considerada sob Seca Moderada, ainda que sua amplitude diminua no período futuro, a área do semi-árido sob condições de seca moderada cresce ao longo do século XXI em uma taxa de 1.02% por década. A condição de seca extrema atinge comparativamente uma área menor do semi-árido ao longo do período de estudo em relação à ocorrência de seca moderada, com influência atingindo 20% da área total no período de referência e futuro próximo. No futuro, a área influenciada por secas extrema tem um notável crescimento, chegando até a cerca de 30% do total do semi-árido do MRI-AGCM3.1s; Em geral, a ocorrência de secas extremas no semi-árido nordestino tem um aumento de 0.83% por década no período 1979-2099.

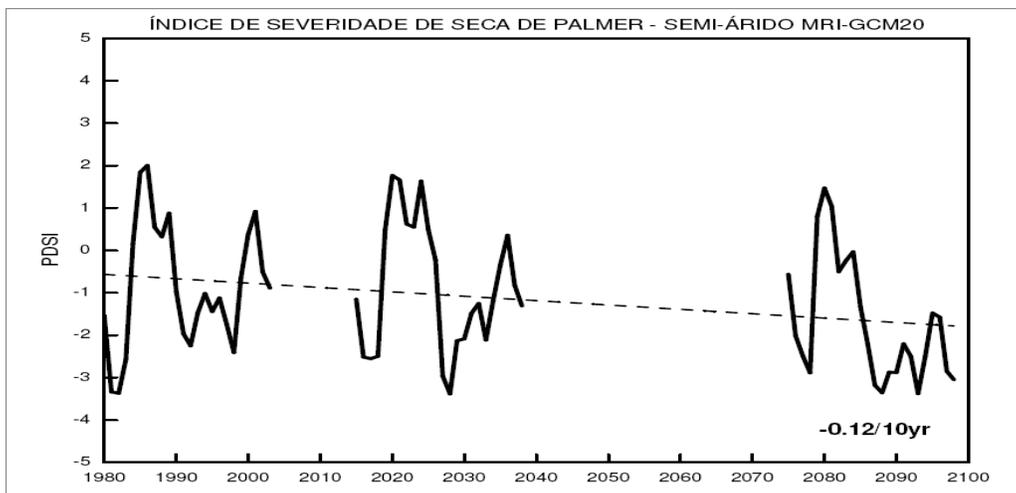


Figura 5.22 – Série temporal do Índice de Severidade de Seca de Palmer auto-calibrado (ISSPac) no semi-árido simulado pelo MRI-AGCM3.1s. Valores negativos do índice indicam condições mais secas.

