



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA HIDRÁULICA E AMBIENTAL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL

YVONNE MAGDALENA CAMPOS LÁZARO

**MUDANÇA CLIMÁTICA NO NORDESTE DO BRASIL,
AMAZÔNIA E BACIA DA PRATA: AVALIAÇÃO DOS MODELOS
DO IPCC E CENÁRIOS PARA O SÉCULO XXI**

Fortaleza
2011

YVONNE MAGDALENA CAMPOS LÁZARO

**MUDANÇA CLIMÁTICA NO NORDESTE DO BRASIL,
AMAZÔNIA E BACIA DA PRATA: AVALIAÇÃO DOS MODELOS
DO IPCC E CENÁRIOS PARA O SÉCULO XXI**

Dissertação desenvolvida como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Mestre em Recursos Hídricos junto ao Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental da Universidade Federal do Ceará.

Área de Concentração: Recursos Hídricos

Orientador: Prof. Dr. Francisco de Assis de Sousa Filho

Fortaleza

2011

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca de Pós Graduação em Engenharia

-
- L46m Lázaro, Yvonne Magdalena Campos.
Mudança climática no Nordeste do Brasil, Amazônia e Bacia da Prata: avaliação dos modelos do IPCC e cenários para o século XXI / Yvonne Magdalena Campos Lázaro. – 2011.
87 f. : il. color., enc. ; 30 cm.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Tecnologia, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Programa de Pós – Graduação em Engenharia Civil, Fortaleza, 2011.
Área de Concentração: Recursos Hídricos
Orientação: Prof. Dr. Francisco de Assis de Souza Filho.
1. Recursos Hídricos. 2. Precipitação (Meteorologia). 3. Mudanças climáticas. I. Título.
- CDD 627
-

Esta Dissertação foi submetida à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do Grau de Mestre em Engenharia Civil, Área de Concentração: Recursos Hídricos, e encontra-se à disposição dos interessados na Biblioteca Central da referida Universidade.

A citação de qualquer trecho desta Dissertação é permitida, desde que seja feita de acordo com as normas da ética científica.

Dissertação aprovada em 30 de Setembro de 2011.

Prof. Dr. Francisco de Assis de Souza Filho (Orientador)
Universidade Federal do Ceará

Prof. Dr. Ticiania M. de Carvalho Studart
Universidade Federal do Ceará

Prof. Dr. Alexandre Araujo Costa
Universidade Estadual do Ceará

*Dedico este trabalho às pessoas que
mais amo, minha família e meu
esposo Marco Antonio, pelo
incentivo a mim dedicado para
alcançar este objetivo.*

Agradecimentos

- A Deus que me protege todos os instantes de minha vida.
- Ao professor Dr. Francisco de Assis de Souza Filho, pelos valiosos ensinamentos e quem sem hesitar aceitou orientar-me sem me conhecer muito bem.
- À Universidade Federal do Ceará pela oportunidade de realização desse curso.
- Aos professores do programa de pós-graduação do Departamento de Engenharia Hidráulica e Saneamento Ambiental, área de concentração em Recursos Hídricos pelos ensinamentos.
- Ao Cleiton Silveira que, auxilio-me no entendimento dos modelos numéricos com a disponibilidade dos dados e, cujo apoio foi fundamental até o culmino desta dissertação.
- Aos amigos do Laboratório de Gerenciamento Hídrico e Sustentabilidade Hídrica, entre eles Augusto, Diego, Samiria, Wictor, Marcelo, que sempre estiveram dispostos a me ajudar, em especial, a Teresinha Alves por me auxiliar com as documentações que sempre precisei.
- Ao CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - pela concessão da bolsa durante todo o curso.

RESUMO

Os modelos globais do CMPI3 para o quarto relatório do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC-AR4) são avaliados para a região do Nordeste, Amazônia e bacia da Prata quanto à representação da sazonalidade e da variabilidade plurianual da precipitação para o período de 1901 a 1999. Essa avaliação é realizada utilizando-se os dados do *Climatic Research Unit* (CRU) e a reanálise *20th Century Reanalysis V2* do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA).

Quanto à sazonalidade propõe-se a criação de um índice de desempenho, baseado em medidas de correlação e erro quadrático médio, para a avaliação e classificação dos modelos. Quanto à variabilidade plurianual, é aplicada a transformada de ondeletas aos dados observados, e em seguida as rodadas dos modelos são avaliadas e classificadas baseadas em medidas de correlação espectral e distância euclidiana entre a variância nas bandas existentes na série observada. Logo, os modelos são classificados seguindo a avaliação geral, sendo para o Nordeste o modelo CSIRO.MK3.0.RUN2, para a região da bacia da Prata o CCCMA.CGCM3.1.RUN2 e para a região Amazônica o GISS.MODEL.E.R.RUN6 os que melhor representaram a precipitação no século XX.

Para o cenário A1B é feita uma análise de projeções sazonais e tendências plurianuais dos modelos melhor colocados na avaliação sazonal e geral de cada região. Quanto à projeção sazonal a análise consiste no cálculo das anomalias de precipitação em todos os modelos para os períodos 2010-2039, 2040-2069 e 2070-2099 em relação ao cenário de simulações 20C3M durante o período 1901-1999. Quanto à tendência plurianual para o período de 2010 a 2099, as precipitações anuais são padronizadas, com base nos parâmetros do cenário 20C3M. Logo é feita uma análise de tendências usando a média e mediana móvel de 10 anos, regressão linear, Mann Kendall Sen e Ondeletas. Na tendência por ondeletas o modelo MRI.CGCM2.3.2A.RUN3, não indica tendência o GISS.MODEL.E.R.RUN2 indica uma tendência de aumento a partir de 2030, o UKMO.HADCM3.RUN1 mostra uma tendência de redução até 2050 na região do Nordeste. Na bacia da Prata o CCCMA.CGCM3.1.RUN2 indica tendência de aumento ao longo do século XXI, o CCCMA.CGCM3.1.RUN1 mostra aumento a partir de 2030 e o modelo NCAR.PCM1.RUN1 não mostra nenhuma tendência. Na Amazônia os modelos CSIRO.MK3.0.RUN1, CCCMA.CGCM3.1.RUN1, INGV.ECHAM4.RUN1 não indicam nenhuma tendência ao longo do século XXI.

Palavras – chave: Mudanças Climáticas, IPCC, Precipitação, Ondeletas.

ABSTRACT

The global models of CMPI3 to the fourth report of Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC-AR4) are evaluated for the Northeast Brazilian region, Amazon region and La Plata basin for the representation of seasonality and multiannual variability of precipitation for the period 1901 to 1999. This evaluation is performed using data from the Climatic Research Unit (CRU) and the 20th Century Reanalysis V2 do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

For the seasonality study is proposed to create a performance index based on measures of correlation and mean square error to the evaluation and model classification. For the multiannual variability, is applied the wavelet transform to the observed data, and then models are evaluated and ranked based on measures of spectral correlation and Euclidean distance between the observed variance and models variance in each band. Then, models are classified following the general classification, for the Northeast the CSIRO.MK3.0.RUN2 model; for La Plata basin the CCCMA.CGCM3.1.RUN2 model; for the Amazon region the GISS.MODEL.E.R.RUN6 model those which best represented the rainfall in the twentieth century.

At A1B scenario, is made an analysis of seasonal forecast and multiannual trends of better placed models in the seasonal and general classification. For the seasonal projection, analysis consist in the anomalies precipitation calculations on all models for the periods 2010-2039, 2040-2069 and 2070-2099 during the period 1901-1999. For the multiannual trends for the period 2010 to 2099, annual observed data are standardized, based on the parameters of the scenario 20C3M. Then is done an analysis with average moving, median moving of 10 years, regression linear, Mann Kendall Sen and Wavelet transform.

In wavelets trends the MRI.CGCM2.3.2A.RUN3 model does not indicate trend, the GISS.MODEL.E.R.RUN2 model indicates an increasing trend from 2030, the UKMO.HADCM3.RUN1 model shows a declining trend by 2050 in the Northeast. In La Plata basin, the CCCMA.CGCM3.1.RUN2 indicates increasing trend throughout the twenty first century, the CCCMA.CGCM3.1.RUN1 shows an increase trend from 2030 and the NCAR.PCM1.RUN1 model shows no trend. In the Amazon region, the CSIRO.MK3.0.RUN1, CCCMA.CGCM3.1.RUN1, INGV.ECHAM4.RUN1 models do not indicate any trend over the twenty-first century.

Keywords – Climate change, IPCC, Precipitation, wavelet.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Fatores que influenciam o clima da Terra.....	5
Figura 2 - Curva da variação de temperatura durante o último milênio.....	8
Figura 3 – Climatologia média de precipitação nas regiões de estudo. Dados obtidos do CRU/NOAA.....	12
Figura 4 – Regiões de influencia do El Niño no Oceano Pacífico Tropical. Fonte: NOAA.....	14
Figura 5 – Fases da Oscilação Decadal do Pacífico – Fase positiva e fase negativa. (Fonte: Mantua / PDO).....	16
Figura 6 – Oscilação da Temperatura da Superfície do Mar do Pacífico durante 1900 – 2005 (Fonte: CPC-NOAA).....	17
Figura 7 – Características da resolução geográfica das gerações de modelos usados nos Relatórios de Avaliação do IPCC: FAR (IPCC, 1990), SAR (IPCC, 1996), TAR (IPCC, 2001a), e AR4 (2007).....	20
Figura 8 – América do Sul, destaque para as grades 1, 2 e 3. Estas representam, respectivamente, o Nordeste brasileiro, Amazônia e Rio Prata.....	27
Figura 9 – Método hierárquico de avaliação dos modelos do IPCC-AR4.....	29
Figura 10 – Parte real da função Morlet para $w_0 = 8$	33
Figura 11 - Árvore de decomposição por ondeletas.....	36
Figura 12- Série de Precipitações Anuais obtidos pelo CRU para a região do NEB, Amazônia e Prata no Século XX (1901-1999).....	45

Figura 13 – AVAL _s dos modelos do IPCC em relação à climatologia da Análise CRU/NOAA, considerando $\alpha_r = \alpha_c = 0,5$. Modelos do IPCC na seguinte sequência da esquerda para a direita e de cima para baixo: BCCR.BCM2.0, CCCMA.CGCM3.1, CCCMA.CGCM3.1.T63, CNRM.CM3, CSIRO.MK3.0, CSIRO.MK3.5, GFDL.CM2.0, GFDL.CM2.1, GISS.AOM, GISS.MODEL.E.H, GISS.MODEL.E.R, IAP.FGOALS1.0.G, INGV.ECHAM4, INMCM3.0, IPSL.CM4, MIROC3.2.HIRES, MIROC3.2.MEDRES, MIUB.ECHO.G, MPI.ECHAM5, MRI.CGCM2.3.2A, NCAR.CCSM3.0, NCAR.PCM1, UKMO.HADCM3 e UKMO.HADGEM1.....	48
Figura 14 – Espectro de potência observada para as regiões avaliadas.....	49
Figura 15 – Anomalia das precipitações mensais para o período 2010 a 2099 na região do Nordeste.....	55
Figura 16 – Anomalia das precipitações mensais para o período 2010 a 2099 na região da bacia da Prata.....	57
Figura 17 – Anomalia das precipitações mensais para o período 2010 a 2099 na região da Amazônia.....	59
Figura 18 - Séries de Precipitações de 2010 a 2099 e medidas de tendência para a região do Nordeste.....	62
Figura 19 – Bandas da transformada de ondeletas dos principais padrões de variação do século XXI e o resíduo para a região do Nordeste.....	63
Figura 20 - Séries de Precipitações de 2010 a 2099 e medidas de tendência para a região da bacia da Prata.....	66
Figura 21 – Bandas da transformada de ondeletas dos principais padrões de variação do século XXI e o resíduo para a região da bacia da Prata.....	67

Figura 22 - Séries de Precipitações de 2010 a 2099 e medidas de tendência para a região da Amazônia.....	70
Figura 23 – Bandas da transformada de ondeletas dos principais padrões de variação do século XXI e o resíduo para a região da Amazônia.....	71
Figura 24 – Aumento de temperatura para o século XXI na região da Amazônia...	82
Figura 25 – Aumento de temperatura para o século XXI na região do Nordeste....	83
Figura 26 – Aumento de temperatura para o século XXI na região da bacia da Prata...	84
Figura 27 – Dispersão de dados CRU para a bacia do Orós e dos dados pluviométricos da bacia do Orós no século XX.....	89

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Modelos Globais do IPCC.....	22
Tabela 2 – Agentes Forçantes Radiativos considerados pelos modelos do IPCC para as projeções climáticas.....	23
Tabela 3 - Correlação máxima e mínima, RMSE máximo e mínimo para as regiões de Estudo.....	46
Tabela 4 – Classificação Sazonal e $AVAL_s$ dos modelos do IPCC-AR4 para α_c igual 0,5 e para as três regiões avaliadas.....	47
Tabela 5 – Principais bandas das regiões avaliadas.....	50
Tabela 6 – Índices máximos e mínimos obtidos para avaliação plurianual nas regiões de Estudo.....	50
Tabela 7 - Classificação Plurianual e $AVAL_p$ dos modelos do IPCC-AR4 para β_c igual 0.5 e para as três regiões avaliadas.....	52
Tabela 8 - Classificação Geral dos Modelos do IPCC-AR4 para α_c e β_c igual 0.5 e para as três regiões avaliadas.....	53
Tabela 9 - Teste de hipótese segundo Mann Kendall Sen e declividade da tendência para o Nordeste.....	61
Tabela 10 - Teste de hipótese segundo Mann Kendall Sen e declividade da tendência para a região da bacia da Prata.....	65
Tabela 11 - Teste de hipótese segundo Mann Kendall Sen e declividade da tendência para a região da Amazônia.....	69

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO

1.1. Colocação do problema	1
1.2. Objetivos	2
1.3. Organização do trabalho	3

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Sistema Climático Global	4
2.2. Paleoclimatologia	5
2.3. Variabilidade e Mudança Climática na Escala Global	8
2.4. Caracterizações da Variabilidade Climática Regional nas escalas de tempo para o Brasil	9
2.4.1. Variabilidade Sazonal de Precipitação	10
2.4.2. Variabilidade Interanual de Precipitação	12
2.4.2.1. El Niño e La Niña – Oscilação Sul	13
2.4.2.2. Dipolo do Atlântico – Gradiente Meridional	14
2.4.3. Variabilidade Decadal de Precipitação	14
2.4.3.1. Oscilação Decadal do Pacífico	15
2.5. IPCC	17
2.6. Cenários do IPCC e Modelos de Circulação Global	19
2.6.1. Cenário A1B do IPCC	21
2.7. Mudanças Climáticas na região de Estudo	25

3. METODOLOGIA

3.1. Regiões de Estudo	26
3.2. Dados Observacionais Utilizados	27
3.3. Incertezas associadas aos Dados Observados – CRU	27
3.4. Avaliação Geral dos Modelos do IPCC-AR4	28
3.5. Avaliação Sazonal	29
3.5.1. Critérios de Avaliação da Climatologia Média	29
3.5.2. Avaliação Espacial - Interpolação dos Dados	31
3.6. Avaliação Plurianual	32
3.6.1. Transformada de Ondeletas	32

3.6.1.1. Espectro de Energia de Ondeletas	34
3.6.1.2. Espectro de Energia Global	35
3.6.1.3. Decomposição de Séries Temporais por Ondeletas	35
3.6.2. Critérios de Avaliação do desempenho dos Modelos quanto à Variabilidade Plurianual	36
3.7. Projeções para o século XXI – Cenário A1B	38
3.7.1. Cálculo das Anomalias Sazonais	38
3.7.2. Análise de Tendências quanto à Variabilidade Plurianual	39
3.7.2.1. Padronização das Precipitações Anuais	39
3.7.2.2. Métodos Clássicos de Tendência – Média, mediana, regressão linear e Mann Kendall Sen	40
3.7.2.3. Método Moderno de Tendência – Análise por Ondeletas	43
4. RESULTADOS	
4.1. Análise da Precipitação Observada no Século XX	44
4.2. Análise da Precipitação Sazonal	45
4.2.1. Classificação dos Modelos do IPCC quanto à Sazonalidade	45
4.2.2. Avaliação Espacial do Desempenho dos Modelos do IPCC quanto à representação da Sazonalidade Espacial	47
4.3. Análise da Variabilidade Interanual e Interdecadal da Precipitação	49
4.3.1. Classificação dos Modelos do IPCC quanto à Variabilidade Plurianual de Precipitação	50
4.4. Avaliação Geral dos Modelos	53
4.5. Análise das Projeções para o século XXI	54
4.5.1. Projeções da Sazonalidade	54
4.5.2. Análise de Tendência quanto à Variabilidade Plurianual	60
5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	72
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	75
ANEXOS	82

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

1.1. Colocação do Problema

Um desenvolvimento significativo tem ocorrido nas últimas décadas acerca do conhecimento do clima em suas diversas escalas de ocorrência, com ênfase nas mudanças climáticas antropogênicas. Diversos autores identificam aumento da temperatura planetária (incluindo o Brasil) nas últimas décadas, combinado com modificações nos campos de precipitação, associando essas ocorrências às Mudanças Climáticas (Marengo e Valverde, 2007; Marengo e Soares, 2005). Estas têm sido alvo de discussões e pesquisas científicas em todo mundo com vistas ao entendimento de sua ocorrência (IPCC, 2007(a); Nobre, 2005), assim como a identificação e a avaliação dos possíveis impactos ambientais, sociais e econômicos (IPCC, 2007(b)) e a elaboração de medidas que minimizem as consequências adversas das mesmas.

Na América do Sul existem regiões (Nordeste do Brasil, a região Amazônica e a Bacia da Prata) que são notadamente extremamente sensíveis a variações ou mudanças climáticas e onde identificar os padrões e as tendências de precipitação é de importância relevante pelos impactos que podem ser ocasionados.

No Nordeste do Brasil (NEB), por apresentar intensa variabilidade temporal e espacial de chuvas (Molion e Bernardo, (2002); Albuquerque et. al (2009)) torna-se relevante a identificação das alterações na ocorrência do clima para o desenvolvimento de políticas públicas. Na região Amazônica, vários estudos vêm sendo realizados para retratar e tentar avaliar os impactos referentes aos notáveis desequilíbrios sofridos (Albuquerque et.al, 2009). Além destas, a região da Bacia Prata é também objeto de estudo por se tratar da principal fornecedora de energia elétrica do Brasil, e impactos climáticos nessa região poderiam ocasionar mudanças na oferta hídrica e energética do país.

Quanto à tendência do padrão de chuvas sobre a América do Sul, no século XX, Haylock et al. (2006) fizeram uma análise de precipitação e observaram uma tendência de aumento do total anual de chuvas sobre o NEB. O estudo realizado por Santos e Britto (2007), utilizando índices de extremos climáticos e correlacionando-os com as anomalias de TSM, também mostra tendência de aumento da precipitação total anual nos estados da Paraíba e Rio Grande de Norte. Santos et al. (2009) mostraram tendências de aumento de precipitação para o estado do Ceará. Segundo o estudo do Programa *WAVES* (GAISER et.al, 2003), para as regiões do Piauí e Ceará haverá redução de precipitação para o século XXI.

Para a Amazônia, Dias de Paiva e Clarke (1995), Chu et al. (1995), Marengo (2004) têm identificado variações decadais e tendências que mostram um aumento sistemático da convecção sobre o norte da Amazônia desde 1975, que poderia indicar um aumento de precipitação na região. Este aumento de chuva tem um padrão similar em termos de tendência na região Sul do Brasil.

Quanto à variabilidade e mudanças no clima para o século XX, os modelos do IPCC-AR4 mostraram variações nas chuvas e vazões dos rios na Amazônia e no Nordeste apresentando ciclos interdecadais (Marengo, 2007). Para a bacia da Prata, foram observadas tendências de aumento de chuvas.

Os diferentes modelos do IPCC-AR4 têm cenários divergentes para o campo de precipitação para estas regiões, alguns projetando aumento de precipitação e outros, redução. Surgindo desta forma a questão:

Qual destes modelos do IPCC-AR4 melhor representa o regime de precipitações sobre estas regiões e qual é a tendência das precipitações dos modelos para o século XXI?

1.2. Objetivos

Os objetivos do presente estudo são analisar e avaliar a habilidade dos modelos do IPCC-AR4 em simular o regime sazonal, interanual e interdecadal de chuvas sobre o Nordeste do Brasil, região Amazônica e região da bacia da Prata durante o século XX, assim como avaliar a tendência das precipitações dos modelos para o cenário A1B, buscando indicações sobre a confiabilidade das projeções desses modelos para o século XXI.

1.3. Organização do trabalho

O presente estudo está organizado da seguinte maneira: no capítulo 2 é apresentada a revisão bibliográfica; no capítulo 3, é apresentada a base dos dados e a metodologia empregada; no capítulo 4, são exibidos os resultados das análises sazonais e plurianuais de precipitação; no capítulo 5, são mostradas as conclusões e sugestões para trabalhos futuros.

CAPÍTULO 2

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo apresenta os elementos teóricos para o desenvolvimento do presente trabalho, baseados nas interações do sistema climático global, evolução do clima nas diversas escalas de tempo, evidências de mudanças de temperatura natural através do tempo, estudos sobre variabilidade e mudança climática na escala mundial, assim como os diversos cenários e modelos do IPCC – AR4. Além disso, apresentam-se as caracterizações da variabilidade sazonal e plurianual da precipitação nas três regiões de estudo.

2.1. Sistema Climático Global

Segundo a literatura, o sistema climático global é o conjunto de processos físicos e químicos internos da atmosfera e suas interações com os outros componentes - hidrosfera, litosfera, criosfera e biosfera - as quais, encontram-se interligadas em constante movimento, e que alterações ocorridas em uma esfera afetam várias outras.

A hidrosfera é constituída por toda a água em estado líquido no planeta. A maior parte da radiação que chega à superfície da Terra é absorvida por ela, sendo os oceanos os grandes reservatórios de energia para o clima.

A criosfera compreende as grandes massas de gelo e neve na superfície do globo. Ela representa o maior reservatório de água doce na Terra, e sua importância para o sistema climático global está relacionada ao elevado albedo da neve e gelo e a sua baixa condutividade térmica.

A litosfera inclui as camadas mais externas da Terra, constituída por rochas e solo (crosta terrestre) com espessura entre 35 a 45 km e os fundos dos oceanos com

espessura de aproximadamente 5 km cuja topografia influencia o clima. A estrutura da litosfera se altera com o tempo, pela ação de forçantes externos e internos.

A biosfera é constituída por todos os seres vivos que existem no mar e na terra.

O clima como estado médio da atmosfera não é estático, isto é, as características médias da circulação atmosférica são susceptíveis de variar em diversas escalas de tempo. Algumas dessas variações como temperatura, umidade, nebulosidade ou pressão podem ser associadas a alterações lentas da composição atmosférica com a superfície do planeta ou a modificações do fluxo de radiação solar incidente no topo da atmosfera.

Esta interação ao longo do tempo está sob a influência de dois fatores centrais: a sua própria interação interna, e os forçantes externos tais como mudanças na tectônica de placas, mudanças na órbita da Terra e mudanças na variação da atividade solar, assim no sistema climático todos estes elementos influenciam uns aos outros produzindo respostas internas como mudanças nas componentes do sistema climático.

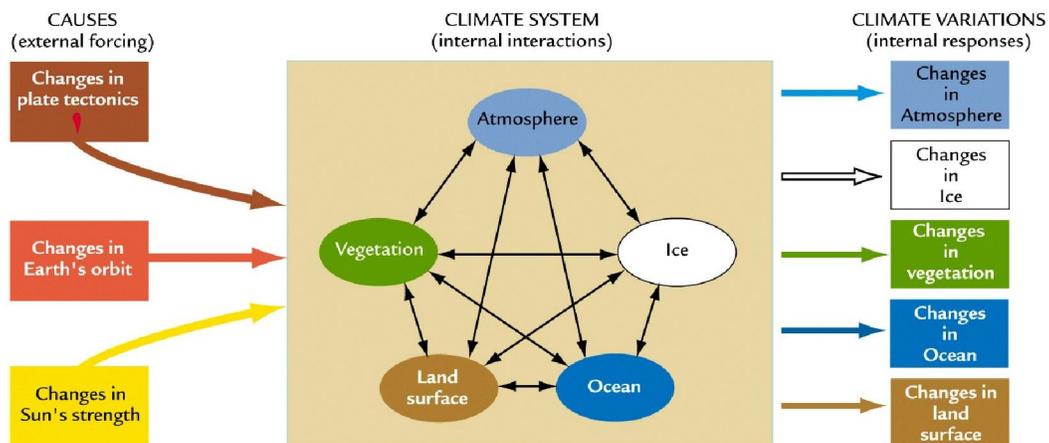


Figura 1 - Fatores que influenciam o clima da Terra. (Fonte: Global Physical Climatology, 1994)

2.2. Paleoclimatologia

Para uma melhor compreensão do clima da Terra ao longo do tempo é importante poder entender a evolução do clima nas diversas escalas de tempo (Tectônico, Orbital, Milenar e Histórica) com a finalidade de perceber como elas são iniciadas e como são transmitidas ao sistema climático a fim de prever como, quanto e onde elas vão acontecer no futuro.

Há numerosas evidências dos paleoclimas (Bradley, (1999); Oppo, (1997); Emiliani, (1955); Ericson, (1968)), de que o clima da terra tem passado por mudanças, incluindo o comportamento cíclico no Neogeno, com períodos glaciais e períodos

interglaciais, essas mudanças climáticas foram descobertas através de registros e testemunhas paleoclimáticos coletados e estudos de modelagem que tem sido feitos durante os últimos anos.

Mudanças na temperatura foram ocasionadas por diferentes aspectos entre eles:

- Na Escala Tectônica; mudanças resultantes do movimento e deformações das placas continentais ocorridos há vários milhões de anos.
- Na Escala Orbital; mudanças resultantes nos parâmetros orbitais da Terra e sua posição em relação ao sol há centenas de milhares de anos. Os ciclos de Milankovitch indicam oscilações na excentricidade da órbita com períodos de 100 e 400 mil anos, na inclinação do eixo com períodos de 41 mil anos e no posicionamento do periélio e afélio (precessão) com períodos de 15 a 23 mil anos. Estes ciclos orbitais provocam mudanças na intensidade e distribuição da radiação solar e em consequência no clima, levando à alternância de períodos glaciais e interglaciais (Imbrie & Imbrie, 1980). Além da mudança de parâmetros orbitais, flutuações na atividade solar, vulcanismo e outras causas naturais afetaram o clima.
- Na Escala Milenar; oscilações climáticas em escala de 1000 a 3000 anos têm sido descritos nos registros glaciais de ice cores em Groenlândia. Estas oscilações chamadas Dansgaard-Oeschger (D-O) ou fases frias e fases quentes consistem em mudanças da temperatura do ar em torno de 15°C, estas oscilações também foram registrados nos sedimentos do Oceano Atlântico Norte.

Ao longo de seus 4,5 bilhões de anos segundo Cantolla (2003), a Terra sofreu de alternados e recorrentes processos de aquecimento e esfriamento extremos, no entanto esses processos não ocorrem em uma linha contínua, mas com alterações de temperatura às vezes bruscas em um período e outro, que pode ser de uma década ou até menos, sugerindo que o clima muito sensível às forçantes externas e internas.

Pela não existência de observações meteorológicas que cobrissem um intervalo grande de tempo e assim poder determinar o clima das eras passadas, utiliza se diversas técnicas e estudos para determinar o clima passado.

Estudos nos ice cores mostram que as camadas no perfil do gelo contém informação dos valores dos isótopos de hidrogênio e oxigênio de determinadas épocas. Valores ‘mais negativos’ (‘menos negativos’) destes isótopos indicam épocas de climas

predominantemente frios (climas menos frios), revelando uma longa história de flutuações no clima – longos períodos de frio alternados com breves intervalos de calor.

Estudos com registros dos grãos de pólen encontrados nos pântanos e turfas também mostram variações de temperatura e/ou precipitação em várias escalas de tempo. Pólen de cobertura vegetal como ervas e carvalho típicas de climas com condições secas identificam o ecossistema ou período destas camadas; grãos de pólen de pinho foram detectados em intervalos de tempo com condições mais úmidas em regiões do Sul do Brasil (Behling, 1993,1995).

A análise dos corais permite avaliar alterações dos oceanos, os corais contêm registros de organismos unicelulares podendo-se identificar seu tipo e identificar sua temperatura corporal original. Existe uma relação das concentrações de estrôncio e cálcio provenientes de conchas e esqueletos de corais e a temperatura do mar.

O crescimento dos anéis de árvores de elevada longevidade é também uma boa fonte de informação do clima, já que mostram uma ‘resposta’ da árvore a variações do seu ambiente. Em anos de climas desfavoráveis (baixas temperatura ou precipitação) o crescimento do anel é lento, produzindo anéis delgados. Já durante períodos mais quentes, produz anéis mais grossos. Estas mudanças, em anos de crescimento favoráveis e desfavoráveis, produzem tendências distintas de amplitude nos anéis dos arvores.

Análise dos sedimentos permite o estudo das características da vegetação e da presença ou ausência de vida existente assim como constatar também as características do solo numa determinada época.

De acordo às evidências históricas encontradas para o último milênio, sugere-se épocas de relativa maior temperatura a partir do ano 1000 a 1300. O subsequente esfriamento (1400-1900), chamado Pequena Idade de Gelo afetou seriamente as populações e a agricultura, causando escassez de alimentos pelos severos invernos excessivamente frios. Registros dos perfis de gelo nos Alpes da Suíça e da Áustria mostram uma expansão dos mantos de gelo nos glaciares alpinos. Outra evidencia mostra maior freqüência de icebergs ao longo das costas norte e oeste da Islândia impossibilitando a saída de navios pra o mar, motivando a escassez de alimentos nesta região fortemente dependente da pesca.

