



Ministério do Meio Ambiente
Secretaria de Biodiversidade e Florestas

Mudanças Climáticas Globais e seus Efeitos sobre a Biodiversidade

Caracterização do Clima Atual e Definição das Alterações
Climáticas para o Território Brasileiro ao longo do Século XXI

José A. Marengo

Biodiversidade 26



Mudanças Climáticas Globais e seus Efeitos sobre a Biodiversidade

**Caracterização do Clima Atual e Definição das Alterações
Climáticas para o Território Brasileiro ao Longo do Século XXI**

República Federativa do Brasil

Presidente

LUIZ INÁCIO LULA DA SILVA

Vice-Presidente

JOSÉ DE ALENCAR GOMES DA SILVA

Ministério do Meio Ambiente

Ministra

MARINA SILVA

Secretaria Executiva

Secretário

CLÁUDIO ROBERTO BERTOLDO LANGONE

Secretaria de Biodiversidade e Florestas

Secretário

JOÃO PAULO RIBEIRO CAPOBIANCO

Programa Nacional de Conservação da Biodiversidade

Diretor

PAULO YOSHIO KAGEYAMA

Gerência de Conservação da Biodiversidade

Gerente

BRAULIO FERREIRA DE SOUZA DIAS

Ministério da Ciência e Tecnologia

Ministro

SÉRGIO MACHADO REZENDE

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

Diretor

GILBERTO CÂMARA

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

Coordenador Geral

MARIA ASSUNÇÃO FAUS DA SILVA DIAS

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE
SECRETARIA DE BIODIVERSIDADE E FLORESTAS

Mudanças Climáticas Globais e seus Efeitos sobre a Biodiversidade

Caracterização do Clima Atual e Definição das Alterações
Climáticas para o Território Brasileiro ao Longo do Século XXI

JOSÉ A. MARENGO

BIODIVERSIDADE 26

BRASÍLIA – DF
2006

Equipe PROBIO:

Gerente: Daniela América Suárez de Oliveira. **Equipe técnica:** Carlos Alberto Benfica Alvarez, Cilulia Maria Maury, Júlio César Roma, Márcia Noura Paes. **Equipe financeira/administrativa:** Sérgio Luiz Pessoa, Gisele da Silva, Marinez Lemos Costa, Rosângela Abreu. **Apoio:** Edileusa Silva

Equipe científica do subprojeto Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI:

Coordenador: José A. Marengo - CPTEC/INPE, SP; Carlos A. Nobre, CPTEC/INPE, SP; Igor Pishnichenko, CPTEC/INPE, SP; Tatiana Tarasova, CPTEC/INPE, SP; Maria Valverde, CPTEC/INPE, SP; Renaud Laborbe, CPTEC/INPE, SP; Guillermo Obregon, CPTEC/INPE, SP; Julio P. Reyes Fernandez, CPTEC/INPE, SP; Wagner R. Soares, CPTEC/INPE, SP; Lincoln M. Alves, CPTEC/INPE, SP; Tercio Ambreizzi, IAG/USP, SP; Rosemeri P. Rocha, IAG/USP, SP; Simone T. Ferraz, IAG/USP, SP; Enéas Salati, FBDS, RJ; Eneida Salati, FBDS, RJ; Tatiana Campanhol, CENA/USP, SP; Nilson Vilanova, CENA/USP, SP