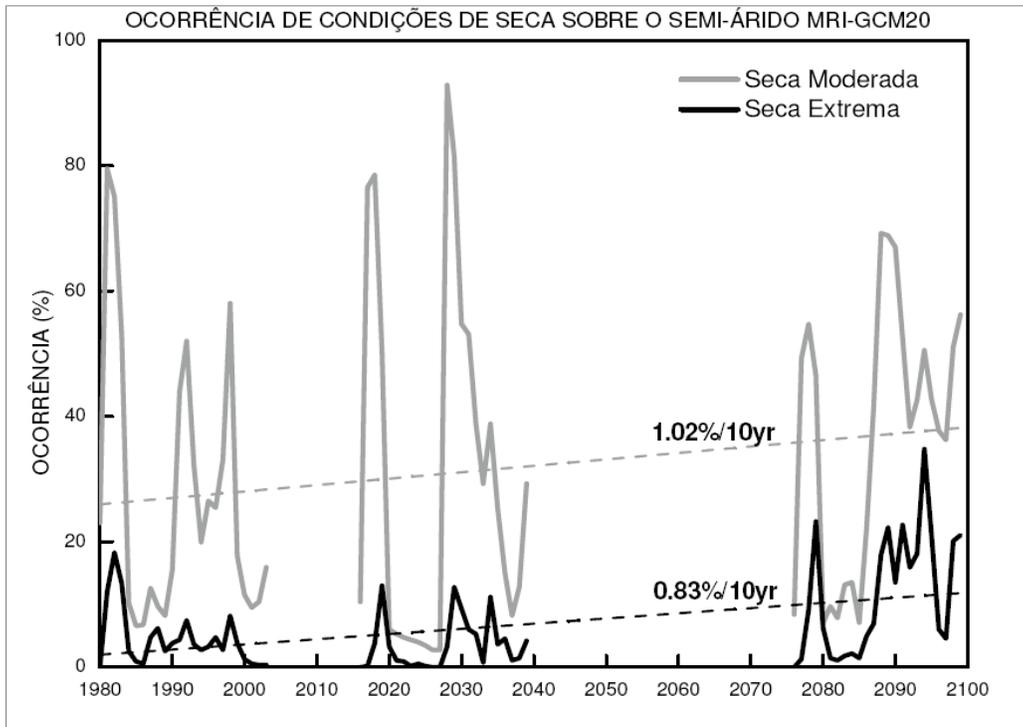


Figura 5.23 – Série temporal da área total do semi-árido simulado afetada por condições de seca atribuídas pelo ISSPac.



## 6. CONCLUSÕES

Neste trabalho foi avaliada a mudança na área territorial ocupada pelo clima do tipo semi-árido na região Nordeste do Brasil, conforme projeções para o século XXI feitas pelo modelo global MRI-AGCM3.1s. A seguir serão apresentadas as principais conclusões referentes aos resultados obtidos nesta pesquisa, bem como sugestões para uma posterior continuação do trabalho.

De maneira geral, observa-se que o modelo consegue reproduzir razoavelmente bem a variabilidade espacial e temporal da temperatura, principalmente no interior da região Nordeste na simulação no clima do presente (período controle 1979-2003). No entanto, na região norte/leste o modelo subestima os valores em todas as estações do ano, em especial durante o verão austral.

O cenário futuro no Nordeste do Brasil, conforme projetado pelo modelo global MRI-AGCM3.1s é consistente com as projeções dos modelos globais do IPCC AR4 para o mesmo cenário de emissão A1B. Os aumentos na temperatura média do ar e reduções na precipitação, bem como diferenças nas distribuições de extremos de chuva no futuro apontam para um clima mais seco, com aumento na deficiência hídrica, na maior parte do semiárido do Nordeste.

Análises com a classificação climática de Köppen-Trewartha e os Índices de Aridez da UNEP, Budyko e Isoieta de 800 mm, indicam que ao fim do século XXI, a região Nordeste pode sofrer um aumento substancial da extensão das terras áridas e semi-áridas, mais especificamente sobre a região central da Bahia – incluindo a bacia do São Francisco, leste de Piauí, Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. Também se verifica na costa leste da região uma mudança de climas tipicamente tropicais para outros com estação seca mais definida ao longo do ano.

A caracterização do ISSPac no Nordeste do Brasil põe em destaque a vulnerabilidade da região às secas recorrentes ao longo das décadas. Mudanças projetadas no índice de seca ISSPac apontam para um futuro com secas mais frequentes e intensas no semi-árido – região que já tem por característica a ocorrência de secas esporádicas, têm um decréscimo do índice projetado em -0.12 por década no século XXI. A duração da ocorrência destes eventos, no entanto, não é explorada neste trabalho, sendo um fator importante na identificação dos impactos causados pelas mudanças de clima no futuro.

Apesar destes indicadores, algumas incertezas ainda permanecem. Este trabalho somente utilizou um modelo climático global e, apesar da consistência em seu viés mencionado anteriormente, um conjunto maior de simulações permitiria uma melhor caracterização da incerteza associada ao modelo. Além disto, o sinal da mudança climática na superfície utilizado no cálculo dos índices de aridez depende do esquema de superfície utilizado no modelo.

A experiência adquirida no trabalho aliada aos resultados aqui apresentados permite realizar as seguintes sugestões:

- Aplicar a presente metodologia para identificação da área semi-árida em outros modelos – regionais e globais, de modo a diminuir as incertezas inerentes a se utilizar apenas um modelo;
- Realizar um estudo mais detalhado do Índice de Severidade de Seca de Palmer (ISSP) na região, caracterizando não apenas a intensidade da ocorrência de eventos de seca, mas também a duração de tais eventos;
- Utilização de outros índices de seca prognóstica, como por exemplo o Índice de Precipitação Padronizada (SPI) de modo a se ter uma melhor elucidação dos processos de estiagem que atingem a região.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALEXANDER L. V.; et al. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. **Journal of Geophysical Research**, v.111, 2006. DOI:10.1029/2005JD006290.
- ALLEN, R. G.; SMITH, M.; PEREIRA, L. S.; PERRIER, A. An update for the calculation of reference evapotranspiration. **ICID Bulletin**, v.43, n.2, p. 35-91, 1994.
- ALLEY, W. M. Palmer drought severity index: Limitations and assumptions. **J. Climate Appl. Meteor.**, v. 23, p.1100–1109, 1984.
- AOKI, T.; HACHIKUBO, A.; HORI, M. Effects of snow physical parameters on shortwave broadband albedos. **Journal of Geophysical Research**, 108(D19), 4616, 2003, doi:10.1029/2003JD003506.
- ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. **J. Atmos. Sci.**, v.31, p. 674–701, 1974.
- AYOADE, J. O. **Introduction to climatology for the tropics**. New York: John Wiley & Sons. Ltd., 1983. 332p.
- AZEVEDO, P. V.; SILVA, V. P. R. Índice de seca para a microregião do agreste da Borborema, no Estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Rio de Janeiro, v.9, n.1, p. 66-72, 1994.
- BASTIAANSEN, W. G. M.; PELGRUM, H.; DROOGERS, P.; de BRUIN, H. A. R.; MENENTI, M. Area-average estimates of evaporation, wetness indicators and top soil moisture during two golden days in EFEDA. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.87, n.2-3, p.119-137, 1997.
- BRASIL. **Nova delimitação do semi-árido brasileiro**. Brasília: Ministério da Integração Nacional, 2005.
- BRIFFA, K. R.; JONES, P. D.; HULME, M. Summer moisture variability across Europe 1892 – 1991: An analysis based on the Palmer drought severity index, **Int. J. Climatol.**, v.14, p. 475–506, 1994.

- BUDYKO, M. I., 1958. **The heat balance of the earth's surface**. Washington, DC: U.S. Department of Commerce, 1958. 259p.
- BUDYKO, M. I.; IZRAEL, Y. A. **Anthropogenic climatic change**. Tucson: The University of Arizona Press. 1991. 485p.
- BURKE, E. J.; BROWN, S. J.; CHRISTIDIS, N. Modeling the recent evolution of global drought and projections for the twenty-first century with the Hadley Centre Climate Model, **Journal of Hydrometeorology**, v.7, p. 1113–1125, 2006.
- CHARNEY, J. G. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.101, n.428, p. 193-202, 1975.
- CHARNEY, J. G.; QUIRK, W.J.; CHOW, S.; KORFIELD, J. A comparative study of the effects of albedo change on drought in Semi-arid regions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.34, n.9, p. 1366-1385, 1977.
- COOK, E. R.; et al. Drought reconstructions for the continental United States. **J. Climate**, v.12, p. 1145–1162, 1999.
- COOK, E. R.; et al. Long term aridity changes in the western United States. **Science**, v.306, p. 1015-1018, 2004.
- DALEY, R.; BOURASSU, Y. Rhomboidal versus triangular spherical harmonic truncation: Some verification statistics. **Atmosphere-Ocean**, v. 16, p. 187<sup>+</sup> 196, 1978.
- DE CASTRO, M.; GALLARDO, C.; JYLHA, K.; TUOMENVIRTA, H. The use of a climate-type classification for assessing climate change effects in Europe from an ensemble of regional climate models. **Clim. Change**, v.81, p.329–341, 2007.
- DIAZ, H. F.; EISCHEID, J. K. Disappearing “alpine tundra” Köppen climatic type in the western United States. **Geophys. Res. Lett.**, v.34, 2007.
- DUBROVSKY, M; et al. Application of relative drought indices in assessing climate-change impacts on drought conditions in Czechia, **Theoretical and Applied Climatology**, v.96, p. 155–171, 2008.
- FEDDEMA, J. J. Future African water resources: Interactions between soil degradation and global warming. **Climatic Change**, v.42, n.3, p. 561-596, 1999.