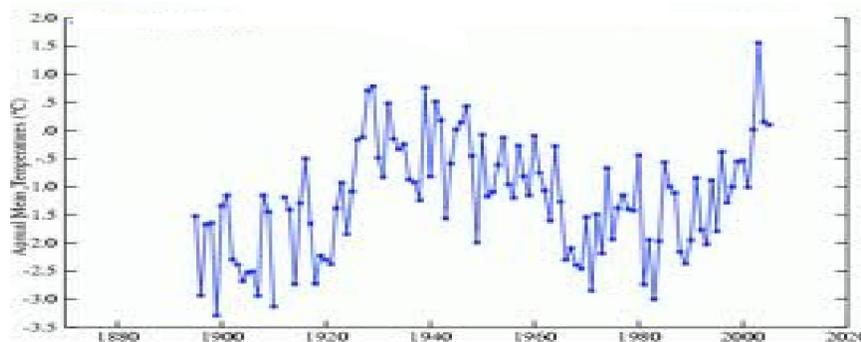


Figura 2 - Curva da variação de temperatura durante o último milênio (Fonte: CRU).

Estes registros indicando temperaturas baixas durante os séculos anteriores ao século vinte poderiam indicar tendências de lento esfriamento de escala orbital ou oscilações de escala milenar (Mann, 1999, IPCC-AR4, 2007).

Os registros paleoclimáticos indicam que a terra sempre passou por ciclos naturais de aquecimento e esfriamento, da mesma forma que períodos de intensa atividade geológica lançaram à superfície quantidades colossais de gases que formaram de tempos em tempos, modificações da composição da atmosfera sobre o planeta, criando um efeito de gases estufa natural. Assim, os gases do efeito estufa natural (dióxido de carbono CO_2 , o metano (CH_4), o óxido nitroso (N_2O)) absorvem parte da radiação infravermelha emitida principalmente pela superfície terrestre, impedindo que ocorra uma perda demasiada para o espaço, mantendo a Terra aquecida, e possibilitando a existência de vida.

2.3. Variabilidade e Mudança Climática na Escala Global

Atualmente, uma das maiores preocupações da comunidade científica mundial tem sido o tema das mudanças climáticas. Segundo o relatório do IPCC (2007), esse termo refere-se a alterações nos padrões climáticos, que podem ser identificadas por meio de variações persistentes por longos períodos, da ordem de décadas, na média aritmética e/ou em outras medidas de variabilidade climática, independente de suas causas.

Para esse relatório, mudança climática é um termo genérico que engloba todas as formas de incertezas do clima nos padrões climáticos, tais como tendências ou variações, independentemente de suas causas. Esses últimos dois conceitos são segundo esse relatório definidos por:

- Tendência climática: caracterizada por uma elevação ou diminuição suave e monótona nos valores médios de uma série meteorológica. Não é necessariamente restrita a tendências lineares em função do tempo, mas deve conter apenas um máximo ou mínimo no ponto final da série.
- Variação climática: flutuação ou componente desta em escala de tempo suficientemente longa, capaz de resultar em inconstância nos parâmetros estatísticos relativos a períodos sucessivos de pelo menos 30 anos da variável meteorológica em questão.

Assim, a detecção de uma mudança climática, requer que a amplitude da variabilidade climática seja quantificada. Para isto, é utilizada uma grande variedade de dados e resultados de modelos atmosféricos. As flutuações climáticas no globo, especificamente na América do Sul são bastante influenciados pelos oceanos tropicais, afetando diretamente a precipitação dessas regiões.

Devido à grande interação com a atmosfera, os oceanos têm um papel fundamental na variabilidade climática, interanual e interdecadal do planeta. As trocas de calor latente e sensível dependem principalmente da temperatura da superfície do mar TSM (Voituriez e Jacques 2000). Nesse contexto devido a sua extensão, tornam-se evidentes as variações de temperatura do Oceano Pacífico nas condições climáticas globais, que podem ser evidenciadas através de fenômenos naturais tais como o El Niño, La Niña, a Oscilação Decadal do Pacífico.

2.4. Caracterizações da Variabilidade Climática Regional nas escalas de tempo para o Brasil

De acordo com Molion (1987), existem alguns fatores controladores do clima que acabam influenciando na precipitação da região, dentre os quais estão: a circulação geral da atmosfera, a altitude, a latitude, a natureza da superfície e o ciclo hidrológico.

Segundo Albuquerque (2009), na região amazônica, a radiação solar é intensa durante o ano todo, propiciando altas temperaturas que contribuem para a evaporação, gerando umidade e precipitação elevada. A chuva sustenta a floresta, ao passo que no Nordeste do Brasil, mesmo com a proximidade do oceano e com os úmidos ventos alísios soprando do mar para a terra o ano inteiro, as chuvas são escassas. Na estação chuvosa da Amazônia (dezembro, janeiro, fevereiro e março), a grande quantidade de

nuvens esta associada a correntes de ar ascendente que descem em grande parte sobre o NEB, inibindo a formação local de nuvens. Perturbações vindas do oceano Atlântico Tropical, associadas à ZCIT ou na forma de ondas do leste, alteram as condições de tempo nas regiões Norte e Nordeste. Na Amazônia, o ar que vem do oceano Atlântico passa por vários ciclos de formação de nuvens e chuva, num processo de reciclagem que mantém o ar úmido no seu trajeto para o sul. Este escoamento para sul promove uma conexão aérea entre o ciclo hidrológico da bacia Amazônica e o da bacia dos rios Paraná e Prata.

Na região central do Brasil e na região sudeste, há estações seca e chuvosa bem definida. A estação chuvosa tem um regime do tipo monção, com períodos chuvosos em que domina a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), e períodos secos em que o regime de chuvas é mais localizado. Na região Sul, o regime de chuvas é dominado por frentes frias o ano inteiro, por ciclones extratropicais que por ali passam, e por Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs). Os SCMs ocorrem em todas as regiões do país. Tratam-se de aglomerados de tempestades que se auto-organizam em sistemas que se movimentam por diversas horas, provocando chuvas intensas, ventos fortes e, muitas vezes, queda de granizo. Na costa norte-nordeste, adotam a forma de Linhas de Instabilidade (LIs), que se desenvolvem sob a influência da brisa marítima; no Centro-Oeste e Sudeste apresentam, em geral, forte interação com a topografia e são particularmente frequentes no Sul do País.

2.4.1. Variabilidade Sazonal de Precipitação

O sistema mais importante gerador de precipitação sobre a região equatorial dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, assim como áreas continentais adjacentes é a Zona de Convergência Tropical (ZCIT). A influência que a ZCIT exerce sobre as precipitações observadas no continente foi mostrada por Hastenrath e Heller (1977), Citeu et al. (1988a) entre outros.

O nordeste possui duas estações distintas: a estação de chuva e a estação seca (Albuquerque et.al, 2009). A estação de chuva concentra-se entre dezembro e julho, quando a ZCIT migra sazonalmente de sua posição mais ao norte (em torno de 14°N) para a posição mais ao Sul (em torno de 3°S), durante março - abril.

Essa migração sazonal da ZCIT, associada aos fatores que causam o fortalecimento ou enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste e sudeste, tem papel importante na determinação da estação chuvosa do norte da região Nordeste. Cohen (1989) observou que o deslocamento latitudinal da ZCIT, é acompanhada pelas LIs ao longo do ano. Na estação seca há um predomínio de altas pressões atmosféricas e quase uma total ausência de fenômenos atmosféricos causadores de precipitação.

Na bacia da Prata os principais sistemas causadores de chuva são a presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e o Jato de Baixos Níveis da América do Sul (SALLJ). O ciclo anual é bem definido, sendo estes mais intensos na primavera (setembro-dezembro) e no outono (março-junho) (Texeira, 2007).

Na Amazônia, a radiação solar é intensa durante todo o ano, propiciando altas temperaturas, contribuindo para a evaporação, que gera umidade e precipitação elevada. Um anticiclone (centro de altas pressões) que ocorre na alta troposfera sobre a América do Sul durante o verão, denominado Alta Bolívia, associado com atividade convectiva, é também responsável por condições climáticas na região (Marengo e Nobre 1998). Nos meses de dezembro, janeiro, fevereiro e março, há incursões de ar tropical úmido da Amazônia para o sul, quando ocorrem os máximos de precipitação, sendo o início na primavera. No inverno (junho - agosto) o ar seco e frio do sul pode penetrar na Amazônia central.

Já para a região central que vai desde o oeste até a foz do Amazonas os máximos de chuva ocorrem no outono. Para o extremo norte o máximo de chuvas ocorre no inverno, época responsável pela estação seca nas regiões Central e Sul da Amazônia. Os trimestres mais secos na região Norte mudam progressivamente de setembro – outubro - novembro no extremo norte, para agosto – setembro - outubro, numa longa faixa latitudinal desde o oeste da região Nordeste; para julho – agosto - setembro no vale da bacia Amazônica, sobretudo a oeste, e para junho/julho - agosto na parte sul.

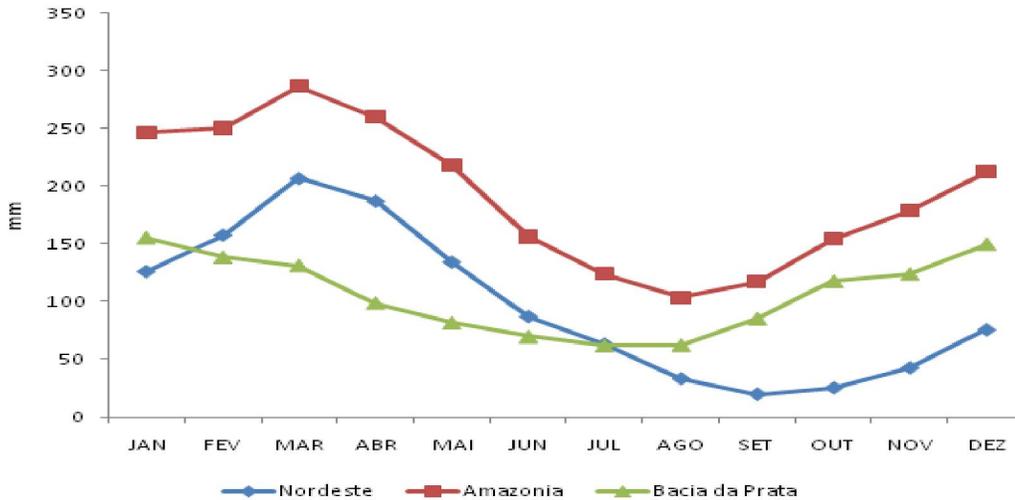


Figura 3 – Climatologia média de precipitação nas regiões de estudo durante o século XX. Dados obtidos do CRU/NOAA.

2.4.2. Variabilidade Interanual de Precipitação

Uma grande parte da variabilidade interanual do clima sobre a América do Sul é modulada pelo fenômeno El Niño – Oscilação Sul (ENSO) sobre o Pacífico equatorial e pelo gradiente meridional de anomalias de temperatura de superfície do mar (TSM) sobre o Atlântico tropical. A combinação das circulações atmosféricas anômalas induzidas pelas distribuições espaciais de TSM sobre os Oceanos Pacífico equatorial e Atlântico tropical afeta o posicionamento latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico, influenciando a distribuição da precipitação sobre a bacia do Atlântico e norte da América do Sul. Apesar da variabilidade interanual das TSM e ventos sobre o Atlântico tropical ser significativamente menor do que aquela observada sobre o Pacífico equatorial, essa variabilidade exerce profunda influência na variabilidade climática sobre algumas regiões do Brasil. Segundo Molion (1987); e Marengo, (1992) estas variações influenciam as regiões do centro e o leste da Amazônia. Outras áreas influenciadas são o Nordeste (Namias, 1972b; Hastenrath e Heller 1977) e o extremo Sul do Brasil (Díaz et al, 1998).

A estrutura norte – sul das anomalias de TSM observadas no Atlântico é conhecido como o Dipolo do Atlântico tropical (Moura e Shukla, 1981; Nobre e Shukla, 1996).

2.4.2.1. El Niño e La Niña – Oscilação Sul

A interação entre a superfície dos oceanos e a baixa atmosfera adjacente, é determinante no comportamento do clima e alterações destes processos podem afetar o clima regional e global. El Niño (La Niña) é um fenômeno atmosférico-oceânico caracterizado pelo aquecimento (esfriamento) anormal das águas superficiais no Pacífico Tropical. Em anos normais, observa-se a célula de Walker de circulação atmosférica caracterizada por movimentos ascendentes no Pacífico Central/Ocidental e movimentos descendentes no oeste da América do sul, com ventos superficiais de leste para oeste, alísios, e de oeste para leste nos altos níveis da troposfera. Em anos característicos do El Niño há a bifurcação da célula de Walker e os ventos alísios tendem a enfraquecer podendo ter seu sentido invertido; enquanto que em anos característicos de La Niña verifica-se um alongamento da célula de Walker, com os ventos alísios tornando-se mais intensos.

De acordo com Haylock et al (2006), alterações nas condições do fenômeno do El Niño/Oscilação Sul entre 1960 e 2000, indicadas por condições mais negativas do Índice de Oscilação Sul (IOS), tiveram papel importante nas mudanças detectadas nas séries temporais de precipitação.

A Oscilação Sul foi observada primeiramente por Sir Gilbert Walker em 1924, que notou a alternância das condições de pressão atmosférica ao nível médio do mar entre as localidades de Darwin, Austrália (12°S e 130°E) e do Tahiti (17°S e 150°W). O Índice da Oscilação Sul (IOS) é uma medida da diferença de pressão no nível médio do mar entre essas duas regiões. Valores negativos do IOS caracterizam eventos de El Niño, ao passo que valores positivos caracterizam episódios de La Niña.

Diversos trabalhos tais como Ropelewski e Halpert (1987 e 1989), Mello et al. (1999a e 1999b) Cunha et al. (1999 e 2001) e Minuzzi et al. (2007) procuraram relacionar o fenômeno ENSO à variabilidade temporal de elementos meteorológicos, utilizando o IOS como indicador da magnitude desse fenômeno.

A fim de monitorar as variações de temperatura no Oceano Pacífico, cientistas costumam usar vários índices de El Niño. Estes índices referem-se à diferença da média de longo prazo da temperatura da superfície do mar em várias regiões localizadas ao longo do Pacífico Tropical. Estas regiões são chamadas NIÑO1 e NIÑO2 (localizadas na costa sul-americana), NIÑO3 e NIÑO4 (localizadas no Pacífico equatorial, oriental e central) e o NIÑO3.4 (que se sobrepõe parcialmente os NIÑO3 e NIÑO4).

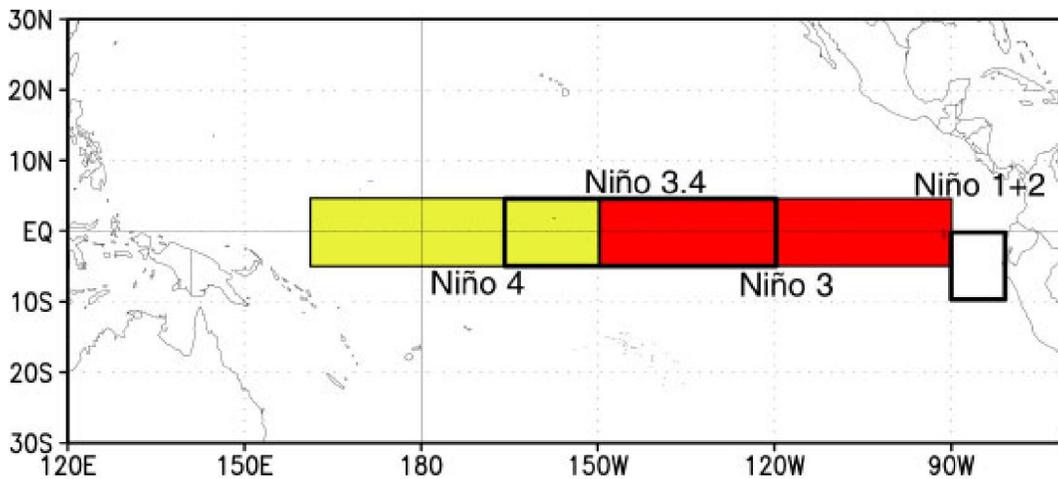


Figura 4 – Regiões de influência do El Niño no Oceano Pacífico Tropical. Fonte: <http://oceanworld.tamu.edu/resources/oceanography-book/equatorialcurrents.htm>

2.4.2.2. Dipolo do Atlântico – Gradiente Meridional

O padrão do dipolo do Atlântico propicia a ocorrência de gradientes meridionais de anomalias de TSM, as quais afetam fortemente a posição latitudinal da ZCIT, modulando a distribuição sazonal de precipitação sobre o Atlântico equatorial, parte norte do nordeste até a parte central da Amazônia (Moura e Shukla, 1981; Nobre e Shukla, 1996; Marengo e Hastenrath, 1993). Em anos nos quais a TSM sobre o Atlântico tropical sul (entre a linha do Equador e 15°S) está mais alta no período março – abril – maio e o Atlântico tropical norte (entre 12°N e 20°N) está menos aquecido do que a média, há formação de um gradiente meridional de anomalias de TSM no sentido de norte para sul. Nessa situação, observa-se, simultaneamente, pressão no nível do mar (PNM) mais baixa do que a média sobre o Atlântico sul e mais alta do que a média sobre o Atlântico norte, os alísios de sudeste mais fracos do que a média e os alísios de nordeste mais intensos do que a média, o eixo de baixa pressão à superfície e confluência dos ventos alísios deslocados para o sul, relativamente ao seu posicionamento médio, e totais pluviométricos acima da média sobre o norte do Nordeste (Hastenrath e Heller, 1977).

2.4.3. Variabilidade Decadal de Precipitação

Estudos recentes demonstram a existência de modos de variabilidade de baixa frequência, com escalas de décadas a multidecadais. Esses modos de variabilidade

ocorrem no Pacífico e no Atlântico, e superpostos aos modos interanuais, como o El Niño – Oscilação Sul (ENSO), pode alterar o efeito deste em algumas regiões do globo, inclusive na América do Sul (Andreoli e Kayano 2004). Pelas limitações na cobertura espacial, na duração das séries de dados e no desempenho dos modelos numéricos, o entendimento dessa variabilidade é ainda um processo em andamento. Mudanças de regime climático no Atlântico Norte foram documentadas por Folland e Parker (1990) que encontraram anomalias de TSM com maiores magnitudes e mais coerência durante 1977-1986 do que em outras décadas a partir de 1947.

Andreoli e Kayano (2004) documentaram flutuações de anomalias da TSM no Atlântico Tropical Norte e no Atlântico Tropical Sul, como parte de dois modos decadais de periodicidades distintas, separadas pela ZCIT (10 anos no Atlântico norte e 14 anos no sul).

Zhang et al. (1997), Mantua et al. (1997-2002) descrevem outra característica da oscilação da TSM do Oceano Pacífico similar ao ENSO, ocorrendo em escala interdecadal. A este fenômeno foi atribuído o nome de Oscilação Decadal do Pacífico (ODP).

Para a Amazônia, tem sido identificadas variações decadais e tendência nas chuvas. Chu et al., (1994), mostraram um aumento sistemático da convecção sobre o Norte da Amazônia desde 1975, que pode indicar um aumento de chuvas na região, Marengo (2004) mostra mudanças de fase em meados das décadas de 1940 e 1970. Após 1975, a Amazônia do Norte/Sul apresenta menos/mais chuva em comparação com o período antes de 1975. Esta mudança aparentemente foi associada com a fase positiva da ODP. Por outro lado o aumento da precipitação na Amazônia do sul pode ser atribuído a um aumento na atividade de perturbações extratropicais durante alguns anos de El Niño que também apresentam diferenças em função da fase da ODP (Andreoli e Kayano, 2005). Este aumento de chuva no sul da Amazônia tem um padrão similar em termos de tendência na região Sul do Brasil (Liebmann et al., 2004; Seluchi e Marengo, 2000).

2.4.3.1. Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)

A Oscilação Decadal do Pacífico é um padrão de longo prazo associado à variabilidade climática do Pacífico. O cientista Steven Hare designou o termo em 1996

ao pesquisar a conexão entre os ciclos da pesca de salmão no Alasca e o clima do maior oceano da Terra. O Oceano Pacífico ocupa 35% da superfície do planeta, portanto, as oscilações de longo tempo de cada fase da ODP apresentam um sinal predominante no clima global (Rebello, 2005). Mantua e Hare (2002), Shoshiro Minobe et al. (2004), demonstraram que no século XX as flutuações da PDO foram mais evidentes em duas periodicidades, apresentando um ciclo de 15 a 25 anos e outro de 50 a 70 anos.

A ODP apresenta duas fases: na fase negativa da PDO as características são anomalias negativas de temperatura na superfície do mar (TSM) no Pacífico Tropical e, simultaneamente anomalias positivas de TSM no Pacífico Extratropical; nesta fase a tendência é que ocorra um maior número de episódios de La Niña que tendem a ser mais intensos. Ao mesmo tempo se dá uma menor frequência de eventos do El Niño que tendem a ser curtos e rápidos. Já na fase positiva da PDO, a tendência é de maior número de episódios do El Niño que tendem a ser mais intensos. Em contrapartida, se registra um menor número de La Niñas e que tendem a ser menos expressivas.

Uma diferença importante na distribuição da TSM entre o PDO e ENSO é que os sinais da PDO são mais visíveis no Pacífico Norte com traços residuais no Pacífico tropical, enquanto no fenômeno do ENSO ocorre o oposto (Mantua et al. (1997)).

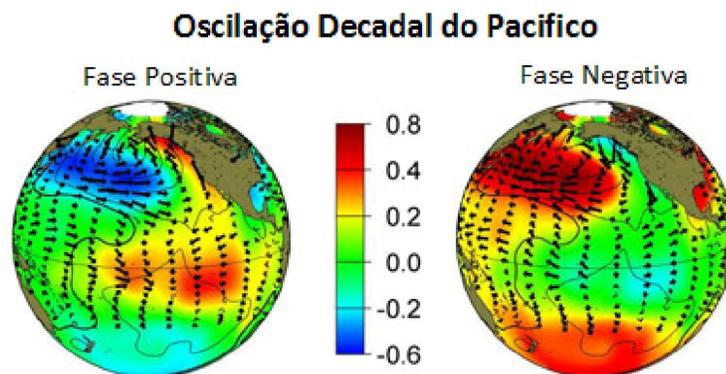


Figura 5 – Fases da Oscilação Decadal do Pacífico – Fase positiva e fase negativa. (Fonte: <http://jisao.washington.edu/pdo/>)

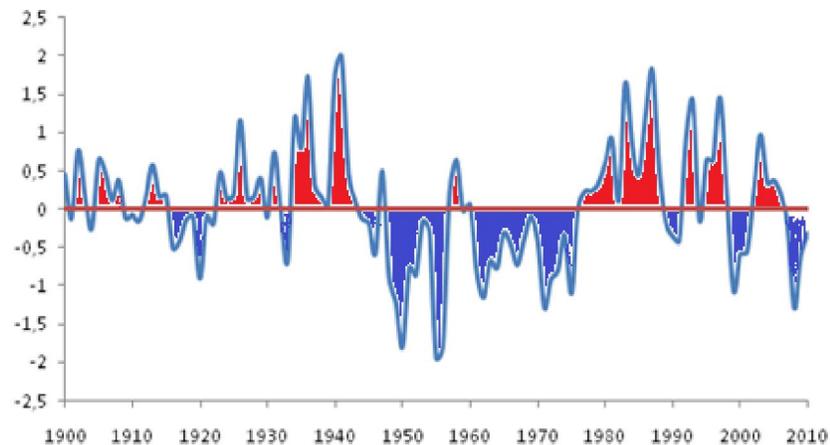


Figura 6 – Oscilação da Temperatura da Superfície do Mar do Pacífico durante 1900 – 2010. (Fonte: NOAA)

Mantua et al. (1997), utilizando dentre outros parâmetros, a TSM do Oceano Pacífico entre os anos de 1900 a 1995, define os períodos de 1900 a 1924 e 1947 a 1976 como fases frias (anomalias negativas) da ODP, e os períodos de 1925 a 1946 e 1977 a 1998 como fases quentes (anomalias positivas). Atualmente, estamos em uma fase fria que se iniciou em 1999. As influências dessa oscilação de escala interdecadal na variabilidade climática da América do Sul foram também investigadas por Andreoli e Kayano (2005) e Kayoli e Andreoli (2007). Estes trabalhos sugerem que as diferenças nos padrões de precipitação associados ao ENSO na região da América do Sul podem estar relacionadas com a ODP.

2.5. IPCC

O Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, na sigla em inglês) da ONU, foi criado em 1988 por proposta da Organização Mundial de Meteorologia (OMM) do Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente (Pnuma). A missão do Painel consiste em avaliar a informação científica disponível sobre os efeitos das mudanças climáticas, destacarem os impactos ambientais e socioeconômicos e traçar estratégias para dar respostas adequadas ao fenômeno.

Para a elaboração de suas publicações, o IPCC dispõe de três grupos de trabalho (GT-I, II e III) e de uma equipe especial para inventários nacionais de gases efeito estufa.

O GT-I avalia os aspectos científicos das mudanças climáticas, o GT-II examina a vulnerabilidade dos sistemas socioeconômicos e naturais frente ao fenômeno, e o GT-III determina as opções para limitar as emissões de gases de efeito estufa. Cada grupo de trabalho, assim como a equipe especial, possui dois presidentes, um de um país desenvolvido e outro de um país em desenvolvimento. Desde sua criação, o IPCC elaborou Relatórios de Avaliação, Relatórios Especiais, Guias de Metodologia e Documentos Técnicos.

Os trabalhos do IPCC são uma referência amplamente utilizada tanto por responsáveis pela elaboração de políticas públicas na área do meio ambiente como por cientistas, especialistas e estudantes de todo o mundo.

Os relatórios mais amplos são os de Avaliação, que constam de vários volumes e proporcionam vários dados sobre as mudanças climáticas, suas causas, efeitos e as possíveis respostas. Desde 1988 o IPCC publicou quatro relatórios de Avaliação: em 1990, 1995, 2001 e 2007.

O Primeiro Relatório de Avaliação do IPCC (FAR) foi publicado em Sundsvall (Suécia) em agosto de 1990 e confirmou cientificamente evidências que serviram de alerta para o fenômeno das mudanças climáticas.

Devido ao primeiro relatório, a Assembleia Geral das Nações Unidas decidiu preparar uma declaração de princípios que reconhece o problema e que entrou em vigor em março de 1994, chamada Convenção-Quadro sobre Mudanças Climáticas (UNFCCC, em inglês).

Esse primeiro relatório do IPCC (FAR) já refletia a necessidade de redução das emissões de CO₂ em 60% - 30% sobre os níveis de 1990 para obter a estabilização da concentração de gases efeito estufa na atmosfera, e se tornou um marco inicial para uma solução às mudanças climáticas.

O Segundo Relatório de Avaliação do IPCC (SAR) foi publicado em Roma, em dezembro de 1995. Colaboraram mais de 2000 cientistas e especialistas em sua elaboração. O documento serviu de base para a formulação, dois anos mais tarde, do Protocolo de Kioto. O segundo relatório insiste na luta contra o aquecimento da Terra; contempla a possibilidade de que se produzam “mudanças drásticas no clima” e adverte que poderiam ocorrer “riscos e surpresas” neste sentido.

O Terceiro Relatório de Avaliação do IPCC (TAR) foi publicado em Acra (Gana) em março de 2001 e representa o primeiro consenso científico global no tema, segundo o qual a ação do homem é responsável pela alteração do clima mundial e

projetava cenários alarmantes de aumento de temperatura na Terra e suas conseqüências nos mais diversos biomas.

Já o Quarto Relatório (AR4) foi publicado em Paris em fevereiro de 2007 e aumentou a confiabilidade do que fora evidenciado no relatório anterior, se beneficiando de dados disponibilizados por tecnologias ainda não acessíveis nos anos de preparação do TAR.

Os dados provenientes do IPCC são simulações de modelos globais de alguns grandes centros de meteorologia que participaram desse relatório (conforme tabela 1), a partir das próprias observações do século XX e de possíveis cenários futuros criados de emissões globais de gases de efeito estufa nos próximos séculos.

2.6. Cenários do IPCC e Modelos de Circulação Global

Para analisar o comportamento futuro do clima, o IPCC estabeleceu um conjunto de cenários, Special Report on Emission Scenarios (SRES), com diferentes simulações de emissões de gases de efeito estufa. Os SRES são constituídos dos seguintes cenários futuros de mudança climática: B1, B2, A1T, A1B, A1FI e A2 (IPCC, 2007a).

Os cenários de emissões representam uma visão possível do desenvolvimento futuro de emissões de substâncias que tem um efeito radiativo potencial (gases de efeito estufa e aerossóis), baseado numa combinação coerente e internamente consistente de suposições sobre forças controladoras, como demografia, desenvolvimento sócio econômico e mudança na tecnologia, assim como suas interações (IPCC, 2007a).

Estes cenários climáticos dependem do uso de modelos numéricos. A contínua evolução destes modelos ao longo de décadas recentes tem permitido um aumento considerável na capacidade computacional incluindo mais componentes dos processos atmosféricos, na quantidade das simulações e em resolução espacial.