Apoio administrativo

Evanize Fidalgo, CPTEC/INPE, SP; Josiane C. M. de Oliveira, CPTEC/INPE, SP

Supervisão editorial

Cilulia Maria Maury – PROBIO

Revisão final

Maria Beatriz Maury de Carvalho

Normalização de referências bibliográficas

Helionídia Carvalho de Oliveira – IBAMA

Fotografias

Imagens gentilmente cedidas pelo Greenpeace

Fotos da capa, da esquerda para a direita, de cima para baixo: DESERTIFICAÇÃO - Santana do Cariri (Ceará), junho de 2006 - ©Greenpeace/Rodrigo Baleia; MASSA DE GELO - Groelândia, julho de 2005 - ©Greenpeace/Steve Morgan; IMPACTOS COSTA - Rio de Janeiro (Rio de Janeiro), junho de 2006 - ©Greenpeace/Gilvan Barreto; CHEIA AMAZÔNIA - CAIREIRO DA VÁRZES (Amazonas), junho de 2006 - ©Greenpeace/Rodrigo Baleia; DESMATAMENTO - Santarém (Pará), dezembro de 2003 - ©Greenpeace/Daniel Beltrá; DESERTIFICAÇÃO - Santana do Cariri (Ceará), junho de 2006 - ©Greenpeace/Rodrigo Baleia; SECA AMAZÔNIA - Barreirinha (Amazonas), outubro de 2005 - ©Greenpeace/Daniel Beltrá; SECA AMAZÔNIA - Manaquiri (Amazonas), outubro de 2005 - ©Greenpeace/Alberto César; CHEIA AMAZÔNIA - CAIREIRO DA VÁRZES (Amazonas), junho de 2006 - ©Greenpeace/Rodrigo Baleia.

Diagramação e Impressão

Estação Gráfica

Catálogo na Fonte

Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis

M324m Marengo, José A.
Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI / José A. Marengo – Brasília: MMA, 2006.

212 p.: il. color ; 21 cm. (Série Biodiversidade, v. 26)

Bibliografia
ISBN 85-7738-038-6

1. Biodiversidade. 2. Clima. 3. Classificação climática. 4. Bioclimatologia. I. Ministério do Meio Ambiente. II. Secretaria de Biodiversidade e Florestas. III. Título. IV. Série.

CDU(2.ed.)551.58

Ministério da Ciência e Tecnologia – MCT

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC
Rodovia Dutra, Km 40 Caixa Postal 001 – Cachoeira Paulista – SP 12630-000

Ministério do Meio Ambiente - MMA

Centro de Informação e Documentação Luiz Eduardo Magalhães – CID Ambiental
Esplanada dos Ministérios – Bloco B – térreo – CEP – 70068-900
Tel.: 5561 4009 1235 Fax: 5561 4009 1980 – email: cid@mma.gov.br

SUMÁRIO

• Prefácio	7
• Agradecimentos	9
• Apresentação	11
• Lista de siglas	13
• Lista de tabelas	14
• Lista de figuras	15
• Introdução	19
PARTE I	23
• O clima do presente	25
• Caracterização da variabilidade e tendências climáticas regionais para o Brasil durante o século XX	29
• Os relatórios de IPCC: de 1990 a 2007	77
PARTE II	81
• Os modelos globais e cenários climáticos do IPCC	83
• Cenários climáticos do futuro para a América do Sul: projeções dos AOGMs globais do IPCC para o século XXI	91
• Análises regionais de cenários climáticos do futuro no Brasil e América do Sul	121
• Conclusões e discussões	135
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	141
GLOSSÁRIO	153
ANEXOS	161
• Anexo A	165
• Anexo B	207

PREFÁCIO

O tema mudanças climáticas é atual e tem sido constantemente enfatizado pela mídia escrita e televisiva ao longo destes últimos anos. As informações transmitidas ao público em geral têm sido, quase sempre, muito concisas e por vezes imprecisas. Neste sentido, não somente a população, mas principalmente os tomadores de decisão, nem sempre tem conseguido discernir as certezas e incertezas com relação às variações do clima presente e, principalmente, do futuro. Este livro representa um esforço na direção de apresentar uma revisão atualizada dos estudos e projeções do clima futuro considerando os impactos na biodiversidade e no meio ambiente do continente sul-americano, com particular ênfase no território brasileiro.

Escrito numa linguagem simples, o autor consegue descrever, através de análises de dados e resultados de modelos numéricos avançados, o estado atual e passado do clima e sua projeção para o final do século XXI. O aumento das temperaturas na região amazônica, a intensificação do semi-árido do Nordeste, o avanço do mar na costa brasileira em função de seu aumento, eventos extremos de chuva e temperatura mais frequentes nas grandes metrópoles do país, assim como uma maior incidência de transmissão de doenças infecciosas são algumas das projeções considerando o aumento atual dos níveis de gases de efeito estufa e que são abordados de forma clara e direta neste livro.