- FRAEDRICH, K.; GERSTENGARBE, F-W.; WERNER, P. C. Climate shifts during the last century. **Clim Change**, v.50, p. 405-417, 2001.
- FRICH, P.; et al. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. **Climate Res.**, v.19, p. 193–212, 2002.
- GAO X.; GIORGI, F. Increased aridity in the Mediterranean region under greenhouse gas forcing estimated from high resolution simulations with a regional climate model. **Global Planet Change**, v.62, p. 195–209, 2008.
- GNANADESIKAN, A.; STOUFFER, R. J. Diagnosing atmosphere–ocean general circulation model errors relevant to the terrestrial biosphere using the Köppen climate classification. **Geophys. Res. Lett.**, v.33, 2006.
- HARE, F. K. **Sequia, variacion climatica y desertificacion**. Ginebra: Organizacion Meteorologica Mundial, 1985. 35p.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climate hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal. Royal Meteorological Society**, v.103, p. 77-92, 1977.
- HAYLOCK, M. R.; et al. Trends in total and extreme South American rainfall 1960–2000 and links with sea surface temperature. **Journal of Climate**, v.19, p. 1490–1512, 2006.
- HEIM, R. R. Jr. A review of twentieth-century drought indices used in the United States. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v.83, p. 1149–1165, 2002.
- HENNESSY, K. J.; SUPPIAH, R.; PAGE, C. M. Australian rainfall changes 1910 to 1995. **Australian Meteorological Magazine**, v.48, p. 1–13, 1999.
- HOUGHTON, J. T.; et al. **Climate change 2001: the scientific basis**. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, 2001. 944p.
- INTERGOVERNAMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). Em: NAKICENOVIC, N.; et al. **Special Report on Emissions Scenarios**. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 2000.

JENSEN, M. E.; BURMAN, R. D.; ALLEN, R. G. **Evapotranspiration and irrigation water requirements**. ASCE Manual 70. ASCE, New York, 1990. 332p.

KALVOVA, J.; et al. Köppen climate types in observed and simulated climates. **Stud. Geophys. Geod**, v.47, p. 185-202, 2003.

KAMIGUCHI, K.; et al. Changes in precipitation-based extremes indices due to global warming projected by a global 20-km-mesh atmospheric model. **Scientific Online Letters on the Atmosphere**, v.2 p. 64-67, 2006.

KANAMITSU, T.; TADA, K.; KUDO, T.; SATO, N.; ISA, S. Description of the JMA operational spectral model. **J. Meteor. Soc. Japan**, v.61, p. 812–828, 1983.

KARL, T. R. Sensitivity of the Palmer Drought Severity Index and Palmer's Z-index to their calibration coefficients including potential evapotranspiration. **J. Climate Appl. Meteor.**, v.25, p. 77– 86, 1986.

KITOH A.; et al. Projection of changes in future weather extremes using super-high-resolution global and regional atmospheric models in the kakushin program: Results of preliminary experiments. **Hydrological Research Letters**, p. 49–53, 2009.

KITOH, A.; KUSUNOKI, S.; NAKAEGAWA, T. Climate change projections over South America in the late 21st century with the 20 and 60 km mesh Meteorological Research Institute atmospheric general circulation model (MRI-AGCM), **J. Geophys. Res.**, 116, 2011.

KÖPPEN, W. **Das geographische system der klimate**. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1936.

KOUSKY, V. E.; ELIAS, M. **Meteorologia sinótica: Parte I**. INPE. São José dos Campos. 1982. 107p. (INPE – 2605 – MD/021).

KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast brazil. **Monthly Weather Review**, v.107, n.9, p. 1140-1153, 1979.

KOUSKY, V. E.; CAVALCANTE, I. F. A. Evento Oscilação Sul El Niño: Características, evolução e anomalias de precipitação. **Revista Ciência e Cultura**, v.36, n.11, p. 1888-1899, 1984.

- KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v.33, n.6, p. 538-551, 1981.
- LI, J.; et al. Drought reconstruction for north central China from tree rings: the value of the Palmer drought severity index. **Int. J. Climatol.** v.27, p. 903–909, 2007.
- LIEBMANN, B.; ALLURED, D. Daily precipitation grids for South America. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v.86, p. 1567-1570, 2005.
- LINACRE, E. T. A Simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. **Agricultural Meteorology**, v.18, p. 409-424, 1977.
- LLOYD-HUGHES, B.; SAUNDERS, M. A. A drought climatology for Europe. **Int. J. Climatol.**, v.22, p. 1571–1592, 2002.
- MANTON, M. J.; et al. Trends in extreme daily rainfall and temperature in southeast Asia and the South Pacific: 1961–1998. **Int. J. Climatol.**, v.21, p. 269–284, 2001.
- MARENGO, J.; ALVES, L. M; VALVERDE, M. C. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate model system, Aceito para publicação, **Int. J. Climatology.**, 2008.
- MARENGO J. A.; CHOU, Sc.; et al. Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, Sao Francisco and the Parana River basins. **Climate Dynamics**, v. 23, p. 1-20, 2011
- MEEHL, G.; et al. The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v.88, p. 1383–1394, 2007.
- MEEHL, G.; STOCKER, T. F.; et al. Global climate projections. In: SOLOMON, S.; et al. (Eds.). **Climate Change 2007: the Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 2007.
- MIZUTA, R.; ADACHI, Y.; YUKIMOTO, S.; KUSUNOKI, S. Estimation of future distribution of sea surface temperature and sea ice using CMIP3 multi-model ensemble mean. **Technical Report of Meteorological Research Institute**, v.56: 28 pp. 2008.

MIZUTA, R.; et al. 20-km-mesh global climate simulations using JMA-GSM model - Mean climate states. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.84, p. 165-185, 2006.

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. The state and movement of water in living organisms. In: SYMPOSIUM SOCIETY EXPERIMENTAL BIOLOGY, 19., 1964, New York. **Anais**. New York: Academic Press, 1964. p. 205-234.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of drought in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.38, n.12, p. 2653-2675, 1981.

(NAE) NÚCLEO DE ASSUNTOS ESTRATÉGICOS DA PRESIDÊNCIA DA REPÚBLICA. Mudança de Clima, Vol. I: Negociações internacionais sobre a mudança de clima; vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança de clima. **Cadernos NAE, NAE-SECOM**. Brasília, 2005, 250p.

NEW, M. G.; HULME, M.; JONES, P. D. Representing twentieth century space time climate fields. Part II. Development of a 1901–1996 mean monthly terrestrial climatology. **J. Climate**, v.13, p. 2217–2238, 1999.

NICHOLSON, S. E.; TUCKER, C. J.; BA, M. B. Desertification, drought, and surface vegetation: An example from the West African Sahel. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.79, n.5, p. 815-829, 1998.

NOBRE, C. A.; CAVALCANTI, I. F. A.; GAN, M. A.; NOBRE, P.; KAYANO, M. T.; RAO, V. B.; BONATTI, J. P.; SATYAMURTY, P.; UVO, C. B.; COHEN, J. C.; SILVA, J. F.; MARSCHALL, C.; MOURA, A. D. **Aspectos da climatologia dinâmica do Brasil**. Climanásile Especial. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, 1986, 125p.

NTALE, H. K.; GAN, T. Y. Drought indices and their application to East Africa. **Int. J. Climatol.**, v.23, p. 1335–1357, 2003.

PAL, J. S.; et al. Regional climate modeling for the developing world: the ITCP RegCM3 and RegCNET. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v.88, p. 1395–1409, 2007.