A maioria dos resultados apresentados nos primeiros três relatórios eram baseados em grades de resoluções horizontal e vertical mais baixa (FAR, SAR, TAR). Já no AR4, os modelos de maior resolução utilizaram dezenas de células de grade para representar muitos locais específicos, podendo prever o clima futuro e representar as variações que vêm com a altitude na atmosfera da Terra em uma escala muito mais fina.

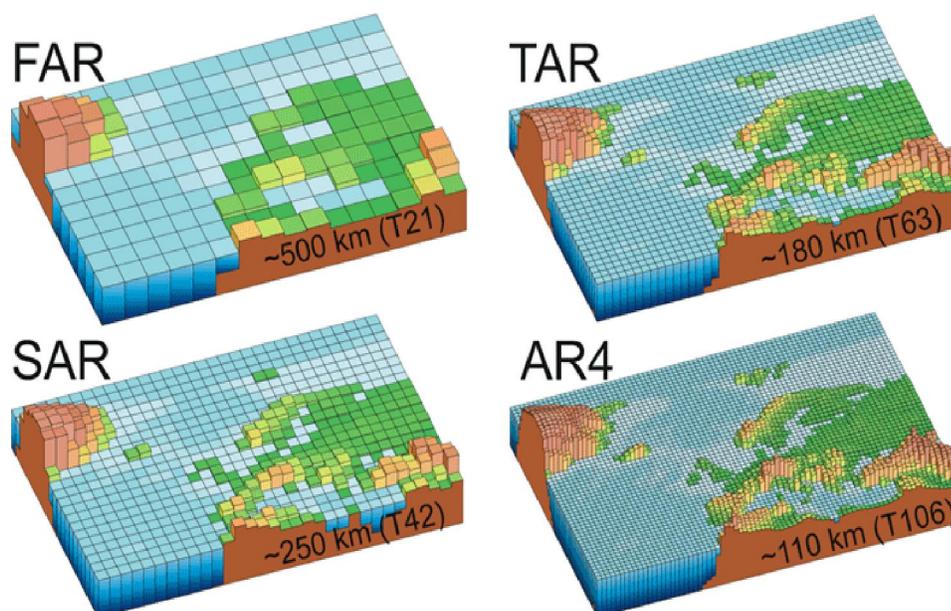


Figura 7 – Características da resolução geográfica das gerações de modelos usados nos Relatórios de Avaliação do IPCC: FAR (IPCC, 1990), SAR (IPCC, 1996), TAR (IPCC, 2001a), e AR4 (2007). Fonte: IPCC.

Há duas grandes fontes de incertezas ao utilizar estes modelos. A primeira é que não se sabe precisamente a trajetória futura das emissões dos gases de efeito estufa, que dependem de decisões humanas sobre o caminho sócio-económico-ambiental desejado e que venha a ser implementado. A segunda vem do fato de que os modelos matemáticos são representações imperfeitas da natureza e que diferentes modelos climáticos diferem substancialmente em suas projeções; não em médias globais, mas em estatística de segunda ordem e projeções regionais para o clima do futuro, dado o mesmo cenário de emissões de gases de efeito estufa. Segundo Marengo e Soares (2003) sabe-se que existe um grau de incerteza do futuro cenário climático do planeta e em particular do Brasil.

A maneira de abordar estas duas incertezas é utilizar vários cenários de gases de efeito estufa, em diferentes modelos climáticos, (NOBRE, 2005).

Os agentes forçantes radiativos das projeções dos modelos climáticos são mostrados na Tabela 2. As entradas representam: Y o agente forçante está incluído; C: forçante varia no tempo ao longo do século XX nas simulações dos modelos acoplados (20C3M) e é definida como constante ou anualmente cíclica para a integração do

cenário; E: forçante usando CO₂ equivalente e n.a. são forçantes não especificados nem no século XX nem nos cenários de integração. Os códigos numéricos indicam que os agentes forçantes estão inclusos usando os dados descritos 1: <http://www.cnrm.meteo.fr/ensembles/public/results/results.html>; 2: Boucher e Pham (2002); 3: Yukimoto et al. (2006); 4: Meehl, et al, 2006b; 5: <http://aom.giss.nasa.gov/IN/GHGA1B.LP>; e 6: http://sres.ciesin.org/final_data.html.

2.6.1. Cenário A1B do IPCC

O cenário A1 destaca um rápido crescimento econômico, na primeira metade do século XXI, com a população global atingindo um pico em meados do século e declinando em seguida, e a inserção de novas e mais eficientes tecnologias (IPCC-AR4, 2007(a)). A família A1 se divide em três grupos:

- A1F: aprimoramento da tecnologia com ênfase nos combustíveis fósseis;
- A1T: evolução da tecnologia a base de combustíveis não fósseis;
- A1B: sugere um equilíbrio entre os combustíveis fósseis e as diversas fontes de energia.

Este último sugere um pico das emissões de gases estufa na metade do século XXI, seguido por uma tendência de redução na segunda metade do século XXI.

Os dados provenientes do 4º relatório de avaliação do IPCC são simulações de modelos globais de alguns grandes centros de meteorologia que participaram desse relatório (conforme Tabela 1).

Designação do Modelo	Instituição ou Agência; País	Topo do modelo / Resolução
BCC-CM1	<i>Beijing Climate Center; China</i>	25 hPa/ T63 (1.9° x 1.9°) L16
BCCR-BCM2	<i>Bjerknes Centre for Climate Research, Universidade de Bergen; Noruega</i>	10 hPa/ T63 (1.9° x 1.9°) L31
CCCMA-CGCM3 1-T47	<i>Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis; Canadá</i>	1 hPa/ T47 (~2.8° x 2.8°) L31
CCCMA-CGCM3 1-T63	<i>Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis; Canadá</i>	1 hPa/ T63 (~1.9° x 1.9°) L31
CNRM-CM3	<i>Centre National de Recherches Meteorologiques, Meteo France; França</i>	0.05 hPa/ T63 (~1.9° x 1.9°) L45
CONS-ECHO-G	<i>Meteorological Institute of the University of Bonn (Alemanha), Institute of KMA (Coreia do Sul), and Model, and Data Group</i>	10hPa/ T30 (~3.9° x 3.9°) L19
CSIRO-MK3	<i>CSIRO; Austrália</i>	4.5 hPa/ T63 (~1.9° x 1.9°) L18
CSIRO-MK3.5	<i>CSIRO; Austrália</i>	4.5 hPa/ T63 (~1.9° x 1.9°) L18
GFDL-CM2.0	<i>Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, NOAA; Estados Unidos</i>	3 hPa/ 2.0° x 2.5° L24
GFDL-CM2.1	<i>Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, NOAA; Estados Unidos</i>	3 hPa/ 2.0° x 2.5° L24
INM-CM3.0	<i>Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Science; Rússia</i>	10 hPa/ 4° x 5° L21
INGV-SXG2005	<i>National Institute of Geophysics and Volcanology; Itália</i>	10hPa/ T106 (1,125° x1,125°)
IPSL-CM4	<i>Institut Pierre Simon Laplace (IPSL); França</i>	4 hPa/ 2.5° x 3.75° L19
LASG-FGOALS-G1.0	<i>LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, P.O. Box 9804, Beijing 100029; China</i>	2.2 hPa/ T42 (~2.8 x 2.8°) L26
MPIM-ECHAM5	<i>Max Planck Institute for Meteorology; Alemanha</i>	10 hPa/ T63 (~1.9° x 1.9°) L31
MRI-CGCM2.3.2	<i>Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency; Japão</i>	0.4 hPa/ T42 (~2.8° x 2.8°) L30
NASA-GISS-AOM	<i>Nasa Goddard Institute for Space Studies (NASA/GISS); Estados Unidos</i>	10hPa/ 3° x 4° L12
NASA-GISS-EH	<i>Nasa Goddard Institute for Space Studies (NASA/GISS); Estados Unidos</i>	0.1 hPa/ 4° x 5° L20
NASA-GISS-ER	<i>Nasa Goddard Institute for Space Studies (NASA/GISS); Estados Unidos</i>	0.1 hPa/ 4° x 5° L20
NCAR-CCSM3	<i>National Center for Atmospheric Research (NCAR); Estados Unidos</i>	2.2 hPa/ T85 (1.4° x 1.4°) L26
NCAR-PCM	<i>National Center for Atmospheric Research (NCAR), NSF, DOE, NASA, e NOAA; Estados Unidos</i>	2.2 hPa/ T42 (~2.8° x 2.8°) L26
NIES-MIROC3.2-HI	<i>CCSR/ NIES/ FRCGC; Japão</i>	40 km T 106 (~1.1° x 1.1°) L56
NIES-MIROC3.2-MED	<i>CCSR/ NIES/ FRCGC; Japão</i>	30 km T42 (~2.8° x 2.8°) L20
UKMO-HADCM3	<i>Hadley Centre for Climatic Prediction and Research, Met Office; Reino Unido</i>	5 hPa/ 2.5° x 3.75° L19
UKMO-HADGEM1	<i>Hadley Centre for Climatic Prediction and Research, Met Office; Reino Unido</i>	39.2 km/ ~1.3° x 1.9° L38

Tabela 1 – Modelos globais do IPCC

Tabela 2 - Agentes Forçantes Radiativos considerados pelos modelos do IPCC para as projeções climáticas.

Modelos	Gases Efeito Estufa						Aerossóis									Outros	
	CO2	CH4	N2O	OZ. ESTR	OZ. TROP	CFCs	SO4	Urbano	Carbono	Nitrato	1° Ind.	2° Ind.	Pó	Vulcânico	Sal/Mar	Uso/Terra	Solar
BCC-CM1	Y	Y	Y	Y	C	4	4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C	n.a.	C	C
BCCR-BCM2.0	1	1	1	C	C	1	2	C	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C	n.a.	C	C	C
CCSM3	4	4	4	4	4	4	4	n.a.	4	4	n.a.	n.a.	Y	C	Y	n.a.	C
CGCM3.1(T47)	Y	Y	Y	C	C	Y	2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C	C	C	C	C
CGCM3.1(T63)	Y	Y	Y	C	C	Y	2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C	C	C	C	C
CNRM-CM3	1	1	1	Y	Y	1	2	C	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C	n.a.	C	n.a.	n.a.
CSIRO-MK3.0	Y	E	E	Y	Y	E	Y	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
ECHAM5/MPI-OM	1	1	1	Y	C	1	2	n.a.	n.a.	n.a.	Y	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
ECHO-G	1	1	1	C	Y	1	6	n.a.	n.a.	n.a.	Y	n.a.	n.a.	C	n.a.	n.a.	C
FGOALS-g1.0	4	4	4	C	C	4	4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C
GFDL-CM2.0	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	Y	Y	n.a.	n.a.	C	C	C	C	C
GFDL-CM2.1	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	Y	Y	n.a.	n.a.	C	C	C	C	C
GISS-AOM	5	5	5	C	C	5	2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	Y	n.a.	n.a.
GISS-EH	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	Y	Y	n.a.	Y	C	Y	C	Y	Y
GISS-ER	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	Y	Y	n.a.	Y	C	Y	C	Y	Y
INM-CM3.0	4	4	4	C	C	n.a.	4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C	n.a.	n.a.	C
IPSL-CM4	1	1	1	n.a.	n.a.	1	2	n.a.	n.a.	n.a.	Y	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
MIROC3.2(H)	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	Y	Y	Y	Y	Y	C	Y	C	C
MIROC3.2(M)	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	Y	Y	Y	Y	Y	C	Y	C	C
MRI-CGCM2.3.2	3	3	3	C	C	3	3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C	n.a.	n.a.	C
PCM	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	C	n.a.	n.a.	C

UKMO-HadCM3	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	n.a.	n.a.	Y	n.a.	n.a.	C	n.a.	n.a.	C
UKMO-HadGEM1	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	n.a.	Y	Y	n.a.	Y	n.a.	C	Y	Y	C

2.7. Mudanças Climáticas na região de Estudo: Nordeste do Brasil, Amazônia e Bacia da Prata

Atualmente, a atividade industrial afeta o clima terrestre em sua variação natural, sendo um fator determinante no aquecimento. O IPCC-AR4 através dos modelos globais apresenta para o Brasil, ainda com algum grau de incerteza em algumas variáveis climatológicas e em algumas regiões, possíveis mudanças de clima, em especial nos extremos climáticos como ondas de calor, ondas de frio, chuvas intensas, enchentes e secas mais intensas entre outros. Estes fenômenos são atribuídos a fatores como: variabilidade natural do clima, mudanças no uso da terra (desmatamento e urbanização), aquecimento global, aumento da concentração de gases efeito estufa e aerossóis na atmosfera.

Segundo o IPCC-AR4, o Brasil é vulnerável às mudanças climáticas atuais e as que se projetam para o futuro, especialmente quanto aos extremos climáticos. As áreas mais vulneráveis compreendem a Amazônia e o Nordeste (Ambrizzi et al., 2007; Marengo et al., 2007; Obregón e Marengo, 2007).

Para o período (1979 -2005), o IPCC em relação à precipitação, as análises observacionais mostram uma tendência de aumento de até 30% por década da chuva na bacia da Prata e em algumas áreas isoladas do Nordeste. Para a Amazônia não é apresentada uma tendência clara de aumento ou redução nas chuvas, mas de variações interdecadais contrastantes entre a Amazônia do norte e do sul.

As emissões de gás carbônico e metano na atmosfera no Brasil são provenientes principalmente dos desmatamentos e queimadas da floresta tropical, porém essas alterações ainda não afetaram o regime de chuvas na região Amazônica nem reduzindo ou aumentando os valores anuais e sazonais de chuva a longo prazo (Nobre, 2005).

Em relação a valores sazonais de precipitação, a tendência de aumento de chuva no sul do Brasil é consistente durante todo o ano, embora mais acentuada nos meses de inverno e no verão. Para o Nordeste, não há tendências significativas de aumento ou redução da precipitação e na Amazônia, as tendências de chuva não são muito claras em nível regional.

CAPÍTULO 3

3. METODOLOGIA

Este capítulo apresenta as fontes de dados observacionais utilizados para as regiões de estudo, Nordeste do Brasil, bacia da Prata e Amazônia. Os modelos do IPCC-AR4 são classificados de acordo com a sua capacidade de representar os padrões de precipitação nas escalas de tempo sazonal e plurianual no século XX para as três regiões de estudo. No caso da sazonalidade e da variabilidade plurianual, é feita uma comparação com base em alguns índices estatísticos para que possam ser definidos que modelos possuem melhor desempenho nas regiões de estudo. Além disso, é apresentada a base teórica para a análise de tendência das precipitações no século XXI.

3.1. Regiões de Estudo

Selecionaram-se três regiões para o desenvolvimento do presente trabalho. A primeira região é o Nordeste do Brasil representado pela área delimitada pela grade 1, com 0° a 10°S de latitude e 33° O a 44° O de longitude e uma porção do Oceano Atlântico. A segunda é a região da Amazônia delimitada pela grade 2 com 3,5°N a 12°S de latitude 75,50 °O a 49 °O de longitude. A última região é da Bacia da Prata área delimitada pela grade com 336°S a 16,5°S de latitude e longitude 64 °O a 44 °O, conforme a Figura 8.

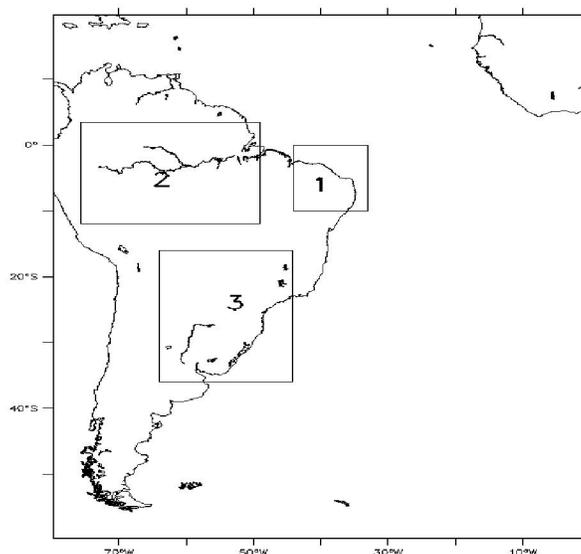


Figura 8 – América do Sul, destaque para as grades 1, 2 e 3. Estas representam, respectivamente, o Nordeste, Amazônia e bacia da Prata. Fonte: Silveira et al. 2011.

3.2. Dados Observacionais Utilizados

A base de dados observacionais utilizada para verificar a destreza dos modelos do IPCC para as regiões de estudo é proveniente da University of East Anglia/Climate Research Unit (CRU) (New et. al, 1999 e New et. al, 2001) (<http://badc.nerc.ac.uk/data/cru/>), enquanto sobre o oceano são usadas as reanálises 20th Century Reanalysis V2 (Compo, 2004; Whitaker, 2006), fornecidas pelo National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) a partir do site <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

O conjunto de dados utilizados consiste em séries temporais de precipitação obtidas por meio dos registros mensais medidos em milímetros (mm), desde janeiro de 1901 a dezembro de 1999, com resolução de 0,5 grau para o continente (CRU TS 3.0) e 2,0 graus para o oceano (20th Century Reanalysis V2) conforme o trabalho de Silveira et al. (2011).

3.3. Incertezas Associadas aos Dados Observados - CRU

A exigência da resolução espacial e temporal ao conjunto de dados observados para o estudo das alterações climáticas tem motivado uma demanda por um conjunto de

dados de grades mensais que sejam contínuas sobre o domínio de interesse (New et al. 1999).

Na construção do conjunto de dados do CRU para o período (1901-1996) das grades mensais (0.58 lat-long) usou-se uma abordagem de “anomalias” para tentar maximizar os dados espaciais e temporais disponíveis (1961-1990); logo são combinadas com a climatologia mensal média de alta resolução para chegar à estimação do clima médio mensal. Este conjunto de dados compreende um conjunto de alguns elementos climáticos entre eles temperatura, pressão de vapor, temperatura média, esta cobertura se estende por todas as áreas da Terra a exceção da Antártida. O conjunto de anomalias é comparado com os dados disponíveis de estações sobre algumas regiões. As vantagens destes dados são a resolução espacial e temporal maior e engloba um conjunto mais extenso de variáveis climáticas que outros dados disponíveis.

As principais fontes de erro no conjunto de dados na grade são instrumentais, de interpolação ou de cobertura da estação climatológica (Hulme et al., 1999).

3.4. Avaliação Geral dos Modelos do IPCC-AR4

Para a avaliação geral dos modelos do IPCC-AR4, é proposto o seguinte modelo hierárquico:

$$AVAL_G = \sum_{j=1}^n \gamma_j I_j , \quad \sum_{j=1}^n \gamma_j = 1 , \quad (3.1)$$

onde I_j é o índice estatístico, γ_j é o peso atribuído a cada índice e n é o número de critérios a ser analisados.

Para nosso estudo temos dois critérios, que são: a avaliação sazonal ($AVAL_s$) e a avaliação plurianual ($AVAL_p$), com seus respectivos pesos γ_s e γ_p . Assim, de (3.1) obtemos

$$AVAL_G = \gamma_s AVAL_s + \gamma_p AVAL_p , \quad \gamma_s + \gamma_p = 1. \quad (3.2)$$

As variáveis γ_s e γ_p assumem valores entre 0 e 1, conforme equação (3.2). Para $\gamma_s = \gamma_p$, $AVAL_s$ e $AVAL_p$ exercem o mesmo efeito sobre o valor de $AVAL_G$.

Na figura 9 são mostrados os critérios de avaliação dos modelos do IPCC-AR4. A análise foi realizada para o período de 1901 a 1999.

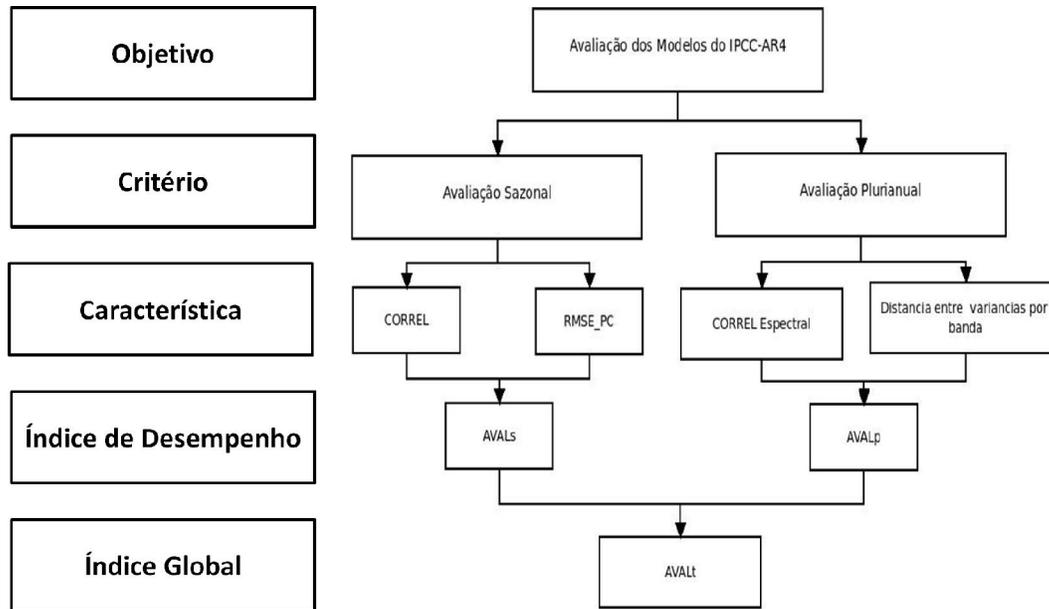


Figura 9 – Método hierárquico de avaliação dos modelos do IPCC-AR4. Adaptado de Silveira et al. 2011.

3.5. AVALIAÇÃO SAZONAL

A representação da sazonalidade é de grande relevância para a avaliação dos impactos do clima em recursos hídricos e agricultura. O início do plantio das culturas e o regime fluvial são condicionados pela distribuição temporal das chuvas. Uma má representação desta sazonalidade compromete a avaliação dos impactos das mudanças climáticas sobre estas duas importantes áreas. Adicionalmente, pode-se avaliar que os totais de precipitações mensais e sua sazonalidade são considerados como indicativo da qualidade que o modelo tem de representar os sistemas geradores de chuvas e sua ocorrência.

3.5.1. Critérios de Avaliação da Climatologia Média

Para avaliação dos modelos é calculada a climatologia mensal média sobre as regiões de estudo para todos os modelos do IPCC e as observações (CRU sobre o continente e NOAA sobre o oceano). Em seguida, é feita uma comparação com base em

alguns índices estatísticos para que possam ser definidos que modelos possuem melhor desempenho para as regiões de estudo.

As medidas estatísticas utilizadas, cujas definições estão indicadas a seguir, são: raiz do erro quadrático médio da contribuição percentual mensal em relação às chuvas anuais ($RMSE_PC$) e correlação ($CORREL$) (Wilks, 1995).

A raiz do erro quadrático médio percentual ($RMSE_PC$) é a raiz quadrada da média das diferenças individuais quadráticas entre a contribuição percentual mensal das chuvas modeladas nos totais anuais e a contribuição percentual mensal das chuvas observadas nos totais anuais e é definida pela equação (3.3):

$$RMSE_PC = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{100 \cdot P_i}{\sum_{j=1}^n P_j} - \frac{100 \cdot A_i}{\sum_{j=1}^n A_j} \right)^2} \quad (3.3)$$

onde n são os meses, P é previsão do modelo de cada mês e A a análise considerada como observação.

Valores grandes do $RMSE_PC$ representam grandes erros nos campos previstos, e valores próximos de zero indicam uma previsão quase perfeita.

A correlação (equação 3.4) pode assumir valores entre -1 e 1 que indicam, respectivamente, perfeita anticorrelação e perfeita correlação, havendo ainda a total ausência de correlação verificada com um resultado igual a zero.

$$CORREL = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} (A_i - \bar{A})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{i=n} (P_i - \bar{P})^2 \sum_{i=1}^{i=n} (A_i - \bar{A})^2}} \quad (3.4)$$

Ao final do cálculo desses dois índices é feita uma avaliação ponderada para que os modelos possam ser classificados.

Seguindo a formulação para a classificação geral dos modelos para o caso da avaliação sazonal temos:

$$AVAL_s = \alpha_c \left(\frac{CORREL - CORREL_{MIN}}{CORREL_{MAX} - CORREL_{MIN}} \right) + \alpha_r \left(\frac{RMSE_PC_{MAX} - RMSE_PC}{RMSE_PC_{MAX} - RMSE_PC_{MIN}} \right) \quad (3.5)$$

tal que

$$\alpha_c + \alpha_r = 1. \quad (3.6)$$

Sendo $CORREL_{MIN}$ a menor correlação obtida entre os modelos do IPCC e $CORREL_{MAX}$ a máxima correlação. Assim como, $RMSE_PC_{MAX}$ é o máximo erro quadrático médio percentual dos modelos do IPCC e $RMSE_PC_{MIN}$ o mínimo.

As variáveis α_c e α_r assumem valores entre 0 e 1. Para $\alpha_c > \alpha_r$, a correlação exerce maior influência na avaliação do modelo, enquanto que para $\alpha_r > \alpha_c$ o $RMSE_PC$ dos modelos possui maior peso na avaliação. Já para $\alpha_r = \alpha_c = 0,5$, as duas métricas utilizadas neste trabalho exercem o mesmo efeito sobre o valor de $AVAL_s$.

A variável $AVAL_s$ assume valores entre 0 e 1 que indicam, respectivamente, o pior entre os modelos avaliados e o melhor deles, segundo este critério.

3.5.2. Avaliação Espacial – Interpolação dos Dados

As análises do CRU ($0,5^\circ \times 0,5^\circ$) são interpoladas para grade do 20th Century Reanalysis V2 ($2^\circ \times 2^\circ$), sendo chamadas neste trabalho de análise CRU/NOAA. Em seguida, as previsões dos modelos do IPCC são interpoladas para esta grade, conforme a equação:

$$P_A = \frac{\sum_{N=1}^N W_N P_N}{\sum_{N=1}^N W_N} \quad (3.7)$$

onde P_A são as precipitações de cada ponto de grade, N é o número de ponto de grade do modelo do IPCC avaliado, P_N são as precipitações em cada ponto de grade do modelo do IPCC avaliado e W_N são os pesos de cada ponto grade do modelo do IPCC avaliado em relação ao ponto de grade da análise CRU/NOAA

A precipitação interpolada para os pontos da grade da análise CRU/NOAA constitui-se de uma média ponderada das precipitações dos pontos fornecidas pelo

modelo do IPCC em questão, segundo a equação (3.7), tal que as funções pesos W_N são dadas por:

$$W_N = \exp \left(-\sqrt{\left(\frac{X_{IPCC} - X_A}{K_X}\right)^2 + \left(\frac{Y_{IPCC} - Y_A}{K_Y}\right)^2} \right). \quad (3.8)$$

onde X_A e Y_A são as coordenadas dos pontos de grade da análise CRU/NOAA, X_{IPCC} e Y_{IPCC} são as coordenadas dos modelos do IPCC, K_X e K_Y são constantes, para as quais é atribuído o valor 1.

Após a interpolação dos valores climatológicos mensais dos modelos para a grade da análise CRU/NOAA, é analisada a habilidade dos modelos em representar o ciclo sazonal e plurianual da precipitação sobre as caixas de $2^\circ \times 2^\circ$ dessa grade.

3.6. AVALIAÇÃO PLURIANUAL

Segundo Wilks (2006), entre outros, existem duas formas fundamentais de análise de series temporais quanto à variabilidade interanual e interdecadal: análises no domínio do tempo e no domínio de frequência. A primeira busca caracterizar a série de dados considerando o mesmo domínio em que os dados foram coletados/observados. Já as análises no domínio de frequência buscam a representação da série temporal em termos da contribuição de cada escala temporal para um dado valor. Inicialmente, a transformada de ondeletas é aplicada ao conjunto de dados observados das três regiões para que fossem selecionadas as escalas de tempo interanuais e interdecadais mais representativas.

3.6.1. Transformada de Ondeletas

Este método é recomendado para o estudo de fenômenos transientes, espacialmente heterogêneos e que atuam simultaneamente em várias escalas do escoamento (Weng e Lau, 1994; Torrence e Compo, 1998).

Matematicamente, a transformada contínua de ondeleta da função $f(t)$ é definida por

$$(W_\psi f)(a,b) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \psi_{a,b}(t) dt \quad (3.9)$$

onde a é a escala e b é a posição $a, b \in \mathbb{R}$, com $a \neq 0$, e

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right), a \in \mathbb{R}^+ \text{ e } b \in \mathbb{R} \quad (3.10)$$

Aqui, as funções $\psi_{a,b}$ são chamadas ondeletas filhas, e são geradas a partir de dilatações e translações de uma ondeleta - mãe $\psi(t)$.

Na equação (3.10), o termo em denominador \sqrt{a} corresponde a um fator de normalização da energia de cada ondeleta de forma a manter a mesma energia da ondeleta - mãe e assim garantir que a ondeleta seja comparada em cada escala “a” com as outras.