O autor, Dr. José A. Marengo, pesquisador do CPTEC/INPE, reconhecido nacional e internacionalmente por seus diversos trabalhos voltados à climatologia, muitos dos quais focados na região amazônica, e por suas contribuições à meteorologia brasileira, obteve suporte financeiro não somente do Ministério do Meio Ambiente, por meio do Projeto de Conservação e Utilização Sustentável da Diversidade Biológica Brasileira - PROBIO e agências nacionais, como do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq e da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP, mas também de financiadores internacionais como o *Global Opportunity Fund* - GOF do Reino Unido, demonstrando a alta confiança que estes órgãos depositaram em suas mãos. O presente livro demonstra que este apoio foi recompensado, pois os resultados apresentados em formas de gráficos e tabelas, a discussão da questão da vulnerabilidade e adaptação e as certezas e incertezas dos resultados dos modelos globais são descritos de maneira compreensível para o público em geral devendo, portanto, servir de guia para tomadores de decisões, órgãos não governamentais e curiosos sobre o que vem ocorrendo com o clima do mundo e, em particular, de nosso País. Sem dúvida, este será um livro que estarei aconselhando a meus alunos do curso de bacharelado e pós-graduação em meteorologia a ler com muita atenção.

Tércio Ambrizzi
Professor Titular
Departamento de Ciências Atmosféricas
IAG/USP

AGRADECIMENTOS

Este documento é derivado principalmente dos resultados do projeto “Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI”, apoiado pelo Projeto de Conservação e Utilização Sustentável da Diversidade Biológica Brasileira – PROBIO/MMA e pelo CNPq, com recursos do BIRD/GEF, e do projeto *Using Regional Climate Change Scenarios for Studies on Vulnerability and Adaptation in Brazil and South America*, apoiado pelo *Global Opportunity Fund - GOF* do Reino Unido. Os pesquisadores agradecem ao CNPq pela outorga de bolsas de pesquisa para os colaboradores. Outras fontes de financiamento incluem a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP-Projeto de Pesquisa Temático 01/13816-1), o Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico CNPq, e o Instituto Interamericano de Mudanças Globais-Projeto IAI-(PROSUR CRN55). Grande parte do material incluído neste documento é resultado de estudos publicados pelo autor na literatura nacional e internacional, assim como da revisão de trabalhos realizada para a preparação do Quarto Relatório Científico AR4 do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC).

Estendemos nosso agradecimento ao Centro Técnico Aeroespacial - CTA, ao Instituto Nacional de Meteorologia - INMET, à Agência Nacional de Águas - ANA, ao CPTEC/INPE, ao Instituto Agrônomo de Paraná - IAPAR e ao Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo - DAEE pelo fornecimento de informação meteorológica. Um agradecimento muito especial vai para o *Hadley Centre for Climate Research and Prediction* do Reino Unido, por fornecer o modelo global HadAM3P que serve de condições de contorno para rodar os modelos regionais. Ao IPCC - *Data Distribution Centre* (DDC), por fornecer as saídas dos cinco modelos globais do IPCC-TAR analisados neste relatório. As rodadas dos modelos climáticos foram feitas no IAG/USP e no CPTEC/INPE, e agradecemos à Coordenação Geral do CPTEC por facilitar o uso do supercomputador NEC SX-6 para rodar o modelo Eta/CPTEC.

APRESENTAÇÃO

O presente estudo, elaborado pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) em colaboração com o Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (USP/IAG) e com a Fundação Brasileira de Desenvolvimento Sustentável (FBDS), descreve o que há de mais recente em estudos observacionais e de modelagem da variabilidade climática no Brasil. Assim como as tendências climáticas observadas desde o início do século XX e as projeções climáticas para o século XXI, com ênfase na precipitação, temperatura, descarga fluvial e extremos climáticos. Este documento constitui o Primeiro Relatório para o PROBIO sobre caracterização do clima e sua variabilidade do século XX e, ainda, projeções climáticas para o século XXI utilizando os modelos climáticos globais do IPCC-Terceiro Relatório de Avaliação TAR. Sabe-se que o aquecimento global é um fenômeno que já tem sido detectado no Brasil e no mundo, e que tende a ser mais intenso nas grandes cidades devido ao efeito de urbanização. Extremos climáticos recentes, como as secas na Amazônia em 2005, no Sul do Brasil em 2004-2006, na Espanha e na Austrália; os invernos intensos da Ásia e Europa; as ondas de calor da Europa em 2003; o furacão Catarina no Sul do Brasil, em 2004; e os intensos furacões no Atlântico Norte, durante 2005, têm sido atribuídos ao aquecimento global. Ainda que as evidências não permitam estabelecer relações entre eles com grande certeza. O que se sabe é que estes fenômenos têm afetado a população, com grandes perdas de vidas humanas, afetando também a economia, agricultura, saúde, com impactos graves nos ecossistemas.