- PALMER, W.C. Meteorological Drought. U.S. Department of Commerce. **Weather Bureau Research Paper**, v.45, 1965, 58 pp.
- PAN, D. M.; RANDALL, D. A cumulus parameterization with a prognostic closure. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v.124, p. 949–981, 1998.
- PENMAN, H. E. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. **Proceedings, Royal Society, Series A**, v.193, p.120-145, 1948.
- PIERVITALI, E.; CONTE, M.; COLACINO, M. Rainfall over the Central-Western Mediterranean basin in the period 1951-1995. Part II: Precipitation scenarios. **Nuovo Cimento Della Societa Italiana di Fisica C – Geophysics and Space Physics**. v.22, n.5, p.649-661, 1999.
- PUIGDEFABREGAS, J. Desertification: Stress beyond resilience, exploring a unifying process structure. **Ambio**, v.24, n.sf, p.311-313, 1995.
- RIPLEY, E. A. Drought in the Sahara: Insufficient bio-geophysical feedback?. **Science**, v.191, (sf):100, 1976.
- RITCHIE, H. C.; et al. Implementation of the semi-Lagrangian method in a high-resolution version of the ECMWF forecast model. **Mon. Wea. Rev.**, v.123, p. 489–514, 1995;
- ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L.; VERMA, S. B. **Microclimate the biological Environment**. 2.ed. New York: John Wiley & Sons, 1983. 495p.
- ROSENBERG, N. J.; VERMA, S. Extreme evapotranspiration by irrigated alfalfa: A consequence of the 1976 Midwestern drought. **Journal of Applied Meteorology**, v.17, n.7 p.934-941, 1978.
- SALAZAR, L. F.; NOBRE, C. A.; OYAMA, M. D. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. **Geophysical Research Letters**, vol. **34**, **2007**
- SANSIGOLO, C. A. Análise comparativa do desempenho dos Índices de Seca de Palmer (PDSI) e da Precipitação Normalizada (SPI) em Piracicaba, SP (1917 – 2001). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.1, p. 51-56, 2004.

SANTOS, C. A. C.; BRITO, J. I. B. Análise dos índices de extremos para o Semi-Árido do Brasil e suas relações com TSM e IVDN. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.22, n.3, p. 303-312, 2007.

SANTOS, C. A. C.; BRITO, J. I. B.; RAO, R. T. V.; MENEZES, H. E. A. Tendências dos índices de precipitação no Estado do Ceará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 39-47, 2009.

SELLERS, P. J.; MINTS, Y.; SUD, Y. C.; DALCHER, A. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. **J. Atmos. Sci.**, v.43, p. 505–531, 1986.

SHUTTLEWORTH, W. J. Evaporation. In: MAIDMENT, D.R. (ed). **Handbook of Hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1993.

SOMMERIA, G.; DEARDORFF, J. W. Subgridscale condensation in models of nonprecipitating clouds. **J. Atmos. Sci.**, 34, 344–355, 1977.

STERN, H.; de HOEDT, G.; ERNST, J. **Objective classification of australian climates**. Disponível em:

<[http://www.bom.gov.au/climate/environ/other/koppen\\_explain.shtml](http://www.bom.gov.au/climate/environ/other/koppen_explain.shtml)>. Acesso em: 15/08/2009.

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. **Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and Water Balance**. Publications in Climatology, Vol. 10, No. 3. Drexel Institute of Technology, Centerton. 1957.

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geogr. Rev.**, v.38, p. 55–94, 1948.

TRENBERTH, K. Uncertainty in hurricanes and global warming, **Science**, v.308, p. 1753-1754, 2005.

TREWARTHA, G. T. **An introduction to climate**. New York: McGraw-Hill, 1968, pp 395–399.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F. J. L. **Meteorologia Descritiva Fundamentos e Aplicações Brasileira**. São Paulo: Nobel, 1980. 374p.

- (UNEP) UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAMME. **World Atlas of Desertification**. Edward Arnold, London, UK, 1992.
- UVO, C. R. B.; NOBRE, C. A. A zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no Norte do Nordeste do Brasil. Parte II: influência dos ventos e TSM do Atlântico Tropical. **Climanálise**, v.4, n.10, p.39-47, 1989.
- VAN DER SCHRIER, G.; BRIFFA, K. R.; JONES, P. D.; OSBORN, T. J. Summer moisture variability across Europe. **J. Climate**, v.19, p. 2818–2834, 2006.
- VINCENT, L. A.; et al. Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960–2000. **Journal of Climate** v.18 p. 5011–5023, 2005.
- WANG, M.; OVERLAND, J. E. Detecting Arctic climate change using Köppen climate classification. **Clim Change**, v.67, p. 43–62, 2004.
- YAMAZAKI, Y.; RAO, V. B. Tropical cloudiness over South Atlantic Ocean. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.55, n.2, p.205-207, 1977.
- YOSHIMURA, H.; MATSUMURA, T. A semi-Lagrangian scheme conservative in the vertical direction. **CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Ocean Modeling**, v.33, p. 19-20, 2003.
- ZOU, X.; ZHAI, P.; ZHANG, Q. Variations in droughts over China: 1951–2003. **Geoph Res Lett.**, v.32, 2005.