Para nosso estudo a função ondeleta - mãe $\psi(t)$ escolhida é a ondeleta de Morlet. Esta função pertence ao conjunto de funções quadraticamente integráveis definidas em um intervalo real, ou seja, deve apresentar energia finita. Esta ondeleta é complexa e possui características semelhantes àquelas do sinal meteorológico analisado, tais como simetria ou assimetria, variação temporal brusca ou suave (VITORINO, 2003; SCHNEIDER, 2004). Segundo a literatura, este é um critério para escolha da função ondeleta (WENG e LAU, 1994). A função de Morlet é dada pela seguinte expressão:

$$\psi(t) = e^{iw_0 t} e^{-\eta^2/2} \quad (3.11)$$

onde w_0 é uma frequência não dimensional, que neste trabalho será escolhida igual a 6, $\eta = t/s$, t é o tempo e s é a escala da ondeleta. A ondeleta dada em (3.11) admite uma representação gráfica de seguinte forma:

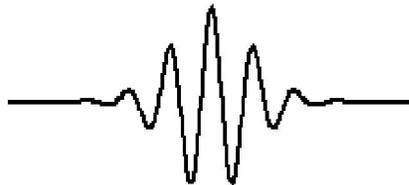


Figura 10 – Parte real da função Morlet para $w_0 = 8$ (Fonte: Torrence & Compo; A practical guide to wavelet analysis, 1998).

A função ondeleta de Morlet obedece as seguintes propriedades:

P1) Para ser dita ondeleta:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \psi(t) dt = 0. \quad (3.12)$$

Isso garante que a função ondeleta tem uma forma do tipo onda (condição de admissibilidade).

P2) A função ondeleta deve ter energia unitária, isto é,

$$\int_{-\infty}^{\infty} |\psi(t)|^2 dt = 1. \quad (3.13)$$

Isso garante um decaimento rápido de amplitude, garantindo a localização espacial.

No nosso estudo aplicaremos a transformada de ondeleta para funções que dependem do parâmetro tempo (séries temporais). Fazemos isto com o objetivo de identificar os períodos (bandas) de maior variabilidade da série temporal. Os coeficientes ondeleta (coeficientes da transformada ondeleta) das escalas maiores estão associados a ondeletas mais dilatadas e, escalas menores, a ondeletas mais comprimidas. Assim, as características mais visíveis de baixa e alta frequência da série estão sendo medidas pelos coeficientes ondeletas.

3.6.1.1. Espectro de Energia de Ondeleta

Pelo fato da função Morlet ser complexa, a transformada de ondeleta ($W_{\psi}f$) também é complexa. A transformada pode então ser dividida em parte real $Re\{W_{\psi}f\}$ e imaginária $Im\{W_{\psi}f\}$. Assim podemos definir:

$$\text{Amplitude: } |W_{\psi}f| = \sqrt{(Re\{W_{\psi}f\})^2 + (Im\{W_{\psi}f\})^2}$$

Logo se define o espectro de ondeleta como $|W_{\psi}f|^2$. O espectro tem como função a visualização da distribuição da energia da série. O espectro expressa potência por cada unidade de tempo.

3.6.1.2. Espectro de Energia Global - EEG

O espectro de energia global de ondeletas determina os períodos de maior variabilidade na energia de uma série temporal.

O EEG é definido por

$$V_{\psi}(f) = \int_{-\infty}^{\infty} |W_{\psi}f|^2 dt \quad (3.14)$$

No espectro de energia global é possível identificar exatamente as bandas (frequências) características presentes na série analisada. Esta representação possui um caráter muito vantajoso e utilitário que é a localização no tempo da variabilidade da energia de uma série temporal.

O algoritmo usado nesse estudo foi o desenvolvido por Torrence e Compo (1998), utilizando o software MATLAB.

3.6.1.3. Decomposição de Séries Temporais por Ondeletas

A transformada contínua de ondeletas envolve um número muito grande de escalas que gera uma quantidade enorme de dados. Uma estratégia computacional eficiente é a escolha de apenas um subconjunto de escalas e posições para os quais os coeficientes da transformada de ondeletas devem ser calculados. Adotando-se essa estratégia, a transformada de ondeletas deixa de ser contínua para ser discreta. Um dos esquemas de transformação discreta de ondeletas (TDO) opera com escalas e posição baseadas em potências de 2 (filtragem de dados).

A TDO divide o sinal analisado S (série temporal) em componentes de alta escala e baixa escala correspondentes a conteúdos de baixa e alta frequência do sinal. A série original (S) é decomposto por dois filtros complementares que reduz a taxa de

amostragem (*downsampling*) na mesma proporção que o número de decomposições. A TDO produz na série S , componentes cD (detalhes) que consistem basicamente de ruído e cA (aproximações) que são as bandas presentes do sinal. O processo pode ser repetido, sempre atuando sobre as ambas componentes.

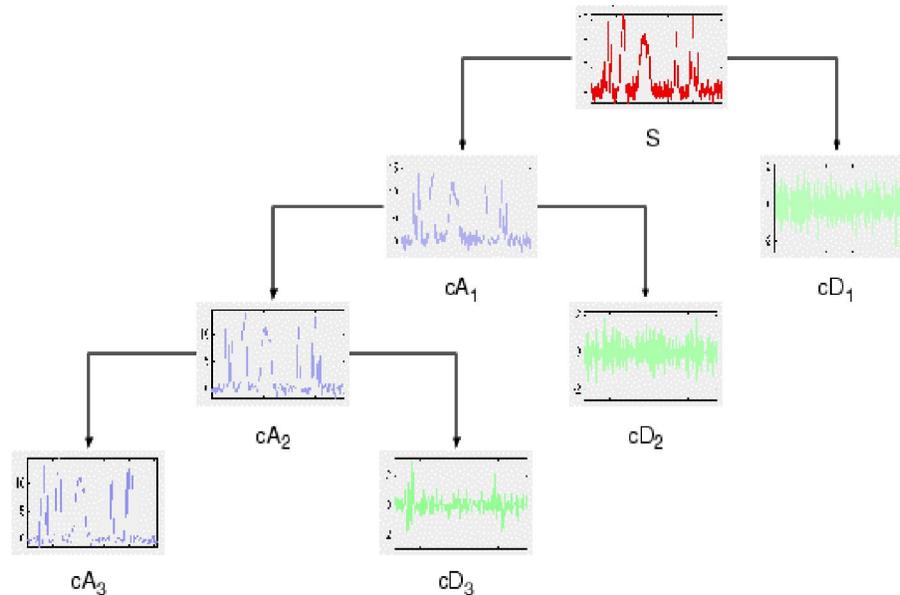


Figura 11 - Árvore de decomposição por ondeletas.

Este análise permite que a série S seja representada como uma soma das componentes cA_1 , cA_2 , cA_3 e o ruído (cD_1 , cD_2 , cD_3). Para o caso da série observada de precipitação nas três regiões avaliadas ela será representada pela soma das bandas características no século XX e o resíduo (ruído).

3.6.2. Critérios de Avaliação do Desempenho dos Modelos quanto à Variabilidade Plurianual

Utilizou-se como critério de avaliação a representação da série de dados observacionais de 1901 a 1999 da precipitação, através do espectro de energia global considerando que os totais de precipitação anuais e sua variabilidade interanual e interdecadal são considerados como indicativo da habilidade do modelo em representar os sistemas geradores de chuvas e sua ocorrência.

Para avaliação dos modelos é calculada o espectro de energia global sobre as regiões de estudo para todas as rodadas dos modelos do IPCC e as observações. Em seguida, é feita uma comparação com base em alguns índices estatísticos para que possam ser definidos que modelos possuem melhor desempenho para a região de estudo.

A medida estatística utilizada, cuja definição está indicada a seguir, é a correlação (CORREL) (Wilks, 1995) e a distância euclidiana (DIST).

DIST indica o porcentual de quão próximo se encontram as variâncias das rodadas dos modelos das variâncias dos dados observados para cada banda e é definida pela equação:

$$DIST^2 = \sum_{i=1}^3 (Var_{BANDAobs} - Var_{BANDAmo})^2 \quad (3.15)$$

onde i é o número de bandas avaliado, $Var_{BANDAobs}$ é a variância por banda da série observada e $Var_{BANDAmo}$ é a variância da banda das rodadas dos modelos. Valores grandes de DIST indicam uma distância maior entre as variâncias das modelos quanto à variância da série observada das três bandas avaliadas.

A correlação (equação 3.16) pode assumir valores entre -1 e 1 que indicam, respectivamente, perfeita anticorrelação e perfeita correlação, havendo ainda a total ausência de correlação verificada com um resultado igual a zero. Este índice tem a capacidade de detectar correspondência de fase entre as séries, sendo, por construção, insensível a erros de viés.

$$CORREL = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} (A_i - \bar{A})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{i=n} (P_i - \bar{P})^2 \sum_{i=1}^{i=n} (A_i - \bar{A})^2}} \quad (3.16)$$

onde n são os anos, P é a previsão espectral de cada ano e A a análise espectral considerada como observação.

Ao final do cálculo desses dois índices é feita uma avaliação ponderada seguindo a formulação da avaliação geral (equação 3.1) para que os modelos possam ser classificados, dada por:

$$AVAL_P = \beta_C \left(\frac{CORREL - CORREL_{MIN}}{CORREL_{MAX} - CORREL_{MIN}} \right) + \beta_r \left(\frac{DIST_{MAX} - DIST}{DIST_{MAX} - DIST_{MIN}} \right) \quad (3.17)$$

tal que

$$\beta_c + \beta_r = 1 \quad (3.18)$$

Sendo, $CORREL_{MIN}$ a menor correlação obtida entre os modelos do IPCC e $CORREL_{MAX}$ a máxima correlação. Assim como, $DIST_{MAX}$ é a máxima distância das variabilidades por bandas das rodadas dos modelos e $DIST_{MIN}$ o mínimo.

As variáveis β_c e β_r assumem valores entre 0 e 1 (conforme equação 3.18). Para valores $\beta_c > \beta_r$, a correlação exerce maior influência na avaliação do modelo, enquanto que para $\beta_c < \beta_r$ a distância entre as variabilidades dos modelos possui maior peso na avaliação. Já para $\beta_c = \beta_r = 0,5$, as duas métricas utilizadas neste trabalho exercem o mesmo efeito sobre o valor de $AVAL_p$. A variável $AVAL_p$ assume valores entre 0 e 1 que indicam, respectivamente, o pior entre os modelos avaliados e o melhor deles, segundo este critério.

3.7. Projeções para o século XXI - Cenário A1B

Os modelos climáticos referenciados pelo IPCC-AR4 projetam que as temperaturas globais de superfície provavelmente aumentarão no intervalo entre 1,1 e 6,4 °C entre 1990 e 2100. A variação dos valores reflete do uso de diferentes cenários de futura emissão de gases estufa e resultados de modelos com diferenças na sensibilidade climática. Para o presente trabalho será considerado o cenário A1B, cenário intermediário de emissões de gases efeito estufa.

3.7.1. Cálculo das Anomalias Sazonais

Nas regiões do Nordeste, bacia da Prata e Amazônia, são consideradas as projeções fornecidas pelos modelos globais do IPCC para o cenário A1B nos períodos de 2010 a 2039, 2040 a 2069 e 2070 a 2099. Em seguida é feita uma comparação relativa à representação dos modelos para o cenário 20C3M (este cenário indica como os modelos do IPCC representam os padrões de variação do século XX) no período de 1901 a 1999, para a identificação de anomalias da contribuição da precipitação mensal no total anual nas regiões de estudo.

É calculado a climatologia dos respectivos cenários (20C3M, A1B) e períodos (2010-2039, 2040-2069, 2070-2099), logo é calculado o aumento absoluto de precipitação (em mm) e o percentual mensal na climatologia do cenário A1B em relação à climatologia do cenário 20C3M, dado pelas equações 3.19 e 3.20, respectivamente:

$$A^i = P_{A1B}^i - P_{20C3M}^i \quad (3.19)$$

$$A_{\%}^i = \left(\frac{P_{A1B}^i - P_{20C3M}^i}{P_{20C3M}^i} \right) \cdot 100 \quad (3.20)$$

Onde P_{A1B}^i é a precipitação do cenário A1B para o mês i , P_{20C3M}^i a precipitação do cenário 20C3M para o mês i .

3.7.2. Análise de Tendências quanto à Variabilidade Plurianual

Os dados dos modelos do IPCC-AR4 para a análise de tendência são padronizados para que todos os modelos possuam a mesma escala.

As metodologias de avaliação de tendência/variabilidade podem ser divididas em dois tipos quanto à sua abordagem: Métodos Clássicos e Métodos Modernos.

Neste trabalho foram utilizados os métodos clássicos de Mann Kendall Sen, Média Móvel, Mediana Móvel e Regressão Linear, dentre os métodos modernos, utilizou-se a análise de ondeletas.

3.7.2.1. Padronização das Precipitações Anuais

Para analisar a tendência do século XXI as séries de precipitações anuais do cenário A1B foram padronizadas com base nas características da série do cenário 20C3M de 1901 a 1999. Essa padronização segue a equação 3.21:

$$Z = \frac{X_{A1B}^i - \bar{X}_{20C3M}}{\sigma_{20C3M}} \quad (3.21)$$

Onde Z é a precipitação do cenário A1B padronizada, X_{A1B}^i a precipitação anual do cenário A1B para um ano i , \bar{X}_{20C3M} a precipitação anual média do cenário 20C3M na

série de 1901 a 1999 e σ_{20C3M} o desvio padrão da série de precipitações anuais do cenário 20C3M.

Após essa padronização são calculadas as seguintes medidas de tendência: média móvel de 10 anos, mediana móvel de 10 anos, regressão linear, e Mann Kendall Sen e transformada de ondeletas.

3.7.2.2. Métodos Clássicos – Média, Mediana, regressão linear, Mann Kendall Sen

Nos testes de tendência, segundo Xu et al. (2003), a hipótese nula H_0 ocorre na ausência de tendência na série histórica. Já a hipótese não nula (H_1) ocorre quando existe uma tendência na série.

Os testes estatísticos podem ser classificados em paramétricos e não paramétricos (Naghettini & Pinto, 2007). Os testes paramétricos se baseiam na hipótese de que os dados amostrais foram obtidos a partir de uma população cuja distribuição seja conhecida ou previamente especificada. Já os testes não-paramétricos não necessitam da especificação do modelo distributivo da população, sendo formulados com base nas características da amostra. Segundo Xu et al. (2003), os testes não-paramétricos são mais robustos.

Ainda segundo Xu et al (2003), a utilização de testes paramétricos e não-paramétricos dependem das características dos dados em que se está trabalhando.

A média é uma medida de tendência central, definida pela equação 3.22 (WALPOLE et al, 2007):

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{n} = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_n}{n} \quad (3.22)$$

considerando uma amostra x_1, x_2, \dots, x_n e n o tamanho da amostra.

Assim como a média, a mediana também é uma medida de tendência central. Diferentemente da média, a mediana é pouca influenciada pelos valores extremos (*outliers*). Supondo que dos dados da amostra sejam x_1, x_2, \dots, x_n , arranjados em ordem crescente de magnitude, e n é o tamanho da amostra. A mediana da amostra será (WALPOLE et al, 2007):

$$\tilde{x} = \begin{cases} x_{\frac{(n+1)}{2}} & \text{se } n \text{ for ímpar.} \\ \frac{1}{2}(x_{\frac{n}{2}} + x_{\frac{n}{2}+1}) & \text{se } n \text{ por par.} \end{cases} \quad (3.23)$$

O modelo de regressão linear é dado pela seguinte equação (Helsel & Hirsch, 2002):

$$\begin{aligned} y_i &= \beta_0 + \beta_1 x_i + \varepsilon_i \\ i &= 1, 2, 3, \dots, n \end{aligned} \quad (3.24)$$

Onde:

y_i é a i -ésima observação da variável dependente;

x_i é a i -ésima observação da variável independente;

β_0 é a interceptador;

β_1 é a inclinação;

ε_i é o erro aleatório ou residual para a i -ésima observação;

n é o tamanho da amostra.

O erro ε_i depende da variabilidade natural do sistema, possui média igual a zero e variância (σ^2) constante, portanto, ε_i é independente de x_i .

A regressão linear é obtida estimando-se os valores de β_0 e β_1 através de alguma técnica de ajustamento. Segundo Naghettini & Pinto (2007), o método dos mínimos quadrados é um dos procedimentos mais adequados para este ajuste.

Se uma tendência linear está presente em uma série, a declividade (mudança por unidade de tempo) pode ser estimada usando o método não-paramétrico desenvolvido por Sen (1968) (Kahya & Kalayci, 2004).

No método de Sen são computados a declividade de N pares de dados através da equação:

$$Q_i = \frac{(x_j - x_k)}{(j - k)} \quad (3.25)$$

Para $i = 1, 2, \dots, N$.

Onde x_j e x_k são os valores de x nos períodos j e k respectivamente, com $j > k$. A

mediana dos N valores de Q_i será a declividade de Sen. Se houver apenas uma referência em cada período de tempo, então:

$$N = \frac{n(n-1)}{2} \quad (3.26)$$

Onde n é o tamanho da série. Se N for ímpar, a declividade de Sen será:

$$Q_{mediana} = Q_{(N+1)/2} \quad (3.27)$$

Se N for par, a declividade de Sen será:

$$Q_{mediana} = \frac{[Q_{(N)/2} + Q_{(N+2)/2}]}{2} \quad (3.28)$$

O valor de $Q_{mediana}$ é então testado através de um teste bicaudal com grau de confiança de $100(1 - \alpha) \%$ e a declividade estimada é obtida através de um teste não paramétrico (Kahya & Kalayci, 2004).

O teste de tendência de Mann Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975; Kendall & Gibbons, 1990) é um dos mais utilizados na avaliação de tendências de séries históricas naturais que se distanciam da distribuição normal, como a de qualidade da água, vazões, temperatura e precipitação (Hamed, 2009).

No teste de Mann Kendall, também conhecido por Kendall's tau (Kahya & Kalayci, 2004), assume-se que os dados estão aleatoriamente distribuídos, caso das séries históricas naturais.

O teste estatístico de Mann Kendall é dado com se segue (Burn et al, 2002):

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n Sgn(X_j - X_i) \quad (3.29)$$

Onde X_i e X_j são valores seqüenciais, n é o tamanho da série e

$$Sgn(\theta) = \begin{cases} +1 & \theta > 0 \\ 0 & \text{se } \theta = 0 \\ -1 & \theta < 0 \end{cases} \quad (3.30)$$

O teste de Mann Kendall possui dois parâmetros importantes para a análise de tendência: o nível de significância α e a declividade β (Burn et al, 2002).

A declividade β é determinada por (Hirst et al, 1982):

$$\beta = \text{Mediana} \left[\frac{(X_j - X_i)}{(j - i)} \right] \quad (3.31)$$

para todo $i < j$

3.7.2.3. Métodos Modernos de Tendência- Análise por Ondeletas

Neste estudo foram utilizadas as bandas mais bem definidas nas regiões de estudo e o resíduo que contém as demais características de variação das séries de precipitação. Se o resíduo indica alguma tendência, isto pode estar associado mudanças no clima, visto que os principais padrões de variação climática estão dispostos nas principais bandas da transformada de ondeletas. Para avaliar a tendência dos modelos a partir da transformada de ondeletas serão consideradas essas três bandas (padrões de variação) presentes no século XX mais o resíduo.

CAPÍTULO 4

4. RESULTADOS DA ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO QUANTO À VARIABILIDADE SAZONAL, INTERANUAL E INTERDECADAL

Este capítulo apresenta as classificações dos modelos do IPCC-AR4 quanto à precipitação sazonal e à variabilidade plurianual para as três regiões de estudo. Logo são mostradas as projeções e tendências dos modelos melhor colocados na avaliação sazonal e plurianual para o cenário A1B no século XXI.

4.1. Análise da Precipitação Observada no Século XX

Na Figura 12 é mostrada a série histórica de precipitações observadas para as três regiões. Percebe-se, graficamente, que na região do NEB há uma variação interanual significativa. Possui anos de valores extremos, como em período de seca tendo 743 mm de precipitação anual e período chuvoso chegando a 1748 mm anuais. Com relação à variação interdecadal tem-se períodos de maiores precipitações, na década de 20 e 60, e seguida um período de menores precipitações na década dos anos 30 e 90.

Na região da Amazônia percebe-se que a precipitação anual é de mais de 2000 mm em média; nos anos de 1901 até 1920 ela apresenta um comportamento quase regular, a partir de 1950 notam-se períodos de aumento de precipitação, e percebem-se variações na escala interdecadal em meados das décadas de 1940 e 1970 e períodos de relativa menos chuva a partir de 1975.

Na região da Prata nota-se um incremento nas precipitações a partir de 1970. Percebe-se variações interdecadais, alternando épocas mais e menos chuvosas.

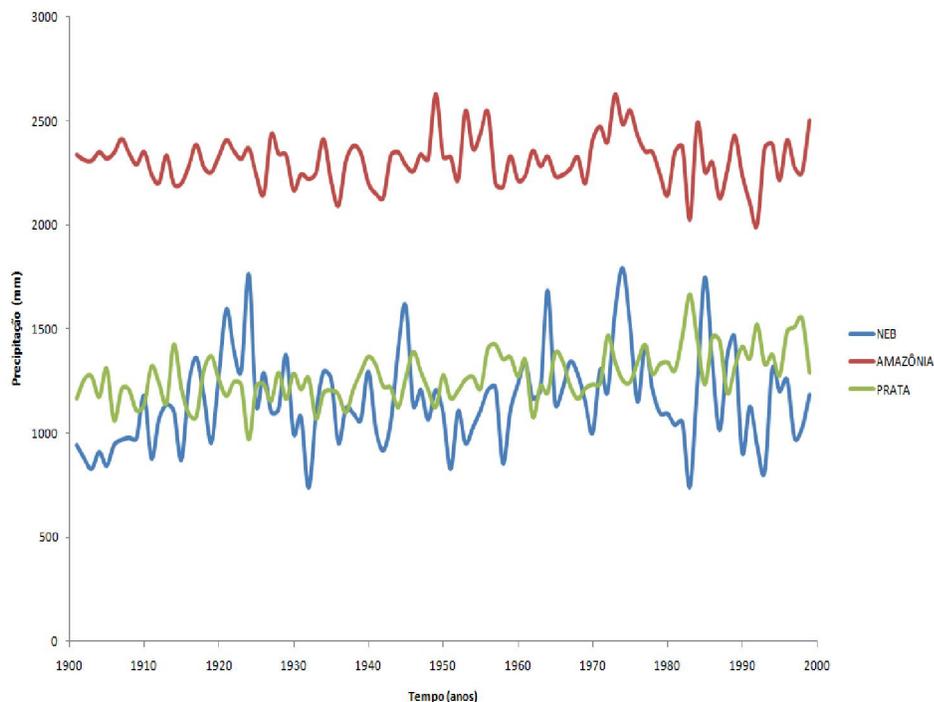


Figura 12 - Série de Precipitações Anuais obtidos pelo CRU para a região do NEB, Amazônia e Prata no Século XX (1901-1999).

4.2. Análise da Precipitação Sazonal

Para avaliação dos modelos do IPCC-AR4 foram consideradas todas as simulações disponíveis de cada um dos modelos, totalizando 73 simulações. No caso da avaliação sazonal do mesmo modelo para diferentes rodadas, estas apresentaram padrões muito semelhantes entre si. Portanto, para este critério será considerado apenas a rodada 1.

4.2.1. Classificação dos Modelos do IPCC quanto à Sazonalidade

Na tabela 2 é mostrada a correlação e o RMSE_PC máximo e mínimo para as regiões de estudo. Os modelos do IPCC apresentam correlações bastante elevadas na Bacia da Prata, superiores a 0,9, associado a um RMSE_PC máximo inferior as demais regiões. Isso sugere uma melhor representação da sazonalidade nessa região. Quanto às regiões do NEB e Amazônia, há maiores diferenças entre a correlação máxima e

mínima, para o NEB varia de 0,152 a 0,981, mostrando que alguns dos modelos possuem dificuldade de representar a sazonalidade dessas regiões.

Tabela 3 – Correlação máxima e mínima, RMSE máximo e mínimo para as regiões de Estudo.

Regiões	CORREL_MAX	CORREL_MIN	RMSE_PC_MAX	RMSE_PC_MIN
Bacia da Prata	0,993	0,937	3,957	0,481
NEB	0,981	0,152	6,960	1,414
Amazônia	0,965	0,405	4,966	0,914

Na Tabela 4 são mostrados a classificação e AVAL dos modelos para as regiões do NEB, Bacia da Prata e Amazônia, para α_c e α_r igual a 0,5. O modelo NCAR_PCM1 foi o pior dos modelos no NEB e na Bacia da Prata, enquanto foi apenas o 19º modelo na região da Amazônia, indicando que o mesmo não representa adequadamente a sazonalidade nas regiões de estudo. Os modelos CSIRO_MK3_5 e NCAR_CCSM3_0 apresentaram AVAL inferior à maioria dos modelos avaliados nas três regiões, por isso obtiveram classificação inferior a 19.

Para a região do NEB o modelo MRI-CGCM2.3.2 apresentou o melhor AVAL_s, segundo a avaliação proposta, seguido pelos modelos norueguês e francês BCCR_BCM2_0 e CNRM_CM3. As rodadas dos modelos CSIRO_MK3_5, GISS_AOM, MIUB_ECHO_G, MPI_ECHAM5, NCAR_CCSM3_0 e NCAR_PCM1 apresentaram AVAL_s inferiores aos demais, por isso obtiveram uma classificação bastante baixa.

Para a Bacia da Prata o modelo UKMO_HADGEM1 apresentou AVAL_s igual a 0,931, bem superior aos demais que apresentaram valores inferiores a 0,820. As rodadas dos modelos CSIRO_MK3_5, GFDL_CM2_0, GFDL_CM2_1 e IPSL_CM4 apresentaram AVAL_s inferiores aos demais, por isso obtiveram uma classificação bastante baixa.

Para a região Amazônica o modelo GISS_MODEL_E_H apresentou o melhor AVAL_s, seguido pelos modelos UKMO_HADGEM1 e CSIRO_MK3_0. Os modelos NCAR_PCM1, CSIRO_MK3_5, MIUB_ECHO_G não conseguiram reproduzir o regime sazonal da região obtendo um aval sazonal inferior a 0,47.

Tabela 4 – Classificação Sazonal e AVAL_s dos modelos do IPCC-AR4 para α_c e α_r igual 0,5 e para as três regiões avaliadas.

Modelos	NEB		Bacia da Prata		Amazônia	
	Clas	Aval _s	Clas	Aval _s	Clas	Aval _s
bccr.bcm2.0.run1	2	0,956	4	0,780	14	0,730
cccma.cgcm3.1.run1	14	0,785	7	0,670	13	0,748
cccma.cgcm3.1.t63.run1	11	0,798	3	0,795	7	0,853
cnrm.cm3.run1	3	0,927	9	0,650	6	0,853
csiro.mk3.0.run1	13	0,792	16	0,480	3	0,938
csiro.mk3.5.run1	20	0,651	21	0,234	23	0,454
gfdl.cm2.0.run1	15	0,767	22	0,225	17	0,648
gfdl.cm2.1.run1	8	0,837	24	0,047	19	0,602
giss.aom.run1	22	0,586	2	0,811	11	0,786
giss.model.e.h.run1	7	0,863	11	0,588	1	0,976
giss.model.e.r.run1	4	0,911	18	0,409	10	0,812
iap.fgoals1.0.g.run1	6	0,879	12	0,566	21	0,549
ingv.echam4.run1	9	0,809	6	0,690	12	0,773
inmcm3.0.run1	17	0,707	10	0,609	4	0,883
ipsl.cm4.run1	5	0,903	23	0,156	9	0,837
miroc3.2.hires.run1	12	0,794	5	0,706	8	0,850
miroc3.2.medres.run1	16	0,766	15	0,526	16	0,701
miub.echo.g.run1	21	0,599	13	0,556	22	0,464
mpi.echam5.run1	23	0,582	14	0,498	15	0,717
mri.cgcm2.3.2a.run1	1	0,994	17	0,452	18	0,607
ncar.cesm3.0.run1	19	0,676	20	0,315	20	0,595
ncar.pcm1.run1	24	0	19	0,374	24	0,119
ukmo.hadcm3.run1	10	0,807	8	0,635	5	0,870
ukmo.hadgem1.run1	18	0,684	1	0,931	2	0,941

4.2.2. Avaliação Espacial do Desempenho dos Modelos do IPCC quanto à representação da Sazonalidade Espacial

Na figura 13, é mostrado o índice de AVAL obtido pelos modelos do IPCC em relação à climatologia da análise CRU/NOAA no período de 1901 a 1999 para as caixas de grade de dimensão 2°x2°. Os modelos CSIRO.MK3.5, GFDL.CM2.0, GFDL.CM2.1 e NCAR_PCM1 apresentam AVAL_s inferior a 0,2 em várias regiões do domínio avaliado, enquanto os modelos GISS.MODEL.E.R, IAP.FGOALS1.0.G e UKMO.HADCM3 apresentam valores superiores a 0,9 em diversas localidades.

No NEB destacam-se os modelos BCCR.BCM2.0, GISS.MODEL.E.R, IAP.FGOALS1.0.G, INGV.ECHAM4, MRI.CGCM2.3.2A e UKMO.HADGEM1 que obtiveram valores superiores a 0,8 em vários pontos do domínio. O modelo

UKMO.HADCM3, apesar de apresentar valores de $AVAL_s$ superiores 0,8 no norte do NEB mostra valores inferiores a 0,2 no sul da região analisada.

Na região Amazônica destacam-se os modelos GISS.MODELE.H, GISS.MODELE.R, IAP.FGOALS1.0.G, UKMO.HADCM3 e UKMO.HADGEM1 que obtiveram valores de $AVAL_s$ superiores a 0,9 em quase toda região.

Na Bacia da Prata o modelo UKMO.HADGEM1 apresentou $AVAL_s$ superior a 0,9 em um grande porção dessa região, enquanto os modelos MIUB.ECHO.G, GISS.MODELE.H, MIROC3.2.HIRES, NCAR.CCSM3.0, NCAR.PCM1 possuem $AVAL_s$ inferior a 0,3.