Na **Parte I** desta publicação são apresentados resultados de estudos observacionais de variabilidade e tendências dos componentes do ciclo hidrológico e temperatura do ar, assim como de extremos climáticos. Também são discutidas as evidências de variabilidade natural do clima e efeitos atribuídos à ação humana, com a finalidade de explicar as tendências climáticas atuais. Na **Parte II** são analisadas as projeções de modelos globais do clima para examinar como ele mudará anual e sazonalmente, no Brasil, no século XXI. São enfatizados os componentes do ciclo hidrológico e temperatura, em regiões econômica e ecologicamente importantes como Amazônia, Pantanal, Nordeste e a bacia do Paraná-Prata.

José A. Marengo

LISTA DE SIGLAS

- AOGCMs** – *Atmosphere-Ocean General Circulation Models*
- AR4** – *Fourth Assessment Report-IPCC (Quarto Relatório de Avaliação)*
- BIRD** – Banco Internacional de Reconstrução e Desenvolvimento (Banco Mundial)
- CCCMA** – *Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Canada)*
- CCSR** – *Center for Climate System Research (Japão)*
- CEPAGRI-UNICAMP** – Centro de Pesquisas Meteorológicas e Climáticas Aplicadas à Agricultura – Universidade de Campinas
- CNPq** – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
- CNRMCONAB** – *Centre National de Recherches Meteorologiques (França)* Companhia Nacional de Abastecimento
- CPTEC** – Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
- CRU** – *Climate Research Unit (UK)*
- CSIRO** – *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (Austrália)*
- CTA** – Centro Técnico Aeroespacial
- DOE** – *Department of Energy (EUA)*
- DTR** – *Diurnal Temperature Range*
- EMBRAPA** – Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuarias
- ENOS** – *El Niño Oscilação Sul*
- FAPESP** – Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo
- FAR** – *First Assesments Report - IPCC (Primeiro Relatório de Avaliação)*
- GCMS** – *General Circulation Models*
- GEF** – *Global Environment Facility*
- GFDL** – *Geophysical Fluid Dynamic Laboratory (EUA)*
- GISS** – *Goddard Institute for Space Studies (EUA)*
- GOF** – *Global Opportunity Fund (UK)*
- GPCP** – *Global Precipitation Climatology Project (USA)*
- GT1** – Grupo de Trabalho 1-IPCC
- GT2** – Grupo de Trabalho 2-IPCC
- GT3** – Grupo de Trabalho 3-IPCC
- HadGEM1HadCM3** – *Hadley Centre Global Enviromental Model Version 1Hadley Centre Coupled Model Version 3*
- IAG** – Instituto de Astronomia, Geofisica e Ciencias Atmosféricas
- IAI** – *Inter American Institute for Global Change*
- INMETINMN** – Instituto Nacional de MeteorologiaInstituto de Meteorologia da Itália
- INPE** – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
- IPH** – Instituto de Pesquisas Hidraulicas
- IPCC** – *Intergovernmental Panel on Climate Change*