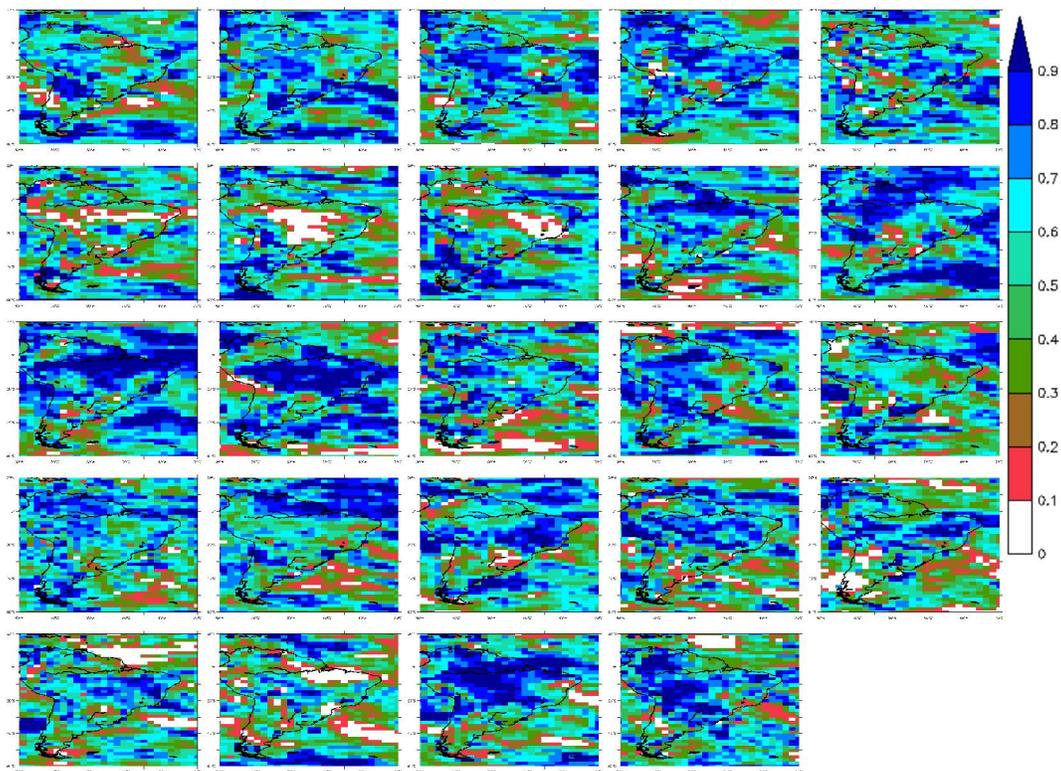


Figura 13 – $AVAL_s$ dos modelos do IPCC em relação à climatologia da Análise CRU/NOAA, considerando $\alpha_r = \alpha_c = 0,5$. Modelos do IPCC na seguinte sequência da esquerda para a direita e de cima para baixo: BCCR.BCM2.0, CCCMA.CGCM3.1, CCCMA.CGCM3.1.T63, CNRM.CM3, CSIRO.MK3.0, CSIRO.MK3.5, GFDL.CM2.0, GFDL.CM2.1, GISS.AOM, GISS.MODELE.H, GISS.MODELE.R, IAP.FGOALS1.0.G, INGV.ECHAM4, INMCM3.0, IPSL.CM4, MIROC3.2.HIRES, MIROC3.2.MEDRES, MIUB.ECHO.G, MPECHAM5, MRI.CGCM2.3.2A, NCAR.CCSM3.0, NCAR.PCM1, UKMO.HADCM3 e UKMO.HADGEM1. Adaptado de Silveira et al. 2011.

4.3. Análise da Variabilidade Interanual e Interdecadal da Precipitação

Na figura 14 são mostrados graficamente os espectros globais da série observada nas três regiões avaliadas.

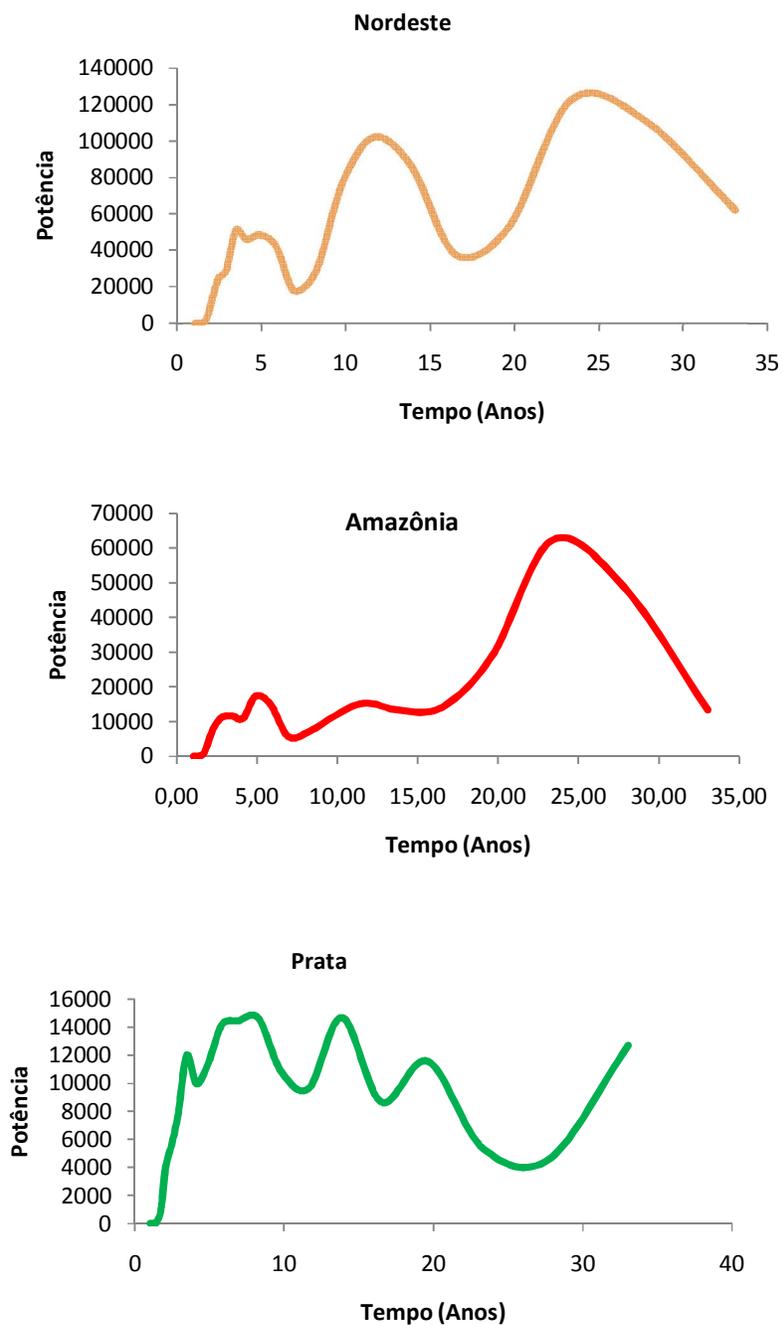


Figura 14 – Espectro de potência global observada para as regiões avaliadas.

Há maior variação no NEB em detrimento das outras regiões, com espectro indicando valores bem superiores. Notam-se nitidamente nessa região três padrões de variação: 3 a 6 anos, 4 a 14 anos e 19 a 33 anos. Conforme a tabela 5, na Amazônia uma das principais bandas encontra-se entre 19,6 e 27,8 anos e na região da bacia da Prata percebem-se três bandas com valores espectrais próximos.

Tabela 5 – Principais bandas das regiões avaliadas.

	Banda 1	Banda 2	Banda 3
AMA	2 a 6 anos	8,2 a 13,9 anos	19,6 a 27,8 anos
NEB	3 a 6 anos	9 a 14 anos	19 a 33 anos
PRA	2,9 a 8,2 anos	11,7 a 14 anos	16,5 a 27,8 anos

As demais bandas das regiões são mostradas na tabela 5, estas por sua vez foram usadas para calcular o índice DIST da seção 3.6.2 equação 3.15.

Na Tabela 6 são mostrados os índices estatísticos máximos e mínimos obtidos na avaliação plurianual dos modelos do IPCC-AR4. A máxima correlação entre os espectros observado e modelado é superior a 0,88 e a distância mínima entre a variâncias das bandas é inferior a 0,4 para as três regiões avaliadas, enquanto a mínima apresenta valores negativos no NEB e Amazônia, indicando que alguns modelos representam adequadamente os padrões médios de variação interanual do século XX e outros são incapazes de reproduzir esses padrões.

Tabela 6 – Índices máximos e mínimos obtidos para avaliação plurianual nas regiões de Estudo.

	CORREL_MAX	CORREL_MIN	DIST_MAX	DIST_MIN
Bacia da Prata	0,9237	0,1546	1,8904	0,2446
NEB	0,9196	-0,1412	1,3663	0,1763
Amazônia	0,8853	-0,2114	1,6869	0,3795

4.3.1. Classificação dos Modelos do IPCC quanto à Variabilidade Plurianual de Precipitação

Na tabela 7 é mostrado o AVAL_p e a classificação (CLAS) dos modelos para o critério plurianual. Para esta avaliação, o mesmo modelo para diferentes rodadas apresentaram padrões bem distintos. Isto fica evidente quando comparadas as rodadas

do modelo CCCMA.CGCM3.1, enquanto a rodada 2 é melhor modelo a rodada 5 é o pior modelo na Bacia da Prata.

Todas as rodadas do modelo IAP.FGOALS1.0.G apresentam $AVAL_p$ inferior a 0,5 nas três regiões avaliadas mostrando-se inadequado para representar a variabilidade interanual nas três regiões de estudo.

As rodadas dos modelos CSIRO.MK3.0.RUN2, UKMO.HADCM3.RUN1, GISS.MODEL.E.R.RUN8 apresentam os maiores valores de $AVAL_p$ para o NEB. As rodadas dos modelos NCAR.PCM1.RUN3, MIUB.ECHO.G.RUN2, IAP.FGOALS1.0.G.RUN2, MPI.ECHAM5.RUN3 apresentaram $AVAL_p$ a 0,25 indicando que estes modelos não representam adequadamente o comportamento do espectro global da precipitação observada no NEB ao longo do Século XX.

Na Bacia da Prata 27 rodadas apresentaram $AVAL_p$ superior a 0,7, mostrando que os modelos possuem maior capacidade de representar a variação interanual e/ou interdecadal nessa região em detrimento do NEB e Amazônia, sendo as rodadas CCCMA.CGCM3.1.RUN2, GFDL.CM2.0.RUN2 e NCAR.PCM1.RUN1 que apresentaram os maiores $AVAL_p$ nessa região.

Na região Amazônica os modelos GISS.MODEL.E.R.RUN6, CSIRO.MK3.0.RUN1, CCCMA.CGCM3.1.RUN1 e INGV.ECHAM4.RUN1, CCCMA.CGCM3.1.T63.RUN1 e IPSL.CM4.RUN1 apresentaram $AVAL_p$ superior a 0,85.

Os modelos do IPCC envolvem um numero grande de parâmetros físicos e numéricos para poder simular o comportamento da precipitação, pelo que não conseguem reproduzir fielmente as precipitações observadas nas regiões de estudo. Percebe-se também que as rodadas de um mesmo modelo diferem bastante nas suas estimativas, principalmente em reproduzir a precipitação de escala maior, como a interanual e interdecadal. Esse resultado difere do esperado, visto que para diferentes rodadas de um modelo possuem os mesmos forçantes físicos, variando apenas nas condições iniciais.

Tabela 7 - Classificação Plurianual e AVAL_p dos modelos do IPCC-AR4 para β_c e β_r igual 0,5 e para as três regiões avaliadas.

Modelos	AMA		PRA		NEB		Modelos	AMA		PRA		NEB	
	Clas	AVAL	CLAS	AVAL	CLAS	AVAL		Clas	AVAL	CLAS	AVAL	CLAS	AVAL
bccr.bcm2.0.run1	48	0,4293	59	0,4766	17	0,6171	iap.fgoals1.0.g.run3	39	0,4678	66	0,3763	57	0,3575
cccma.cgcm3.1.run1	3	0,9111	4	0,8747	19	0,6083	ingv.echam4.run1	4	0,8983	42	0,6437	52	0,3726
cccma.cgcm3.1.run2	45	0,4487	1	0,9052	24	0,5820	inmcm3.0.run1	34	0,4918	52	0,5595	50	0,3945
cccma.cgcm3.1.run3	55	0,3570	21	0,7195	13	0,7115	ipsl.cm4.run1	6	0,8588	24	0,7078	43	0,4424
cccma.cgcm3.1.run4	32	0,5114	10	0,8399	22	0,5927	miroc3.2.hires.run1	7	0,8254	20	0,7453	36	0,4969
cccma.cgcm3.1.run5	51	0,3971	73	0,1574	66	0,2983	miroc3.2.medres.run1	22	0,5965	57	0,4942	11	0,7450
cccma.cgcm3.1.t63.run1	5	0,8636	43	0,6321	9	0,7672	miroc3.2.medres.run2	19	0,6343	60	0,4578	18	0,6111
cnrm.cm3.run1	23	0,5876	37	0,6660	28	0,5556	miroc3.2.medres.run3	71	0,2046	28	0,6937	14	0,6902
csiro.mk3.0.run1	2	0,9236	27	0,7015	6	0,7912	miub.echo.g.run1	49	0,4087	14	0,8083	39	0,4881
csiro.mk3.0.run2	41	0,4623	40	0,6470	1	0,9898	miub.echo.g.run2	47	0,4314	71	0,2745	71	0,1851
csiro.mk3.0.run3	15	0,6691	69	0,3356	29	0,5461	miub.echo.g.run3	27	0,5600	64	0,4242	34	0,5012
csiro.mk3.5.run1	50	0,3994	49	0,5912	59	0,3423	miub.echo.g.run4	13	0,6884	53	0,5380	30	0,5053
csiro.mk3.5.run2	60	0,3291	51	0,5640	15	0,6741	miub.echo.g.run5	18	0,6348	68	0,3380	58	0,3540
csiro.mk3.5.run3	17	0,6489	17	0,8008	35	0,4972	mpi.echam5.run1	66	0,2921	35	0,6722	54	0,3693
gfdl.cm2.0.run1	59	0,3358	11	0,8354	67	0,2946	mpi.echam5.run2	31	0,5221	12	0,8148	56	0,3627
gfdl.cm2.0.run2	42	0,4602	2	0,8939	53	0,3725	mpi.echam5.run3	70	0,2535	44	0,6269	73	0,0000
gfdl.cm2.0.run3	21	0,6023	62	0,4506	63	0,3072	mpi.echam5.run4	69	0,2644	15	0,8065	8	0,7675
gfdl.cm2.1.run1	62	0,3216	33	0,6751	64	0,3037	mri.cgcm2.3.2a.run1	28	0,5517	41	0,6454	49	0,3988
gfdl.cm2.1.run2	36	0,4810	46	0,6132	44	0,4370	mri.cgcm2.3.2a.run2	65	0,3048	30	0,6787	55	0,3651
giss.aom.run1	40	0,4662	55	0,5052	7	0,7832	mri.cgcm2.3.2a.run3	29	0,5353	25	0,7070	10	0,7535
giss.aom.run2	33	0,4982	26	0,7041	20	0,5975	mri.cgcm2.3.2a.run4	53	0,3867	31	0,6756	62	0,3251
giss.model.e.h.run1	20	0,6086	6	0,8515	65	0,2995	ncar.cesm3.0.run1	68	0,2699	38	0,6550	68	0,2564
giss.model.e.h.run2	14	0,6716	47	0,6048	33	0,5014	ncar.cesm3.0.run2	64	0,3169	36	0,6675	48	0,4005
giss.model.e.h.run3	9	0,7232	8	0,8460	26	0,5687	ncar.cesm3.0.run3	46	0,4475	70	0,2833	61	0,3271
giss.model.e.h.run4	24	0,5800	29	0,6888	37	0,4937	ncar.cesm3.0.run4	57	0,3510	5	0,8542	51	0,3792
giss.model.e.h.run5	63	0,3171	22	0,7157	25	0,5715	ncar.cesm3.0.run5	58	0,3403	61	0,4558	23	0,5894
giss.model.e.r.run1	10	0,7171	65	0,4187	41	0,4704	ncar.cesm3.0.run6	16	0,6655	23	0,7141	46	0,4133
giss.model.e.r.run2	25	0,5683	34	0,6733	5	0,7976	ncar.cesm3.0.run7	30	0,5317	13	0,8121	60	0,3373
giss.model.e.r.run3	44	0,4515	48	0,5970	40	0,4707	ncar.cesm3.0.run9	35	0,4848	16	0,8058	31	0,5037
giss.model.e.r.run4	8	0,7536	18	0,7733	42	0,4605	ncar.pcm1.run1	12	0,6936	3	0,8883	16	0,6506
giss.model.e.r.run5	11	0,7058	39	0,6510	27	0,5625	ncar.pcm1.run2	43	0,4530	67	0,3566	4	0,8513
giss.model.e.r.run6	1	0,9904	19	0,7505	12	0,7329	ncar.pcm1.run3	54	0,3609	56	0,4946	70	0,2023
giss.model.e.r.run7	56	0,3528	7	0,8514	45	0,4339	ncar.pcm1.run4	38	0,4707	50	0,5809	47	0,4059
giss.model.e.r.run8	26	0,5648	32	0,6753	3	0,8566	ukmo.hadcm3.run1	37	0,4802	54	0,5252	2	0,8776
giss.model.e.r.run9	67	0,2908	58	0,4914	38	0,4884	ukmo.hadcm3.run2	61	0,3245	9	0,8446	32	0,5030
iap.fgoals1.0.g.run1	72	0,2015	63	0,4275	69	0,2129	ukmo.hadgem1.run1	52	0,3911	45	0,6173	21	0,5952
iap.fgoals1.0.g.run2	73	0,1759	72	0,2340	72	0,1787							

4.4. Avaliação Geral dos Modelos

Após ter a classificação dos modelos do IPCC – AR4 segundo o AVAL sazonal e o AVAL plurianual conforme seção 3.6, tem-se a classificação e avaliação geral dos modelos. Na tabela 8 mostra-se a classificação dos modelos para as regiões de estudo.

Tabela 8- Classificação Geral dos Modelos do IPCC-AR4 para $\alpha_c = \beta_c = 0,5$.

Modelos	AMAZ	PRA	NEB	Modelos	AMAZ	PRA	NEB
bccr.bcm2.0.run1	48	59	8	iap.fgoals1.0.g.run3	39	66	40
cccma.cgcm3.1.run1	3	4	17	ingv.echam4.run1	4	42	44
cccma.cgcm3.1.run2	45	1	20	inmcm3.0.run1	34	52	48
cccma.cgcm3.1.run3	55	21	11	ipsl.cm4.run1	6	24	32
cccma.cgcm3.1.run4	32	10	25	miroc3.2.hires.run1	7	20	36
cccma.cgcm3.1.run5	51	73	49	miroc3.2.medres.run1	22	57	10
cgcm3.1.t63.run1	5	43	9	miroc3.2.medres.run2	19	60	29
cnrm.cm3.run1	23	37	12	miroc3.2.medres.run3	71	28	15
csiro.mk3.0.run1	2	27	7	miub.echo.g.run1	49	14	52
csiro.mk3.0.run2	41	40	1	miub.echo.g.run2	47	71	69
csiro.mk3.0.run3	15	69	35	miub.echo.g.run3	27	64	55
csiro.mk3.5.run1	50	49	61	miub.echo.g.run4	13	53	58
csiro.mk3.5.run2	60	51	30	miub.echo.g.run5	18	68	65
csiro.mk3.5.run3	17	17	42	mpi.echam5.run1	66	35	64
gfdl.cm2.0.run1	59	11	56	mpi.echam5.run2	31	12	67
gfdl.cm2.0.run2	42	2	46	mpi.echam5.run3	70	44	71
gfdl.cm2.0.run3	21	62	53	mpi.echam5.run4	69	15	34
gfdl.cm2.1.run1	62	33	47	mri.cgcm2.3.2a.run1	28	41	19
gfdl.cm2.1.run2	36	46	38	mri.cgcm2.3.2a.run2	65	30	31
giss.aom.run1	40	55	24	mri.cgcm2.3.2a.run3	29	25	3
giss.aom.run2	33	26	43	mri.cgcm2.3.2a.run4	53	31	60
giss.model.e.h.run1	20	6	45	ncar.cesm3.0.run1	68	38	66
giss.model.e.h.run2	14	47	28	ncar.cesm3.0.run2	64	36	54
giss.model.e.h.run3	9	8	16	ncar.cesm3.0.run3	46	70	62
giss.model.e.h.run4	24	29	26	ncar.cesm3.0.run4	57	5	59
giss.model.e.h.run5	63	22	14	ncar.cesm3.0.run5	58	61	39
giss.model.e.r.run1	10	65	21	ncar.cesm3.0.run6	16	23	50
giss.model.e.r.run2	25	34	4	ncar.cesm3.0.run7	30	13	63
giss.model.e.r.run3	44	48	22	ncar.cesm3.0.run9	35	16	72
giss.model.e.r.run4	8	18	27	ncar.pcm1.run1	12	3	70
giss.model.e.r.run5	11	39	13	ncar.pcm1.run2	43	67	68
giss.model.e.r.run6	1	19	6	ncar.pcm1.run3	54	56	73
giss.model.e.r.run7	56	7	33	ncar.pcm1.run4	38	50	41
giss.model.e.r.run8	26	32	2	ukmo.hadcm3.run1	37	54	5
giss.model.e.r.run9	67	58	18	ukmo.hadcm3.run2	61	9	23
iap.fgoals1.0.g.run1	72	63	51	ukmo.hadgem1.run1	52	45	37
iap.fgoals1.0.g.run2	73	72	57				

O melhor modelo na região da Amazônia é o GISS.MODEL.E.R.RUN6, no NEB o CSIRO.MK3.0.RUN2 e na Bacia da Prata o CCCMA.CGCM3.1.RUN2. Percebe-se que nas regiões da Amazônia e da Prata os modelos de maneira geral que tem uma boa representação da sazonalidade tem também uma boa representação da variabilidade plurianual no século XX, pelo que os modelos não variam significativamente no AVAL geral. Já para a região do Nordeste os modelos que representam bem a sazonalidade não têm a mesma representação da variabilidade plurianual o que origina mudanças no AVAL geral.

4.5. Análise das Projeções para o Século XXI

As projeções de precipitação fornecidas pelos modelos globais do quarto relatório do IPCC para o cenário A1B são avaliadas para o NEB, a região da bacia da Prata e a região da Amazônia quanto às mudanças provocadas na sazonalidade. Para as projeções da sazonalidade são mostradas as anomalias da contribuição da chuva mensal para os períodos de 2010 a 2039, 2040 a 2069 e 2070 a 2099 em relação à climatologia das regiões de estudo no período de 1901 a 1999.

4.5.1. Projeções da Sazonalidade

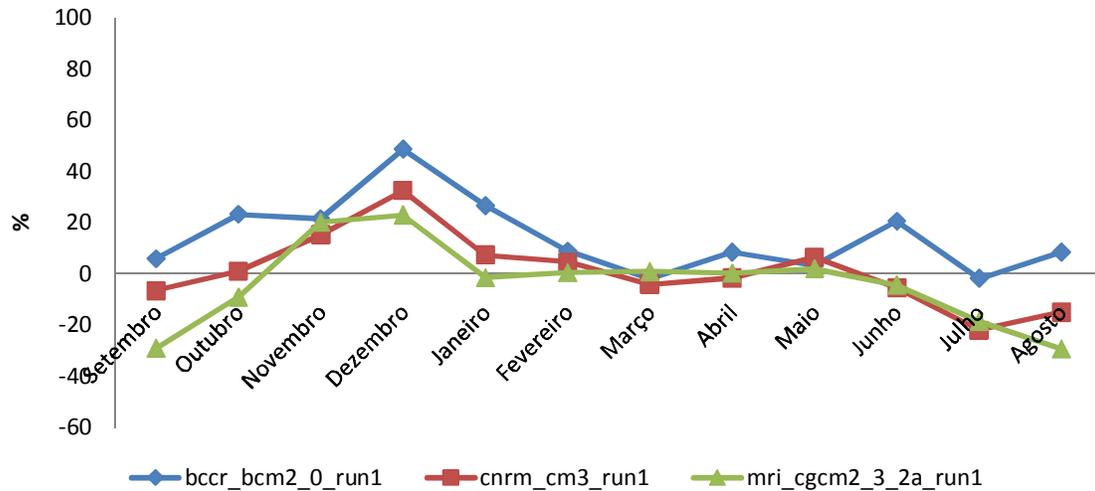
Na figura 15 são consideradas as projeções para os períodos de 2010 a 2039, 2040 a 2069 e 2070 a 2099 dos modelos MRI_CGCM2_3_2A_RUN1, BCCR_BCCR_BCM2_0_RUN1 e CNRM_CM3_RUN1 por estes serem os primeiros classificados segundo o AVAL sazonal na região do NEB para o século XX.

No período de 2010 a 2039 o modelo MRI_CGCM2_3_2a_RUN1, aponta para uma redução na contribuição percentual de chuvas nos meses de junho a outubro. Os modelos CNRM_CM3_RUN1 e MRI_CGCM2_3_2a_RUN1 coincidem em que não haverá mudanças na contribuição percentual da chuva de março a maio, meses da estação chuvosa no valor anual. Já o modelo BCCR_BCM2_0_RUN1 aponta para um aumento de quase 10% nos mesmos meses.

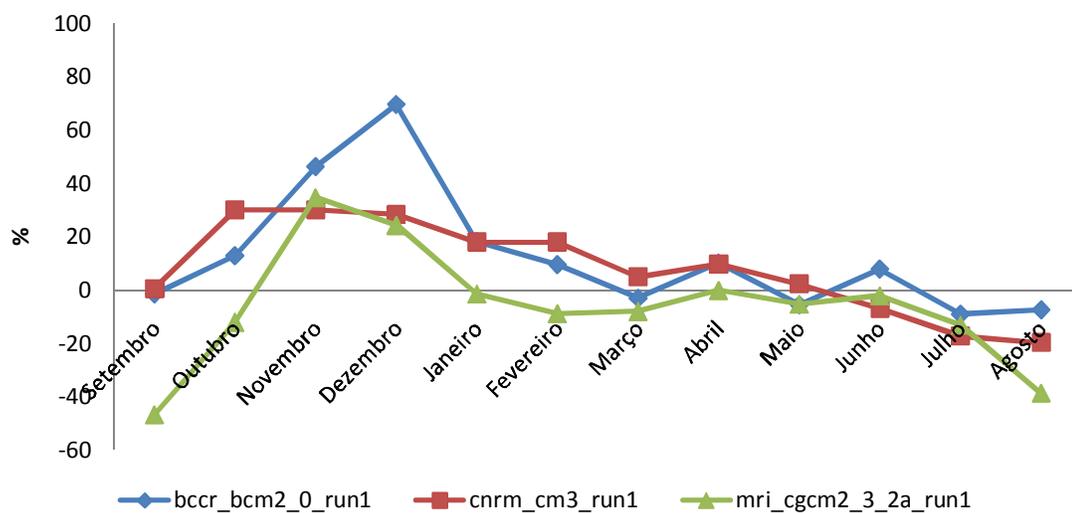
No período de 2040 a 2069 o modelo MRI_CGCM2_3_2a_RUN1 mostra que haverá pequenas reduções da contribuição do trimestre janeiro-fevereiro-março, os modelos CNRM_CM3_RUN1 e BCCR_BCM2_0_RUN1 mostram possíveis aumento da contribuição percentual de chuva a partir do mês de setembro até dezembro.

No período de 2070 a 2099 o modelo BCCR_BCM2_0_RUN1 mostra um aumento significativo da contribuição dos meses de janeiro-fevereiro-março ao igual que a partir do mês de setembro a dezembro. Os modelos MRI_CGCM2_3_2a_RUN1 e CNRM_CM3_RUN1 mostram um comportamento de aumento similar a partir do mês de setembro a dezembro.

(a)



(b)



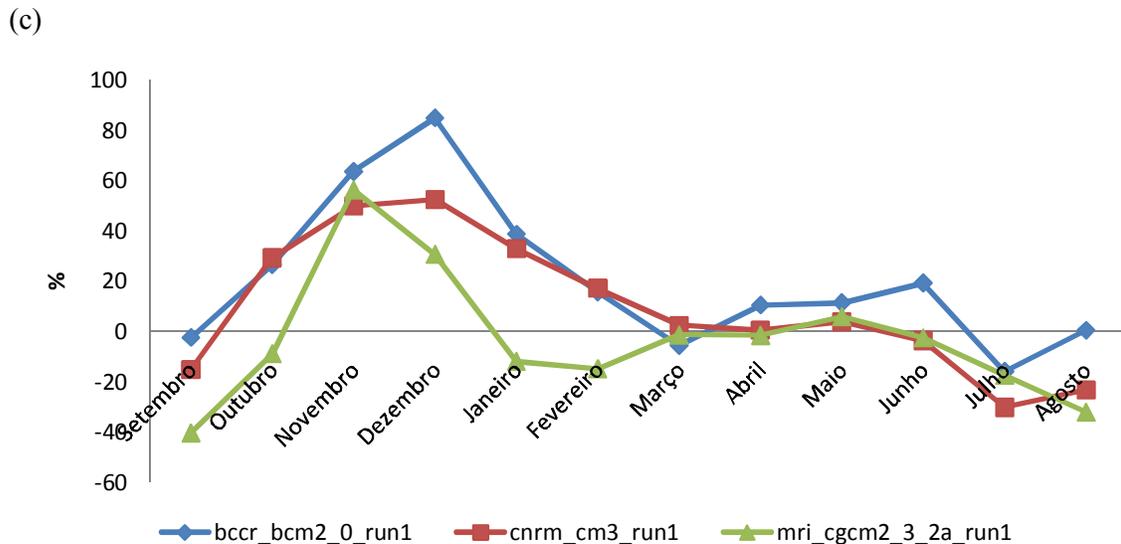


Figura 15 – Anomalia da contribuição percentual de precipitações mensais na média anual para os períodos de (a) 2010 a 2039; (b) 2040 a 2069; (c) 2070 a 2099 na região do Nordeste.

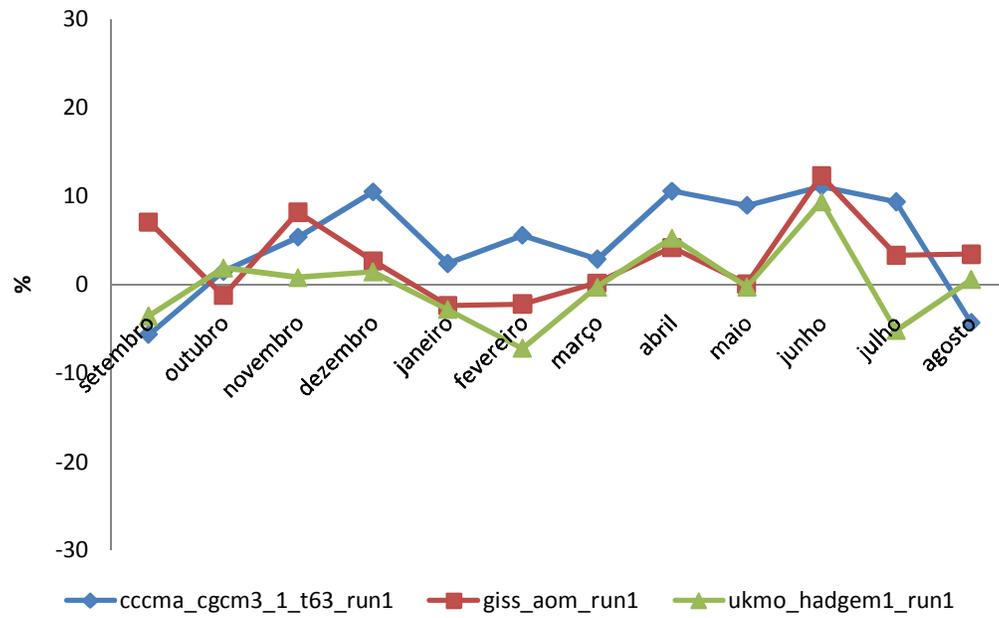
Na figura 16, são consideradas as projeções para o século XXI dos modelos UKMO_HADGEM1_RUN1, GISS_AOM_RUN1 e CCCMA_CGCM3_1_T63_RUN1 para os períodos de 2010 a 2039, 2040 a 2069 e 2070 a 2099 por estes serem os primeiros classificados segundo o AVAL na representação da sazonalidade da região da bacia da Prata para o século XX.

O modelo CCCMA_CGCM3_1_T63_RUN1 aponta para um aumento das precipitações no primeiro semestre do período 2010 a 2039 estendendo-se até começos de agosto, para o período de 2040 a 2069 esse aumento é em torno de 10%, já para o período de 2070 a 2099 esse aumento tende a diminuir durante o mês de abril.

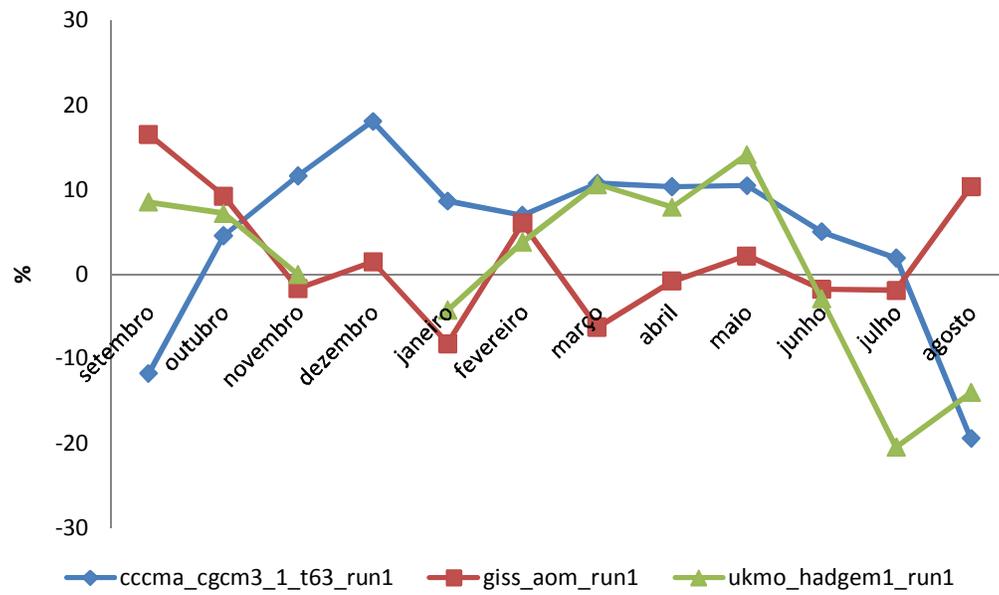
O modelo GISS_AOM_RUN1 para os três períodos aponta para um aumento do percentual de chuvas nos meses de julho a outubro, a diferença dos modelos que para os mesmos meses apontam para uma redução de chuvas. Para os meses de janeiro a março no período de 2010 a 2039, o modelo aponta para uma possível redução da contribuição percentual de chuvas.

O modelo UKMO_HADGEM1_RUN1 para o período de 2010 a 2039 aponta para uma redução de até 7% durante os meses de janeiro a março. Para o período de 2040 a 2069 ele mostra um aumento das precipitações em torno de 10% para os meses de março a julho. Para o semestre de 2070 a 2099 ele mostra uma redução da contribuição percentual de precipitação nos meses de janeiro a abril.

(a)



(b)



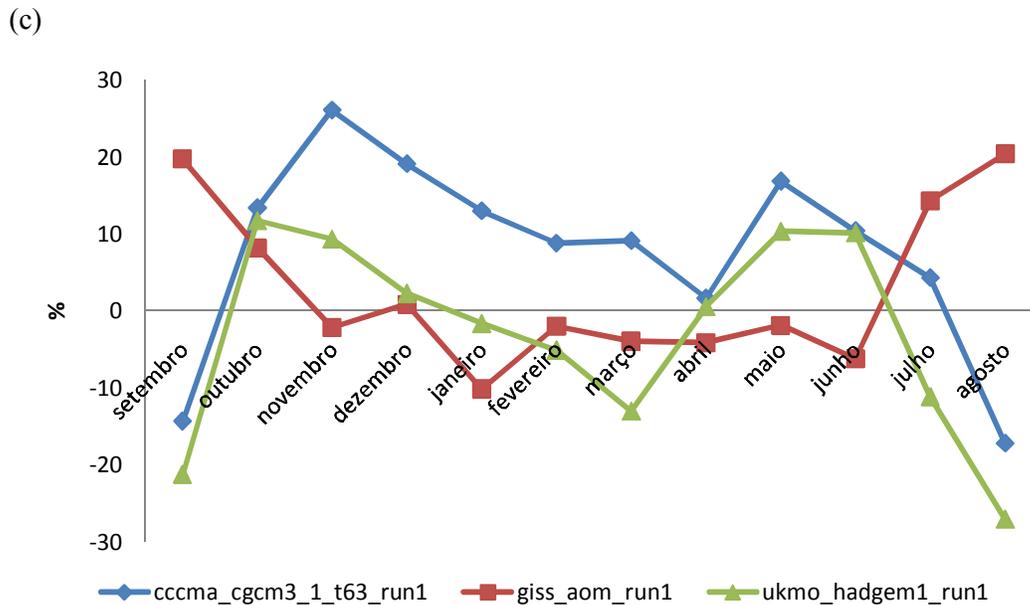


Figura 16 – Anomalia da contribuição percentual de precipitações mensais na média anual para os períodos de (a) 2010 a 2039; (b) 2040 a 2069; (c) 2070 a 2099 na região da bacia da Prata.

Na figura 17 são consideradas as projeções para o século XXI dos modelos GISS_MODEL_E_H_RUN1, UKMO_HADGEM1_RUN1 e CSIRO_MK3_0_RUN1 por estes serem os primeiros classificados segundo o AVAL na representação da sazonalidade da região da Amazônia para o século XX.

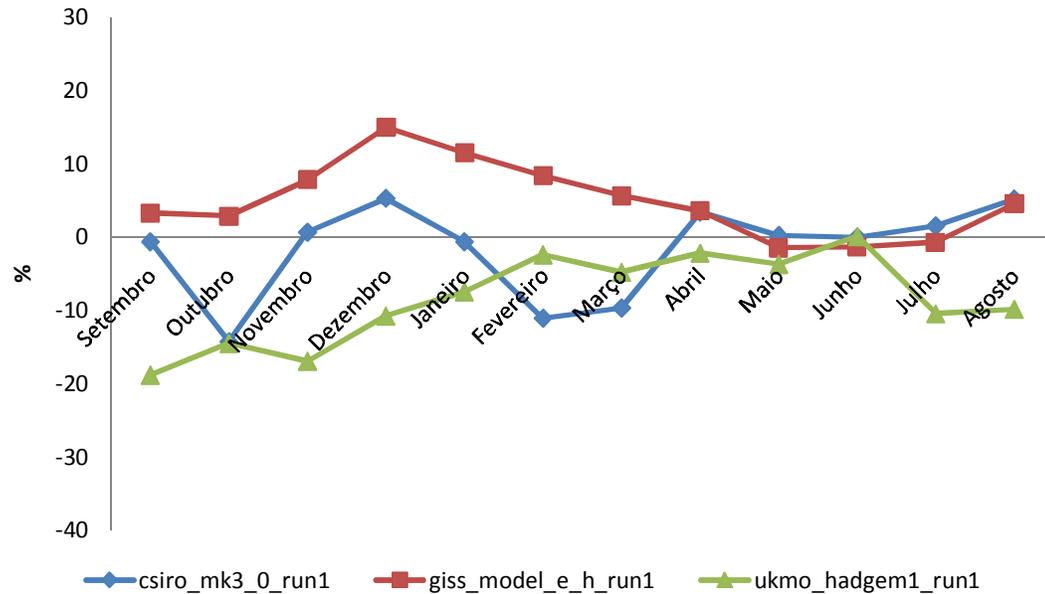
O modelo UKMO_HADGEM1_RUN1 aponta para reduções consideráveis da contribuição do percentual de chuvas durante todo o ano com exceção de junho, para o período de 2040 a 2069 ele também aponta para uma redução em torno de 20% para os meses de janeiro a abril e em torno de 30% entre agosto a dezembro, para o período de 2070 a 2099 ele aponta para uma redução de aproximadamente 40% nos meses de janeiro a abril e durante os meses de julho a dezembro essa redução é em torno de 30%.

O modelo CSIRO_MK3_0_RUN1 para o período de 2010 a 2039 ele mostra uma possível redução de aproximadamente 10% durante os meses de janeiro a abril. Para o período de 2040 a 2069 ele mostra um aumento em torno de 10% nos mesmos meses. Para o período de 2070 a 2099 durante os meses de agosto a dezembro ele mostra uma possível redução de até 30% da contribuição porcentual de chuvas.

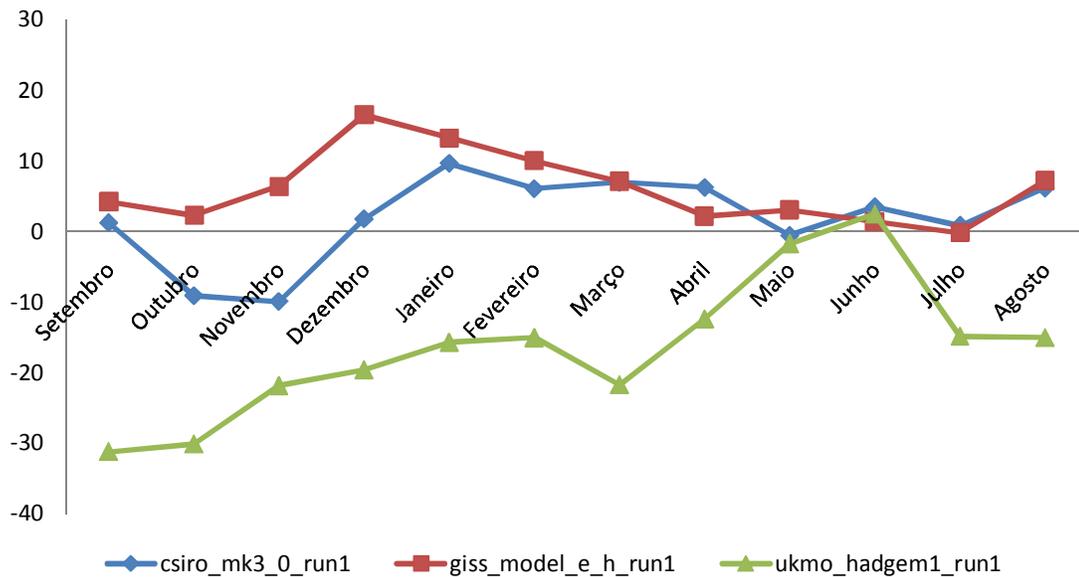
O modelo GISS_MODEL_E_H_RUN1 para o período de 2010 a 2029 aponta para um possível aumento da contribuição porcentual de chuvas em quase todo o ano a exceção dos meses de maio-junho-julho, sendo as maiores contribuições de

aproximadamente 15% durante os meses de janeiro e dezembro. Durante os períodos de 2040 a 2069 e 2070 a 2099 ele apresenta flutuações bem parecidas se comparado com o período 2010 a 2029.

(a)



(b)



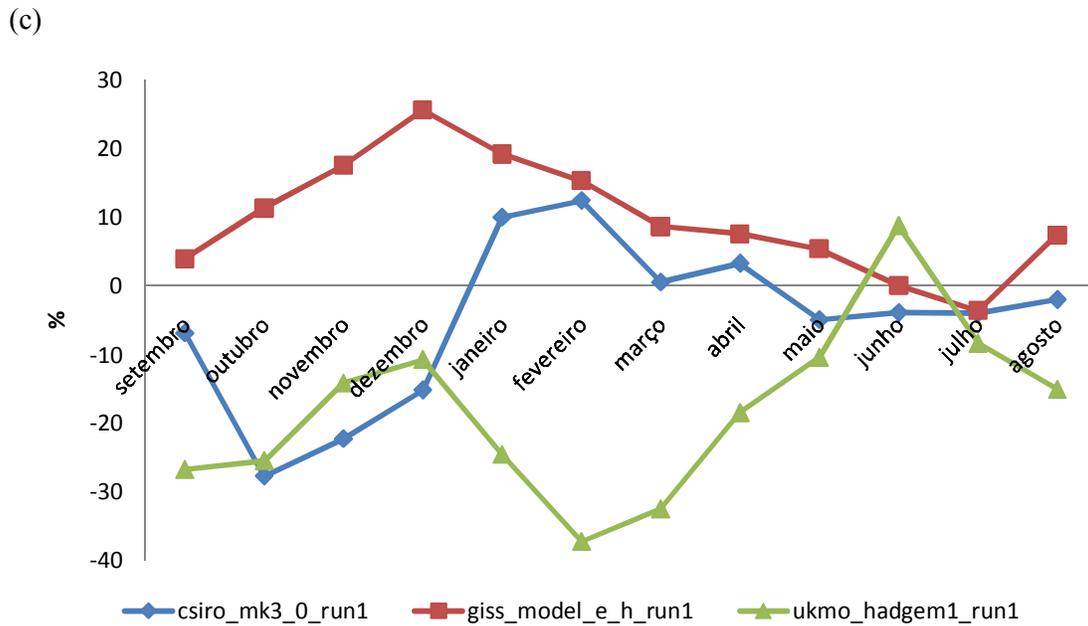


Figura 17 – Anomalia da contribuição percentual de precipitações mensais na média anual para os períodos de (a) 2010 a 2039; (b) 2040 a 2069; (c) 2070 a 2099 na região da Amazônia.

4.5.2. Análise de Tendência quanto à Variabilidade Plurianual

Para a região do Nordeste, há rodadas dos modelos que não foram projetadas para o cenário A1B, sendo disponibilizadas 50 rodadas dos modelos do total de 73 analisadas no século XX. Os modelos CSIRO.MK3.0.RUN2 e GISS.MODEL.E.R.RUN8 primeiras colocadas na classificação do AVAL geral para o século XX, não foram projetadas pelos modelos globais. São mostradas as tendências das rodadas seguintes segundo o AVAL: MRI.CGCM2.3.2A.RUN3, GISS.MODEL.E.R.RUN2 e UKMO.HADCM3.RUN1.

Tabela 9 - Teste de hipótese segundo Mann Kendall Sen e declividade da tendência para o NEB.

Modelos do IPCC-AR4	Teste de Hipótese	Tendência mm/ano	Modelos do IPCC-AR4	Teste de Hipótese	Tendência mm/ano
bccr_bcm2_0_run1	0	-	miroc3_2_medres_run1	0	-
cccma_cgcm3_1_run1	0	-	miroc3_2_medres_run2	0	-
cccma_cgcm3_1_run2	0	-	miroc3_2_medres_run3	0	-
cccma_cgcm3_1_run3	1	-1,45	miub_echo_g_run1	0	-
cccma_cgcm3_1_run4	0	-	miub_echo_g_run2	1	-1,33
cccma_cgcm3_1_run5	0	-	miub_echo_g_run3	0	-
cccma_cgcm3_1_t63_run1	0	-	mpi_echam5_run1	0	-
cnrm_cm3_run1	1	2,53	mpi_echam5_run2	0	-
csiro_mk3_0_run1	1	2,51	mpi_echam5_run3	0	-
gfdl_cm2_0_run1	0	-	mpi_echam5_run4	0	-
gfdl_cm2_1_run1	0	-	mri_cgcm2_3_2a_run2	0	-
giss_aom_run1	1	1,53	mri_cgcm2_3_2a_run3	0	-
giss_aom_run2	0	-	mri_cgcm2_3_2a_run4	0	-
giss_model_e_h_run1	0	-	ncar_ccsm3_0_run1	0	-
giss_model_e_h_run2	0	-	ncar_ccsm3_0_run2	0	-
giss_model_e_h_run3	1	1,17	ncar_ccsm3_0_run3	0	-
giss_model_e_r_run2	1	3,28	ncar_ccsm3_0_run5	0	-
giss_model_e_r_run4	1	5,23	ncar_ccsm3_0_run6	0	-
iap_fgoals1_0_g_run1	1	-1,37	ncar_ccsm3_0_run7	0	-
iap_fgoals1_0_g_run2	0	-	ncar_pcm1_run1	1	0,52
iap_fgoals1_0_g_run3	1	-1,25	ncar_pcm1_run2	0	-
ingv_echam4_run1	0	-	ncar_pcm1_run3	0	-
inmcm3_0_run1	1	1,72	ncar_pcm1_run4	0	-
ipsl_cm4_run1	1	4,61	ukmo_hadcm3_run1	1	-4,24
miroc3_2_hires_run1	1	3,03	ukmo_hadgem1_run1	1	4,42

Na figura 18 são mostradas as tendências das precipitações dos três melhores modelos do IPCC-AR4 para a região do nordeste, segundo a avaliação proposta, para o cenário A1B de 2010 a 2099. O modelo MRI.CGCM2.3.2A.RUN3 não mostra nenhuma tendência, o modelo GISS.MODEL.E.R.RUN2 indica uma tendência positiva, enquanto o modelo UKMO.HADCM3.RUN1 indica uma tendência de redução de chuvas, conforme mostra a tabela 9, possuindo a maior inclinação de redução para o teste de Mann Kendall Sen.

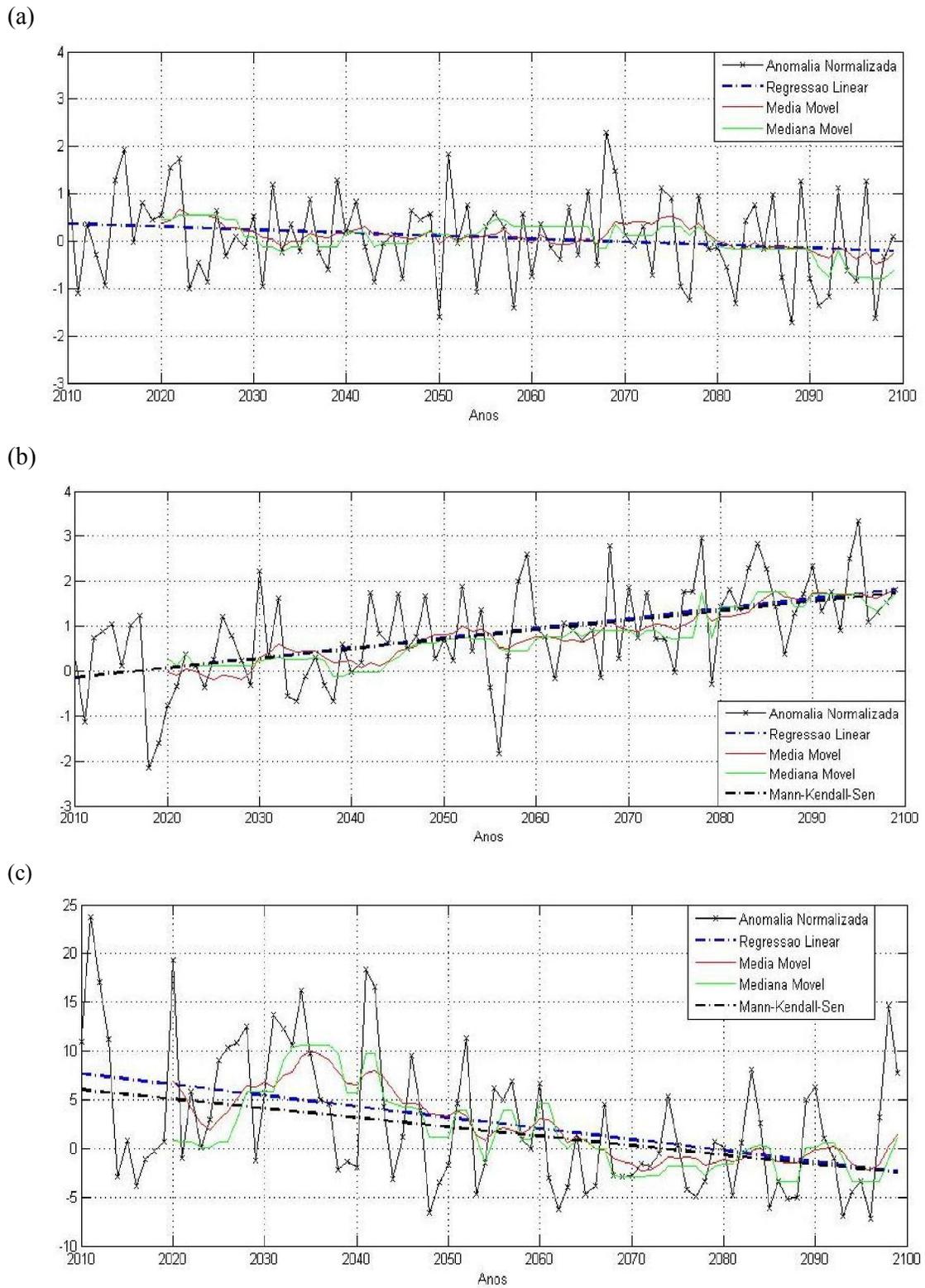
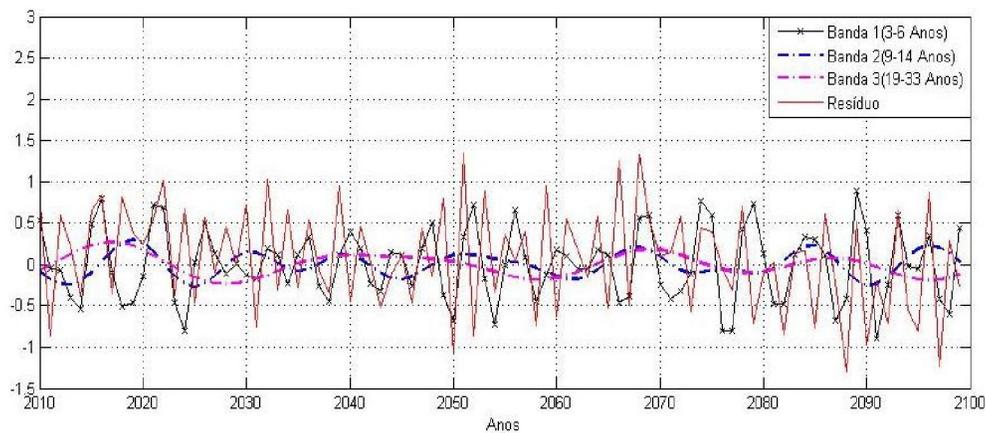


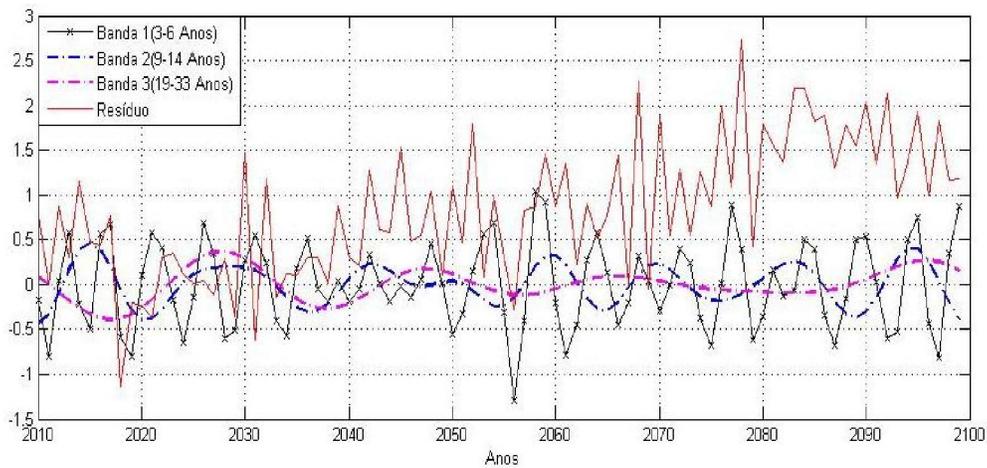
Figura 18 - Séries de Precipitações de 2010 a 2099 e medidas de tendência para o NEB. Dos seguintes modelos: (a) MRI.CGCM2.3.2A.RUN3; (b) GISS.MODEL.E.R.RUN2 e (c) UKMO.HADCM3.RUN1.

Para a região do NEB, na figura 19 o resíduo do modelo MRI.CGCM2.3.2A.RUN3 não mostra nenhuma tendência ao longo do século XXI, o resíduo do modelo GISS.MODEL.E.R.RUN2 mostra uma tendência positiva a partir da segunda metade do século XXI, já o modelo UKMO.HADCM3.RUN1 mostra uma ligeira tendência negativa na primeira metade do século XXI sem mostrar nenhuma tendência a partir de 2050.

(a)



(b)



(c)

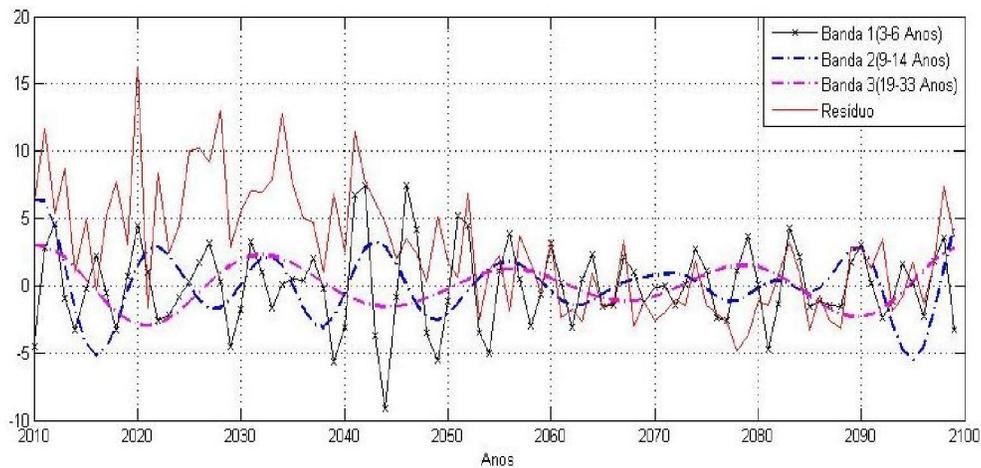


Figura 19 – Bandas da transformada de ondas dos principais padrões de variação do século XXI e o resíduo para a região do NEB. Dos seguintes modelos: (a) MRI.CGCM2.3.2A.RUN3; (b) GISS.MODEL.E.R.RUN2 e (c) UKMO.HADCM3.RUN1.

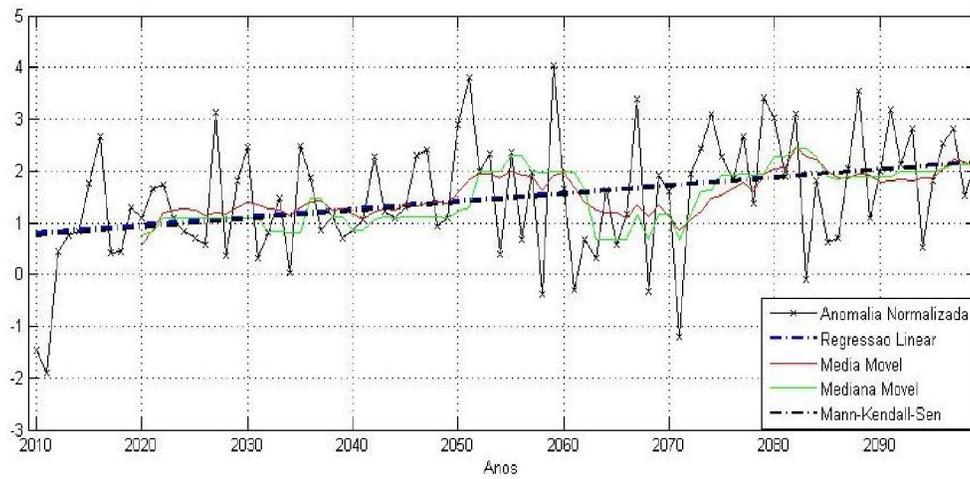
Para a região da bacia da Prata, há rodadas dos modelos que não foram projetadas para o cenário A1B, sendo disponibilizadas apenas 51 rodadas do total de 73 disponibilizados para o século XX. O modelo GFDL.CM2.0.RUN2 segundo colocado na classificação do AVAL geral para o século XX, não foi projetado pelos modelos globais. São mostradas as tendências das rodadas segundo o AVAL: CCCMA_CGCM3_1_RUN2, NCAR_PCM1_RUN1 E CCCMA_CGCM3_1_RUN1.

Tabela 10 - Teste de hipótese segundo Mann Kendall Sen e declividade da tendência para a região da bacia da Prata.

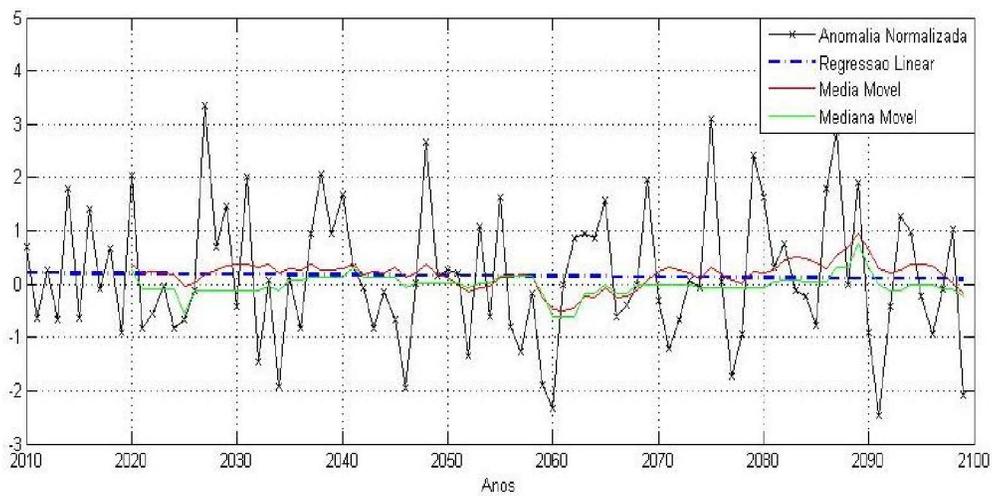
Modelos do IPCC-AR4	Teste de Hipótese	Tendência mm/ano	Modelos do IPCC-AR4	Teste de Hipótese	Tendência mm/ano
bccr_bcm2_0_run1	0	-	miroc3_2_medres_run2	1	-0,6527
cccma_cgcm3_1_run1	1	0,7208	miroc3_2_medres_run3	0	-
cccma_cgcm3_1_run2	1	0,9832	miub_echo_g_run1	1	1,3986
cccma_cgcm3_1_run3	1	0,907	miub_echo_g_run2	1	1,7681
cccma_cgcm3_1_run4	1	1,0477	miub_echo_g_run3	1	1,8215
cccma_cgcm3_1_run5	1	1,1659	mpi_echam5_run1	1	1,5163
cccma_cgcm3_1_t63_run1	1	1,0452	mpi_echam5_run2	0	-
cnrm_cm3_run1	1	1,2557	mpi_echam5_run3	1	1,3371
csiro_mk3_0_run1	0	-	mpi_echam5_run4	1	2,1542
gfdl_cm2_0_run1	0	-	mri_cgcm2_3_2a_run1	0	-
gfdl_cm2_1_run1	1	-0,9243	mri_cgcm2_3_2a_run2	1	1,045
giss_aom_run1	0	-	mri_cgcm2_3_2a_run3	0	-
giss_aom_run2	0	-	mri_cgcm2_3_2a_run4	0	-
giss_model_e_h_run1	1	0,6689	ncar_ccsm3_0_run1	1	0,7625
giss_model_e_h_run2	1	1,4158	ncar_ccsm3_0_run2	1	1,0775
giss_model_e_h_run3	1	0,7393	ncar_ccsm3_0_run3	1	1,0026
giss_model_e_r_run2	1	0,6029	ncar_ccsm3_0_run5	1	1,0227
giss_model_e_r_run4	1	0,4339	ncar_ccsm3_0_run6	1	1,2586
iap_fgoals1_0_g_run1	0	-	ncar_ccsm3_0_run7	1	0,9764
iap_fgoals1_0_g_run2	0	-	ncar_pcm1_run1	0	-
iap_fgoals1_0_g_run3	0	-	ncar_pcm1_run2	0	-
ingv_echam4_run1	1	1,6257	ncar_pcm1_run3	0	-
inmcm3_0_run1	0	-	ncar_pcm1_run4	0	-
ipsl_cm4_run1	1	-1,0043	ukmo_hadcm3_run1	0	-
miroc3_2_hires_run1	0	-	ukmo_hadgem1_run1	0	-
miroc3_2_medres_run1	0	-			

Na figura 20 são mostradas as tendências das precipitações dos três melhores modelos do IPCC-AR4 para a região da bacia da Prata, segundo a avaliação proposta, para o cenário A1B de 2010 a 2099. Os modelos CCCMA_CGCM3_1_RUN2, CCCMA_CGCM3_1_RUN1 indicam uma tendência positiva, enquanto o modelo NCAR_PCM1_RUN1 não mostra nenhuma tendência, conforme mostra a tabela 10, para o teste de Mann Kendall Sen.

(a)



(b)



(c)

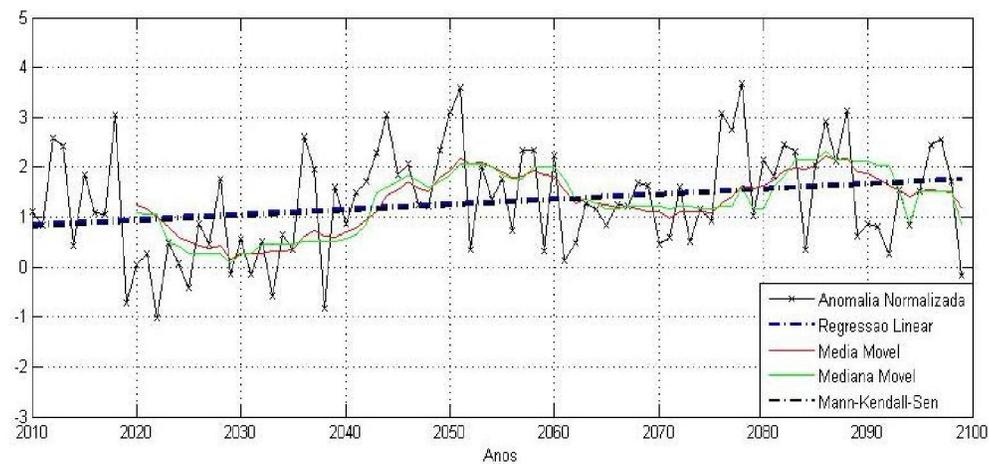
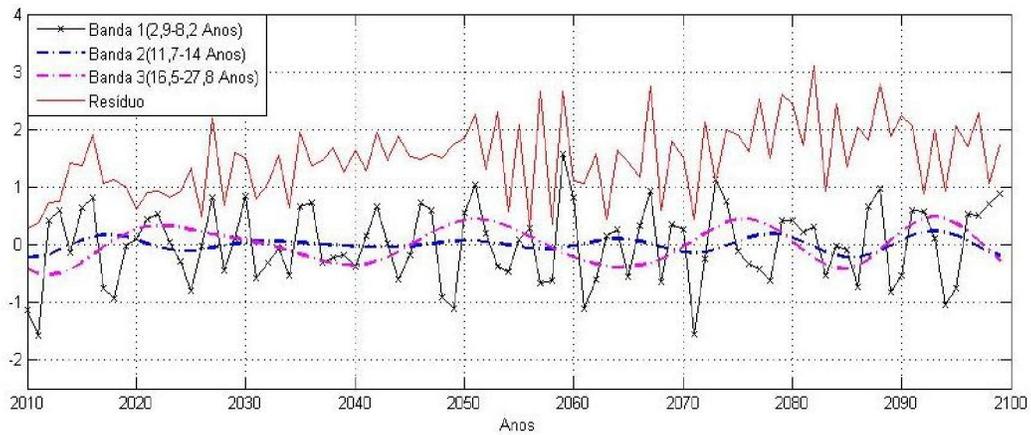


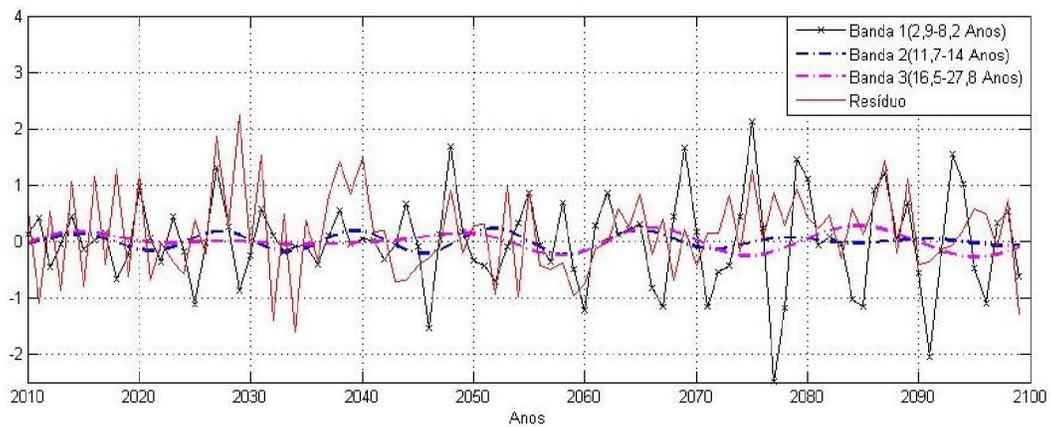
Figura 20 - Séries de Precipitações de 2010 a 2099 e medidas de tendência para a região da bacia da Prata. Dos seguintes modelos: (a) CCCMA CGCM3_1_RUN2; (b) NCAR PCM1_RUN1 e (c) CCCMA CGCM3_1_RUN1.

Para a região da bacia da Prata, na figura 21 o resíduo do modelo CCCMA_CGCM3_1_RUN2 mostra uma tendência não bem definida de aumento ao longo de todo o século XXI, o modelo NCAR_PCM1_RUN1 não mostra nenhuma tendência ao longo do século XXI, já o modelo CCCMA_CGCM3_1_RUN1 mostra uma tendência positiva a partir do ano 2030.

(a)



(b)



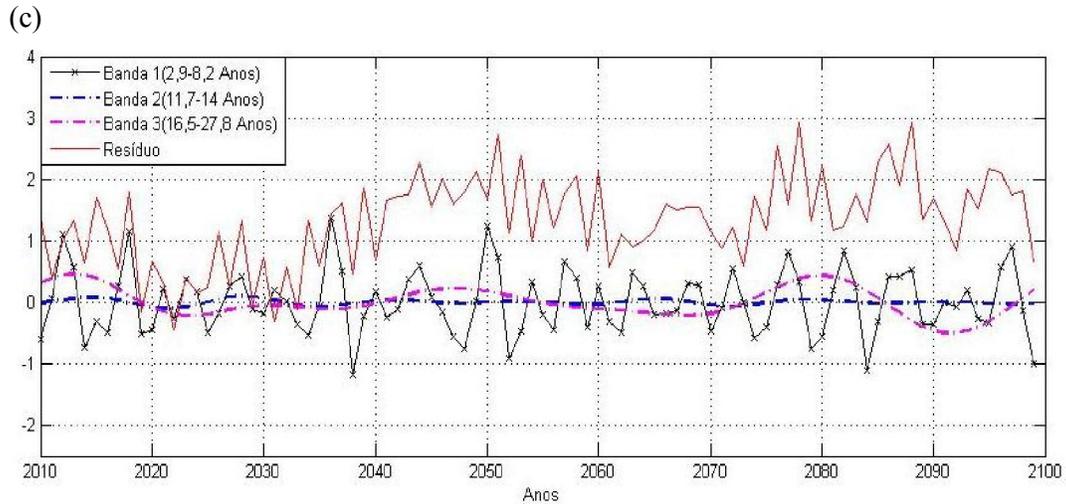


Figura 21 – Bandas da transformada de ondeletas dos principais padrões de variação do século XXI e o resíduo para a região da bacia da Prata. Dos seguintes modelos: (a) CCCMA_CGCM3_1_RUN2; (b) NCAR_PCM1_RUN1 e (c) CCCMA_CGCM3_1_RUN1.

Para a região da Amazônia, há rodadas dos modelos que não foram projetadas para o cenário A1B, só foram disponibilizadas 51 rodadas dos modelos do total de 73 disponibilizados para o século XX. O modelo GISS_MODEL_E_R_RUN4 primeira colocada na classificação do AVAL geral para o século XX, não foi projetada pelos modelos globais. São mostradas as tendências das três rodadas seguintes: CSIRO_MK3_0_RUN1, CCCMA_CGCM3_1_RUN1 E INGV_ECHAM4_RUN1.

Tabela 11 - Teste de hipótese segundo Mann Kendall Sen e declividade da tendência para a região da Amazônia.

Modelos do IPCC-AR4	Teste de Hipótese	Tendência mm/ano	Modelos do IPCC-AR4	Teste de Hipótese	Tendência mm/ano
becr_bcm2_0_run1	0	-	miroc3_2_medres_run2	0	-
cccma_cgcm3_1_run1	0	-	miroc3_2_medres_run3	0	-
cccma_cgcm3_1_run2	0	-	miub_echo_g_run1	1	3,875
cccma_cgcm3_1_run3	0	-	miub_echo_g_run2	1	2,857
cccma_cgcm3_1_run4	0	-	miub_echo_g_run3	1	5,836
cccma_cgcm3_1_run5	0	-	mpi_echam5_run1	0	-
cccma_cgcm3_1_t63_run1	1	-0,962	mpi_echam5_run2	0	-
cnrm_cm3_run1	0	-	mpi_echam5_run3	0	-
csiro_mk3_0_run1	0	-	mpi_echam5_run4	1	0,866
gfdl_cm2_0_run1	0	-	mri_cgcm2_3_2a_run1	0	-
gfdl_cm2_1_run1	0	-	mri_cgcm2_3_2a_run2	0	-
giss_aom_run1	0	-	mri_cgcm2_3_2a_run3	0	-
giss_aom_run2	0	-	mri_cgcm2_3_2a_run4	0	-
giss_model_e_h_run1	1	3,323	ncar_ccsm3_0_run1	1	2,169
giss_model_e_h_run2	1	4,230	ncar_ccsm3_0_run2	1	2,629
giss_model_e_h_run3	1	4,471	ncar_ccsm3_0_run3	1	4,189
giss_model_e_r_run2	1	3,436	ncar_ccsm3_0_run5	1	2,093
giss_model_e_r_run4	1	3,937	ncar_ccsm3_0_run6	1	2,954
iap_fgoals1_0_g_run1	0	-	ncar_ccsm3_0_run7	1	1,957
iap_fgoals1_0_g_run2	0	-	ncar_pcm1_run1	1	4,414
iap_fgoals1_0_g_run3	0	-	ncar_pcm1_run2	1	1,831
ingv_echam4_run1	0	-	ncar_pcm1_run3	1	1,124
inmcm3_0_run1	0	-	ncar_pcm1_run4	1	3,019
ipsl_cm4_run1	1	4,696	ukmo_hadcm3_run1	1	-9,362
miroc3_2_hires_run1	0	-	ukmo_hadgem1_run1	1	-6,782
miroc3_2_medres_run1	0	-			

Na figura 22 são mostradas as tendências das precipitações dos três melhores modelos do IPCC-AR4 para a região da Amazônia, segundo a avaliação proposta, para o cenário A1B de 2010 a 2099. Os modelos CSIRO_MK3_0_RUN1, CCCMA_CGCM3_1_RUN1 e INGV_ECHAM4_RUN1 não indicam nenhuma tendência, conforme mostra a tabela 11, para o teste de Mann Kendall Sen.

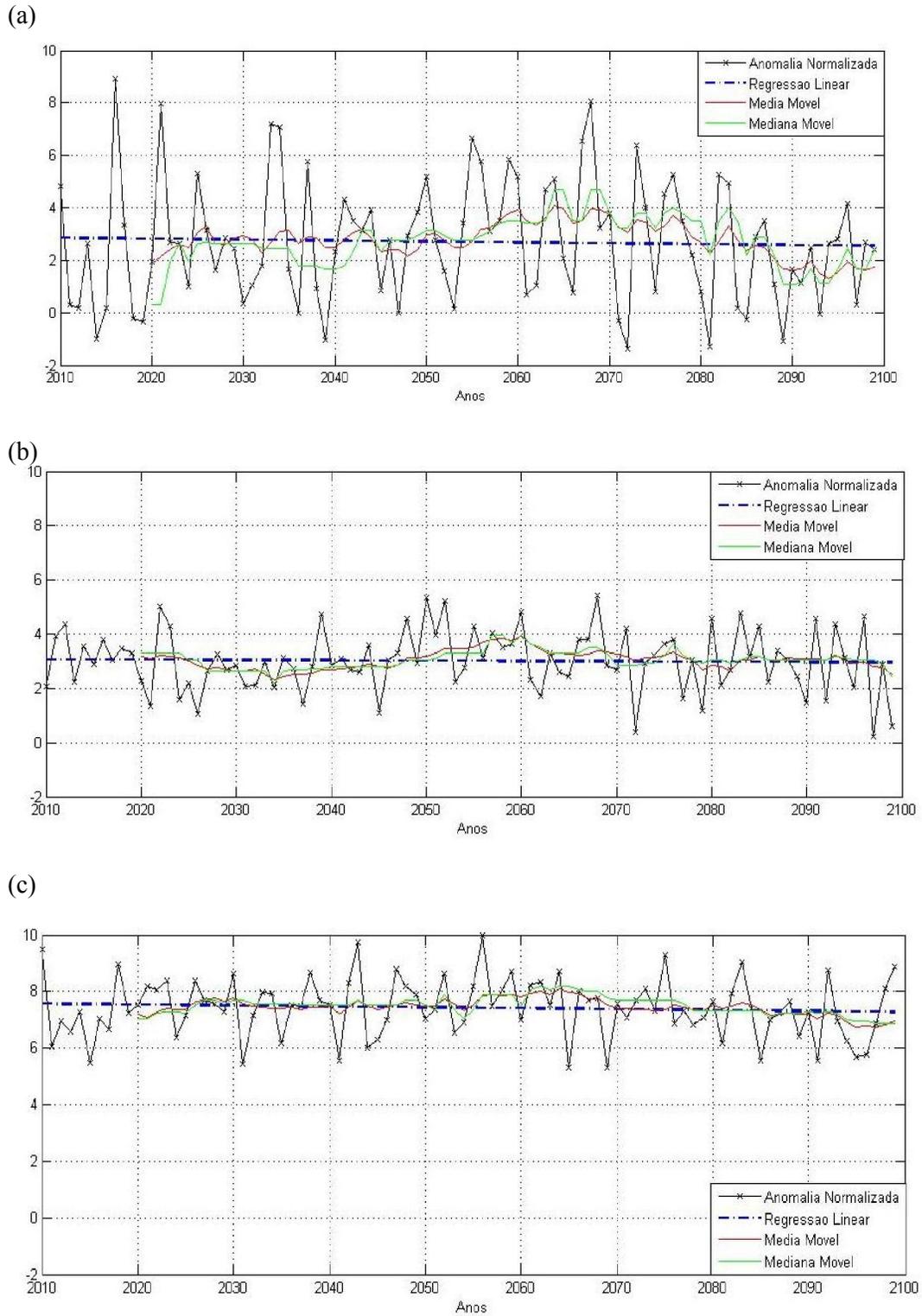
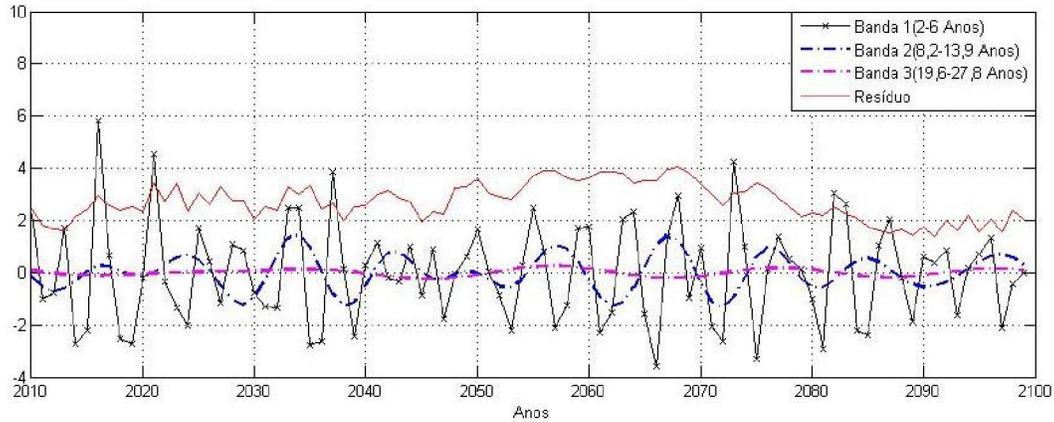


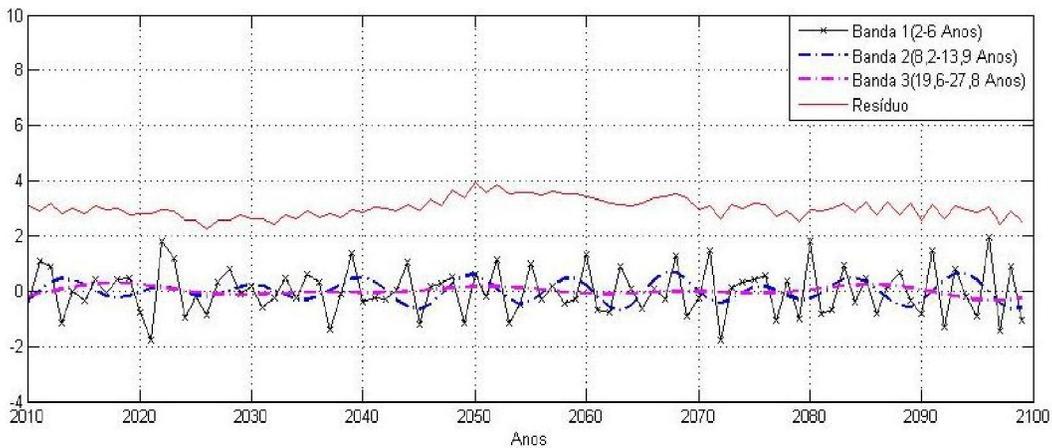
Figura 22 - Séries de Precipitações de 2010 a 2099 e medidas de tendência para a região da Amazônia. Dos seguintes modelos: (a) CSIRO_MK3_0_RUN1; (b) CCCMA_CGCM3_1_RUN1 e (c) INGV_ECHAM4_RUN1.

Para a região da Amazônia, na figura 23 os resíduos dos modelos CSIRO_MK3_0_RUN1, CCCMA_CGCM3_1_RUN1 e INGV_ECHAM4_RUN1 não mostram nenhuma tendência ao longo do século XXI.

(a)



(b)



(c)

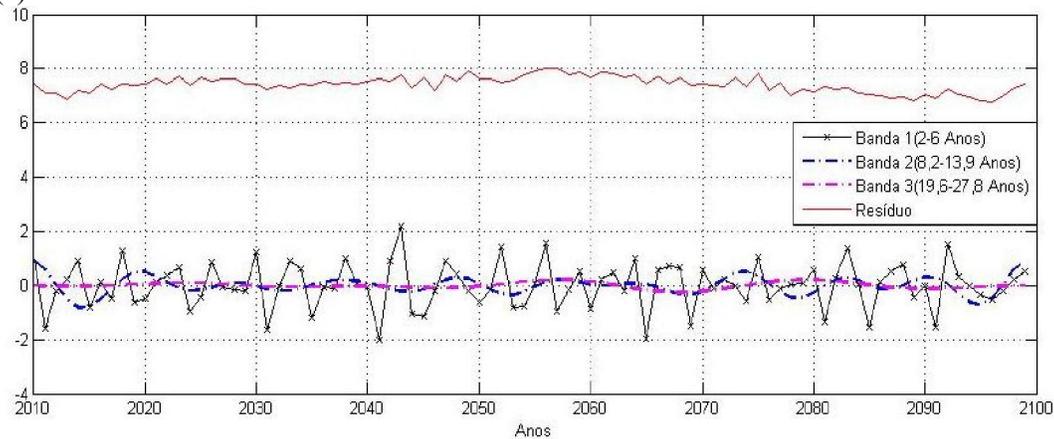


Figura 23 – Bandas da transformada de ondeletas dos principais padrões de variação do século XXI e o resíduo para a região da Amazônia. Dos seguintes modelos: (a) CSIRO_MK3_0_RUN1; (b) CCCMA_CGCM3_1_RUN1 e (c) INGV_ECHAM4_RUN1.

CAPÍTULO 5

5. CONCLUSÕES

A maioria dos modelos globais do IPCC-AR4 quanto à climatologia média de precipitação nas regiões do Nordeste e na Amazônia, representaram satisfatoriamente a sazonalidade, já na bacia da Prata somente 15 dos 24 modelos conseguiram reproduzir a sazonalidade da região. Quanto à variabilidade plurianual os modelos para diferentes rodadas apresentaram padrões bem distintos. Nas regiões da Amazônia e Nordeste aproximadamente a metade das rodadas avaliadas conseguiram uma avaliação superior a 0,5, para a região da bacia da Prata 55 das 73 rodadas conseguiram uma avaliação superior a 0,5.

Quanto à representação da sazonalidade, os modelos BCCR_BCM2_0 e GISS_MODEL_E_R obtiveram correlações superiores a 0,8 em vários pontos do domínio para a região do nordeste. Na região Amazônica, os modelos GISS.MODEL.E.H, GISS.MODEL.E.R obtiveram correlações superiores a 0,9 em quase toda a região. Na região da na bacia da Prata o modelo UKMO.HADGEM1 apresentou valor superior a 0,9 em uma grande porção dessa região, mostrando que estes modelos são capazes de capturar os padrões de variações sazonais.

Quanto à representação interanual, a transformada de Ondeleta mostra a existência de variações em várias escalas de tempo no comportamento de precipitação no Século XX. Isso restringe o uso de alguns modelos do IPCC que, não são capazes de representar a natureza aleatória da precipitação no século XX.

Algumas rodadas dos modelos globais do IPCC apresentam valores bastante elevados de correlação em relação à precipitação observada durante o século XX,

mostrando que estes modelos são capazes de capturar os padrões de variação interanual e em alguns casos a variação interdecadal.

As variabilidades interanual e interdecadal do padrão de chuvas foram bem reproduzidas pelos modelos GISS.MODEL.E.R.RUN8, CSIRO.MK3.0.RUN2, UKMO.HADCM3.RUN1, GISS.MODEL.E.R.RUN2 sobre o NEB. Enquanto na Bacia da Prata os melhores modelos para esse critério foram os modelos CCCMA.CGCM3.1.RUN2, GFDL.CM2.0.RUN2 e NCAR.PCM1.RUN1. Na região Amazônica os modelos GISS.MODEL.E.R.RUN6, CSIRO.MK3.0.RUN1, CCCMA.CGCM3.1.RUN1 e INGV.ECHAM4.RUN1, CCCMA.CGCM3.1.T63.RUN1 e IPSL.CM4.RUN1 apresentaram $AVAL_p$ superior a 0,85.

Considerando ambos os critérios de avaliação (sazonal e plurianual), os modelos com melhor desempenho são: na região da Amazônia o GISS.MODEL.E.R.RUN6, no NEB o CSIRO.MK3.0.RUN2 e na Bacia da Prata o modelo CCCMA.CGCM3.1.RUN2. Estes modelos podem ser considerados como uma boa opção para avançar na investigação dos efeitos das mudanças climáticas sobre os recursos hídricos nas três regiões de estudo.

Quanto às projeções sazonais os modelos melhor classificados segundo o AVAL para as regiões de estudo divergem quanto o futuro da precipitação, esta divergência pode estar associado às próprias incertezas provenientes dos fenômenos meteorológicos, que envolvem essa variável (a atmosfera é um sistema caótico, Lorentz, 1963 e 1965) e/ou má representação dos fenômenos de micro e meso-escala que precisam ser resolvidos numa grade de melhor resolução. Na região do Nordeste, as projeções para o período 2010-2069 o modelo MRI_CGCM2_3_2a_RUN1 não mostra aumentos significativos de precipitação, mais no período 2070 a 2099 mostra uma possível redução de precipitação nos meses de janeiro-abril meses da estação chuvosa. Na região da bacia da Prata o modelo UKMO_HADGEM1_RUN1 mostra redução de precipitação ao longo do século XXI nos meses de janeiro a março meses da estação chuvosa na região, sendo maior a redução de precipitação no período 2070-2099. Na região da Amazônia o modelo UKMO_HADGEM1_RUN1 mostra significativa redução ao longo do século XXI nos meses de março-maio meses da estação chuvosa, acentuando se esta redução no período de 2070-2099.

Quanto à tendência dos modelos do IPCC-AR4, a maioria dos modelos para o cenário A1B são conservadores quanto às projeções relativas ao século XXI. Na região do NEB setentrional das 50 rodadas disponibilizadas somente 16 deles mostram tendência significativa segundo o teste de Mann Kendall Sen. O modelo GISS.MODEL.E.R.RUN2 mostra uma tendência positiva e o modelo UKMO.HADCM3.RUN1 têm uma tendência de redução, já o modelo MRI.CGCM2.3.2A.RUN3 primeiro colocado no índice do AVAL não mostra nenhuma tendência.

Na região da bacia da Prata das 51 rodadas disponibilizadas, 29 deles mostram tendência significativa. Os modelos CCCMA_CGCM3_1_RUN2, CCCMA_CGCM3_1_RUN1 indicam uma tendência positiva, enquanto o modelo NCAR_PCM1_RUN1 segundo colocado no AVAL não mostra nenhuma tendência.

Na região da Amazônia das 51 rodadas disponibilizadas, somente 23 mostraram alguma tendência. Os três modelos melhor colocados segundo o AVAL, CSIRO_MK3_0_RUN1, CCCMA_CGCM3_1_RUN1 e INGV_ECHAM4_RUN1 não indicam nenhuma tendência significativa.

Recomendações

O presente trabalho considerou para o estudo da variabilidade plurianual as bandas características presentes no século XX das séries observadas de precipitação nas três regiões de estudo e levou-se esta consideração para a classificação dos modelos. Sugere-se fazer uma nova classificação considerando somente as bandas interanuais para a avaliação plurianual destas regiões.

Referências Bibliográficas

_____. **Águas Doces no Brasil. Capital Ecológico, Uso e Conservação.** Aldo da C. Rebouças, Benedito Braga, José Galizia Tundisi. Ed. São Paulo 2000.

ANDREOLI, R. V., KAYANO, M. T., GUEDES, R. L., OYAMA, M. D., ALVES, M. A. S. **A influência da temperatura da superfície do mar dos Oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade de precipitação em Fortaleza.** Revista Brasileira de Meteorologia, v.19, n.3, 337-344, 2004.

ANDREOLI, R. V., KAYANO, M. T., **Multi-scale variability of the sea surface temperature in the tropical Atlantic.** J. Geophys. Res., v. 109, C05009, DOI: 10.1029/2003JC002220, 2004.

ALEXANDER, L.V., ZNAHG, X.; PETERSON, T. C.;CAESAR, J.; GLEASON, B.; TANK, A. M. G.;HAYLOCK, M.;COLLINS D.; TREVIN,B; RAHIMZADEH, F.; TAGIPOU, A.; RUPA KUMAR, K.; REVADEKAR, J.; GRIFFITHS, G.; VINCENT, L.; STEPHENSHON, D.; BURN, J.; AGUILAR, E.; TAYLOR, M.; NEW, M.; ZHAI, P.; RUSTUCCI, M.; VASQUEZ-AGUIRRE, J.L. **Global Observed Changes in daily climate extremes of temperature and precipitation.** Journal of Geophysical Research. Washington v.111 D05109, 2006.

BEHLING, H. **Untersuchungen zur spätpleistozänen und holozänen Vegetations and Klimageschichte der tropischen Küstenwälder und der Araukarienwälder in Santa Catarina (Südbrasilien).** In: Souza, C. G. at al. Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto: Holos, p. 53-69, 2005.

BEHLING, H. **Investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of the vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil).** Vegetation History and Archeobotany, v. 4, p. 127-152. 1995.

BRABO ALVES, J., CAMPOS, N., ASSIS FILHO, F., MONCUNNIL, D., DA SILVA, E., BARBOSA, W., FERREIRA, A., SUN, L., MOURA, A. **Avaliação preliminar de**

Simulações Climáticas de um Modelo Regional Espectral Aninhado em um Modelo Global (ECHAM4.5) sobre o Setor Norte da Região Nordeste do Brasil (1971-2000). Revista Brasileira de Meteorologia v.20, n.2, 191-206, 2005.

_____ **Paleoclimatology – reconstructing climates of the Quaternary** BRADLEY, RS. (1999) Marine sediments and corals. In: BRADLEY, R.S.. Burlington: Elsevier Academic Press. p. 191-283.

_____ **Historia del Clima de La Tierra** CANTOLLA, A.U. (2003) Servicio Central de Publicaciones Del Gobierno Vasco. 306p.

CITEU, J.; BERGÉS, J. C.; DEMARCQ, H.; MAHÉ, G. **Position de La zone de convergence a 28°N et température de surface de l'océan.** Veille Climatologique Satellitaire, sv, n. 21, p. 3-7, 1988a.

_____ **CLIMANÁLISE** Boletim de Monitoramento e Análise Climática Cachoeira Paulista, SP, Brasil, INPE/CPTEC, 2001.

COSTA DOS SANTOS C. A., BARBOSA DE BRITO J. I., RAMANA RAO T. V., ALENCAR MENEZES H. E., **Tendências dos Índices de Precipitação no Estado do Ceará.** Revista Brasileira de Meteorologia v.24, n.1, 39-47, 2009.

CHU, Pao-Shin, YU, Zhi-Ping e Hastenrath, S. (1994), **Detecting Climate Concurrent with Deforestation in the Amazon Basin: Which Way Has It Gone?** Bulletin of the American meteorological Society, 75, 4, 579-83.

DIAZ, A. F.; STUDZINSKI, C. A.; MECHOSO, C. R. **Relationships between Precipitation Anomalies in Uruguay and Southern Brazil and Sea Surface Temperature in the Pacific and Atlantic Oceans.** Journal of Climate, v. 11, n. 2, p. 251-271, 1988.

DIAS DE PAIVA, C. E. e CLAKE, R. **Análise da tendência de Precipitação da Amazônia.** Revista Brasileira de Meteorologia, 10(1/2): 37-41, 1995.

DUURSMA, E. **River flow and temperature profile trends; consequences for water resources.** A. de Man, P.E. van Oeveren, S. Montjin, Heineken, N. V. Company. Amsterdam 2002.

EMILIANI, C. (1955) **Pleistocene Temperatures.** *Journal of Geology*, **63**, 538-578.

ERICSON, D. B e WOLLIN, G. (1968) **Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments.** *Science* **162** (3859), 1227-1234.

FOLLAND, C. K.; PARKER, D. E. **Observed variations of sea surface temperature.** In: Schlesinger, M. E. (Ed.) *Climate- Ocean Interaction*. Dordrecht: Kluwer, p. 21-52 1990.

GAISER, T.; KROL, M.; FRISCHKORN, H.; ARAÚJO, J. C. *Global Change and Regional Impacts*. Springer, 2003.

_____ **Global Physical Climatology** Dennis L. Hartmann. Cap. I p. 18-39 Ed. Academic Press. San Diego, California USA 1994.

HAYLOCK, M., PETERSON, T., ALVES, L., AMBRIZZI, T., ANUNCIÇÃO, M., BAEZ, J., BARROS, V., BERLATO, M., BIDEGAIN, M., CORONEL, G., CORRADI, V., GARCIA, V., GRIMM, A., KAROLY, D., MARENGO J. A., MARINO, M., MONCUNILL, D., NECHET, D., QUINTANA, J., REBELLO, E., RUSTICUCCI, M., SANTOS, J., TREBEJO, I., VINCENT, L., **Trends in Total and Extreme South American Rainfall in 1960–2000 and Links with Sea Surface Temperature** *Journal of Climate* Volume 19, Issue 8 (April 2006) pp. 1490-1512.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. **Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil.** *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977.

IMBRIE, J.; IMBRIE, J. Z. **Modeling the climatic response to orbital variations.** *Science*, v.207, p. 943-953, February. 1980.

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change: Climate Change 2007: The physical science basis. Cambridge, 18 p. 2007a.

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change: Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Cambridge University Press: Cambridge, 23 p, 2007b.

KOUSKY, V. E; **Frontal influences on Northeast Brazil**. Montly Weather Review. 107, 1140-1153.1979.

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; CARVALHO, L. M. V. **Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level Jet East of the Andes and comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone**. Journal of Climate. V. 17, n. 19, p. 3829-3842, 2004.

MANN M.E., BRADLEY R.S., HUGHES M.K. **Northern hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations**. Geophys. Research Letters, 26:759-762. 1999.

MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A **Pacific Interdecadal climate oscillation with impacts on salmon productions**. Bull. Amer. Meteor. Soc., v. 78, p. 1069-1979, 1997.

MANTUA, N. J.; HARE S. R. **The Pacific Decadal Oscillation**. Journal of Oceanogr., v. 58, p. 35-44, 2002.

MARENGO, J. A.; HASTENRATH, S. **Case studies of extreme climatic events in the amazon basin**. Journal of Climate, v. 6, n. 4, p. 617-627, 1993.

MARENGO, J. A., PAIXÃO, J. A., BRAHMANANDA, V. **A influência das Anomalias de TSM dos Oceanos Atlântico e Pacífico sobre as chuvas de Monção da América do Sul**. Revista Brasileira de Meteorologia, 16, (2002).

MARENGO, J. A. **Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin.** Theoretical and Applied Climatology. 78, (2004).

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R. **Impacto das mudanças climáticas no Brasil e Possíveis Cenários Climáticos:** Síntese do Terceiro Relatório do IPCC de 2001. CPTEC-INPE, p. 29 2005.

MARENGO J.A., VALVERDE, MARIA C. **Caracterização do clima no Século XX e Cenário de Mudanças de clima para o Brasil no Século XXI usando os modelos do IPCC-AR4.** Revista Multiciência Campinas Ed. No. 8 Maio 2007.

MOLION, L. C. B; BERNARDO, S. O. **Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro.** Revista Brasileira de Meteorologia, Rio de Janeiro (RJ), v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002.

NAMIAS, J. **Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil.** Tellus, v. 24, p. 336-342, 1972b.

NEW, M., HULME, M., JONES, P.D.,: Representing twentieth century space-time climate variability. Part 1: development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. Journal of Climate 12, 829-856, 1999.

NEW, M., LISTER, D., HULME, M., MAKIN, I.,: A high-resolution data set of surface climate over global land areas. ClimateResearch 21, 1-25, 2001.

NOBRE P.; SHUKLA, J. **Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America.** Journal of Climate, v. 9, p. 2464-2479, 1996.

NOBRE C. A. **Vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança no clima.** In: Brasil, Presidência da Republica. Núcleo de Assuntos Estratégicos. Mudança do clima: Negociações Internacionais sobre a Mudança do Clima. Brasília. Núcleo de Assuntos

Estratégicos da Presidência da República. Secretaria de Comunicação de Governo e Gestão Estratégica. V. 1 parte 2, p. 147-216, 2005.

OPPO, D. (1997) **Millennial Oscillations in Climate** Science 14 Vol. 278 no. 5341 pp. 1244-1246.

PHILANDER, S.G.: **El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation**. 1990. Academic Press, INC. San Diego, Califórnia USA.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. (1987) **Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation**. Monthly Weather Review., v. 115, p. 1606-1626.

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.

SELUCHI, M. E.; MARENGO, J. A. **Tropical-extratropical Exchange of air masses during Summer and Winter in South America: Climatic Aspects and extreme events**. Int. Journal of Climat. 20, 1167-1190.

SERRA, A., **Mudanças Climáticas**. Revista Brasileira de Meteorologia, 1987, v. 2, n. 1, p. 101-105.

SHOSHIRO, M.; SCHNEIDER, N.; DESER, C.; LIU, Z.; MANTUA, N.; NAKAMURA, N.; NONAKA, M.; **Pacific Decadal Variability: A Review** Journal of Climate, Setembro 2004.

SILVEIRA, C.; SOUZA FILHO, F.; COSTA A.; COUTINHO, M.; LAZARO, Y.; SALES, D.; **Avaliação da sazonalidade da precipitação no Nordeste brasileiro simulada pelos modelos do IPCC-AR4**. Em submissão (2011).

SILVEIRA, C.; SOUZA FILHO, F.; ALVES, B.; LAZARO, Y.; **Análise de Tendência da Precipitação dos Modelos do IPCC-AR4 no Nordeste Setentrional Brasileiro para o cenário A1B no século XXI.** Em submissão (2011).

SOUZA FILHO, F.A.; MOURA, A.D. **Memórias do Seminário Natureza e Sociedade nos Semi-Áridos.** Fortaleza: Banco do Nordeste do Brasil; Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos, 332p., 2006.

TASCHETTO, A., WAINER I., **A Influência dos Gases Estufa no Oceano Atlântico Sul: Variabilidade Interanual.** Revista Brasileira de Meteorologia v.20, n.1, 105-120, 2005.

_____ **Tempo e Clima no Brasil.** Iracema F. de Albuquerque, Nelson J. Ferreira, Maria G. da Silva, Maria F. Dias São Paulo Oficina de Textos p. 280, 2009.

TEXEIRA, M.; SATYAMURTY, P. **Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in Southern Brazil.** Monthly Weather Review, v. 135 p. 598-617, 2007.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. **A practical guide to wavelet analysis,** Bull. Am. Meteor. Soc., v.79, n.1, p.61-78, 1998.

ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; BATTISTI, D. **ENSO-like interdecadal variability: 1900-93.** Journal of Climate, v. 10, p. 1004-1020, 1997.

ANEXOS

1. TEMPERATURA DOS MODELOS DO IPCC PARA AS REGIÕES DE ESTUDO

A continuação é mostrada o aumento de temperatura dos modelos do IPCC-AR4 no século XXI (cenário A1B) com respeito ao século XX das três regiões de estudo. Foram disponibilizadas 53 rodadas dos modelos com dados de temperatura no século XXI. Em todas as regiões de estudo os modelos do IPCC-AR4 concordam no aumento de temperatura no século XXI, porém discordando na quantidade de aumento.

Para a região Amazônica, esse aumento varia entre 1,1°C e 3,9°C aproximadamente. O modelo CSIRO_MK3_0_RUN1 mostra um aumento de 1,8°C, o modelo CCMA_CGCM3_1_RUN1 mostra um aumento de 2,9°C, o modelo INGV_ECHAM4_RUN1 mostra um aumento de 2,4°C sendo estes modelos os primeiros colocados na classificação da avaliação geral quanto à precipitação (Tabela 7).

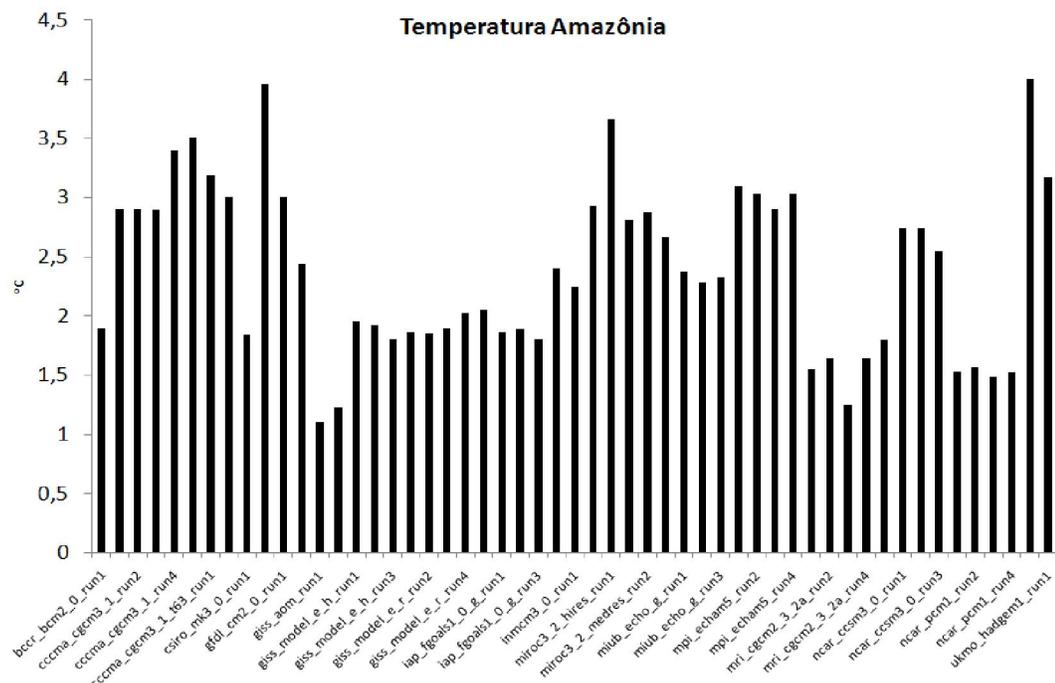


Figura 24 – Aumento de temperatura para o século XXI na região da Amazônia.

Para a região do Nordeste, as rodadas dos modelos mostram um aumento de temperatura no século XXI com respeito ao século XX, esse aumento varia entre 0,2°C e 2,4°C. Os modelos que melhor representaram o comportamento de precipitação no século XX mostram também aumento de temperatura, sendo o aumento de 1,4°C no modelo MRI_CGCM2_3_2A_RUN3, o modelo GISS_MODEL_E_R_RUN2 mostra um aumento de 1,2°C, e o modelo UKMO_HADCM3_RUN1 mostra um aumento de 1,9°C. Observa-se que estes modelos quase coincidem na estimativa de aumento de temperatura para o século XXI.

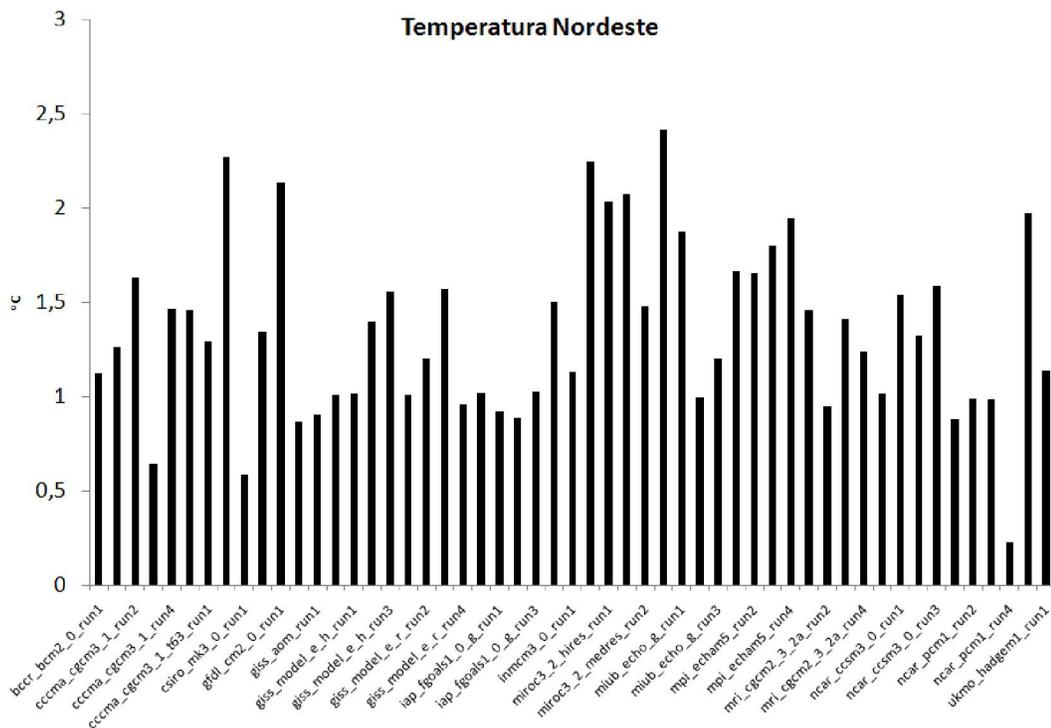


Figura 25 – Aumento de temperatura para o século XXI na região do Nordeste.

Para a região da bacia da Prata as rodadas dos modelos mostram um aumento de temperatura variando entre 1,3°C e 3,29°C. O modelo CCCMA_CGCM3_1_RUN2 mostra um aumento de 3,29°C, o modelo NCAR_PCM1_RUN1 mostra um aumento de 1,37°C, o modelo CCCMA_CGCM3_1_RUN1 mostra um aumento de 2,6°C, sendo estes modelos os melhor colocados na avaliação geral (tabela 7) para a representação da precipitação no século XX.

2. SCRIPTS DO MATLAB UTILIZADOS

Script adaptado do "<http://paos.colorado.edu/research/wavelets/plot/>"

Espectros globais das séries de precipitação observada e dos modelos do IPCC-AR4 no século XX.

```
[fname,pname] = uigetfile('*.',' Enter data file');
if (fname ~= 0)
    filename = sprintf('%s%s',pname,fname);
end
tic
num = xlsread(filename);
for contador = 1:73
    sst = num(1:end,contador);
variance = std(sst)^2;
sst = (sst - mean(sst))/sqrt(variance) ;
n = length(sst);
dt = 1 ;
time = [0:length(sst)-1]*dt + 1901.0 ;
xlim = [1901,1999];
pad = 1;
dj = 0.25;
s0 = dt;
j1 = 5/dj;
lag1 = 0.72;
mother = 'Morlet';

[wave,period,scale,coi] = wavelet(sst,dt,pad,dj,s0,j1,mother);
power = (abs(wave)).^2 ;

[signif,fft_theor] = wave_signif(1.0,dt,scale,0,lag1,-1,-1,mother);
sig95 = (signif)*(ones(1,n));
sig95 = power ./ sig95;

global_ws = variance*(sum(power')/n);
dof = n - scale;
global_signif = wave_signif(variance,dt,scale,1,lag1,-1,dof,mother);

espectro(:,contador)= global_ws;
periodoavaliado(:,contador)=period;
end
for kkjj=1:73
    correlacao(:,kkjj)= corr2( espectro(:,1), espectro(:,kkjj));
end
```

Filtragem das Bandas de Séries Observadas

```

clear
clc
dadosIPCC_AMAZ;
[Nl,Nc] = size(A);
variance = zeros(Nc,1);
media = zeros(Nc,1);
varianceOBS = zeros(Nc,1);
razaov = zeros(Nc,1);
desvp = zeros(Nc,1);
CV = zeros(Nc,1);

Nbandas=3;
Banda1 = [2 8.2 16.5];
Banda2 = [7 13.9 33];

for i = 1:Nc
    x = A(:,i);
    varianceTOT(i)=std(x)^2;
    mediaTOT(i)=mean(x);
    CV(i) = sqrt(varianceTOT(i))/mediaTOT(i);
    RazaoCV(i)= CV(i)/CV(1);

for j=1:Nbandas
    startband=Banda1(j);
    endband=Banda2(j);

    [period1, recon_seppl, RC_BAND1]=Wave_RC(x, startband, endband);
    desvp(i,j) = std(RC_BAND1);
    media(i,j)= mean(RC_BAND1);
    razaov(i,j) = desvp(i,j)^2/varianceTOT(i);
    razMODOBS(i,j)= razaov(i,j)/razaov(1,j);
end
end

function [period, recon_seppl, RC_BAND]=Wave_RC(X, startband, endband)
x=X; sst=x;
variance = std(sst)^2;
m=arx(sst,1);
m=get(m, 'a');

n = length(sst);
dt = 1;

pad = n;
dj = 0.25;
s0 = dt;
j1 = 5/dj;
lag1=-m(2);
mother = 'Morlet';

[wave,period,scale,coi] = wavelet(sst,dt,pad,dj,s0,j1,mother);
power = (abs(wave)).^2 ;
[signif,fft_theor] = wave_signif(1.0,dt,scale,0,lag1,-1,-1,mother);
sig95 = (signif)*(ones(1,n));
sig95 = power ./ sig95;
global_ws = variance*(sum(power')/n);

```

```

dof = n - scale;
global_signif = wave_signif(variance,dt,scale,1,lag1,0.90,dof,mother);

avg = find((scale >= startband) & (scale < endband));
Cdelta = 0.776;
scale_avg = (scale')*(ones(1,n));
scale_avg = power ./ scale_avg;
scale_avg = variance*dj*dt/Cdelta*sum(scale_avg(avg,:));
scaleavg_signif = wave_signif(variance,dt,scale,2,lag1,-
1,[0.1,7.9],mother);
wave=wave';
psi0 = pi^(-0.250);
Cdelta=Cdelta;

for i=1:n
    recon_sst(i)=0.0;
    recontemp=0.0;
    recon_mean=0.0;
    recon_vari = 0.0;

    for j=1:j1
        recon_sst(i) = recon_sst(i)+(real(wave(i,j)))/sqrt(scale(j));
        recon_sep(i,j) = recon_sst(i);
    end

    recon_sst(i) = dj*sqrt(dt)*recon_sst(i)/(Cdelta*psi0);

    for j=1:j1
        recon_sepp(i)= dj*sqrt(dt)*recon_sep(i,j)/(Cdelta*psi0);
        recon_seppp(i,j)=recon_sepp(i)-recontemp;
        recontemp=recon_sepp(i);
    end
end

idx_band=find(period>startband & period<endband);
RC_BAND=sum(recon_seppp(:,idx_band),2);

```

Projeções usando Transformada de Ondeletas

```

clear all
load ('RC_BAND1.txt');
load ('RC_BAND2.txt');
load ('RC_BAND3.txt');
load ('RESIDUO.txt');
% CALCULO DE MO
val= RESIDUO-mean(RESIDUO);
Zvar=[RC_BAND1 RC_BAND2 RC_BAND3 val]';
A=Zvar';
M0= Zvar*Zvar';
[a , b]=size(Zvar);
Zvar1=Zvar(:,1:b-1);
Zvar2=Zvar(:,2:b);
M1=Zvar1*Zvar2';
MatA=M1*M0^-1;
DDD=M0-MatA*M1';
[Vet,Dvalue] = eig(DDD);
MatB=Vet*Dvalue^(1/2);
    Znew(:,1)=Zvar (:,b);
    for i=1:10

```

```
        rand= randn(a,1);
        Znew(:,i+1)= MatA*Znew(:,i) + MatB*rand;
    end
    Qflow=sum(Znew);
    plot (Qflow);
    for kkjj=1:4
        correlacao (:,kkjj)= corr2( A(:,1), A(:,kkjj));
        correlacao1 (:,kkjj)= corr2( A(:,2), A(:,kkjj));
        correlacao2 (:,kkjj)= corr2( A(:,3), A(:,kkjj));
        correlacao3 (:,kkjj)= corr2( A(:,4), A(:,kkjj));
    end
    corr1=[correlacao;correlacao1;correlacao2;correlacao3];
```

3. DISPERSÃO DADOS DO CRU E OBSERVAÇÕES NA BACIA DO ORÓS.

Com o objetivo de identificar a dispersão dos dados do CRU, são obtidos os dados de precipitação no século XX (1901-1999) do CRU para a bacia do Orós. Estes são mostrados junto aos registros dos postos pluviométricos (observações) a partir do ano 1912 da bacia do Orós. A fonte de dados observados foi obtida através da FUNCEME.

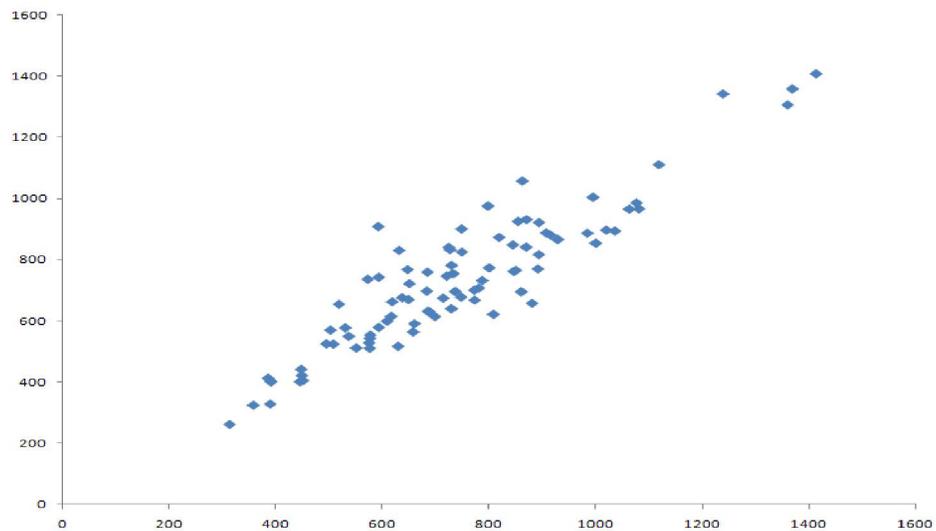


Figura 27 – Dispersão de dados CRU do Orós e dados dos postos pluviométricos do Orós no século XX.

A correlação entre os dados do CRU para a bacia do Orós com as observações é a seguinte:

Dados CRU e Observações	Correlação
Orós	0,91