- IPCC - DDC** – *Intergovernmental Panel on Climate Change – Data Distribution Centre*
- IS92** – Cenários de emissão de gases de efeito estufa usados pelo IPCC em 2000
- MMA** – Ministério do Meio Ambiente
- NAO** – *North Atlantic Oscillation*
- NAE** – Núcleo de Assuntos Estratégico da Presidência da República
- NASA/GSFC** – *National Aeronautics & Space Administration/Goddard Space Flight Center (EUA)*
- NCAR** – *National Center for Atmospheric Research (EUA)*
- NCEP** – *National Centers for Environmental Prediction (EUA)*
- NIESOECD** – *National Institute for Environmental Studies (Japão) Organisation for Economic Co-operation and Development*
- OMM** – Organização Meteorológica Mundial
- PCM** – *Parallel Climate Model (EUA)*
- PORTOBRAS** – Empresa de Portos do Brasil S.A - Administração de Portos do Brasil em Manaus
- PDO** – *Pacific Decadal Oscillation*
- PNUMA** – Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente
- PROBIO** – Projeto de Conservação e Utilização Sustentável da Diversidade Biológica Brasileira
- SALLJ** – *South American Low Level Jet East of the Andes*
- SAR** – *Second Assessment Report-IPCC (Segundo Relatório de Avaliação)*
- SENAMHI** – *Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (Peru)*
- SOI** – *Southern Oscillation Index*
- SRES** – *Special Report Emission Scenarios-IPCC*
- TAR** – *Third Assessment Report-IPCC (Terceiro Relatório de Avaliação)*
- TSM** – Temperatura da Superfície do Mar
- UBA** – Universidade de Buenos Aires
- UFRGSUNFCCC** – Universidade Federal do Rio Grande do Sul *United Nations Framework Convention on Climate Change*
- UK-MET Office** – *United Kingdom Meteorological Office (Reino Unido)*
- USP** – Universidade de São Paulo
- ZCAS** – Zona de Convergência do Atlântico Sul
- ZCIT** – Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Rendimento médio da soja e do milho no Estado de Rio Grande do Sul nos últimos eventos *El Niño* e *La Niña*.

Tabela 2 – Anos de seca no Nordeste brasileiro durante os últimos quatro séculos.

Tabela 3 – Comparação de simulações climáticas de experimentos de desmatamento na Amazônia e de 2xCO₂ usando modelos globais.

LISTA DE FIGURAS

PARTE I

Figura 1 – Anomalias de temperatura do ar global (em relação a 1961-90) desde o período industrial.

Figura 2 – Anomalias globais de temperatura do ar relativas ao período 1850-1920.

Figura 3 – Efeitos regionais na América do Sul do *El Niño* e *La Niña*, durante o verão (DJF) e inverno (JJA).

Figura 4 – Correlação em ponto de grade entre o Índice de Oscilação Sul (SOI) e chuva anual sobre continente.

Figura 5 – Anomalias de chuva no Brasil durante o verão DJF 1997-98 e outono MAM 1998. Período base é 1961-90

Figura 6 – Padrões de circulação atmosférica e de anomalias de TSM no Atlântico Tropical Norte e Sul durante anos secos e chuvosos no Nordeste.

Figura 7 – Anomalias de chuva na região Nordeste do Brasil para o período de fevereiro e maio. As anomalias foram calculadas em relação ao período de referência 1961-90.

Figura 8 – Vazões do rio São Francisco em Sobradinho durante dezembro-janeiro-fevereiro no período 1931-1998.

Figura 9 – Nível médio do rio Negro em Manaus, AM, desde 1903 até 2004.

Figura 10 – Níveis do rio Negro em Manaus e do rio Amazonas em Iquitos, em metros.

Figura 11 – Anomalias normalizadas de chuva para o Norte (a) e para o Sul (b) da Amazônia, desde 1929 a 1997.

Figura 12 – Tendências de eventos de SALLJ (DJF), de chuva no Sul do Brasil, vazões no rio Iguaçu, anomalias de TSM no Sudoeste do Atlântico.

Figura 13 – Modelo conceitual do jato de baixos níveis ao leste dos Andes que transporta umidade da Amazônia e do oceano Atlântico Subtropical

Figura 14 – Tendências nas vazões anuais do rio Paraíba do Sul em Resende, Cachoeira Paulista, Pindamonhangaba, Campos. Ponte Municipal, Paraíba do Sul e Guaratinguetá.

Figura 15 – Níveis máximos do rio Paraguai em Ladário.

Figura 16 – Vazões do rio Jacuí em Espumoso e Passo Bela Vista

Figura 17 – Média móvel de dez anos das vazões no rio Paraguai, em Pilcomayo; rio Uruguai, em Paso de Los Libres e rio Paraná em Posadas.

Figura 18 – Média móvel de dez anos das vazões no rio Paraná em Corrientes (Fonte: V. Barros-UBA).

Figura 19 – Tendência na chuva do sudeste da América do Sul no período 1951-1991.

Figura 20 – Mudança relativa de vazões durante o século XX na América do Sul.

Figura 21 – Tendências na temperatura do ar em algumas cidades do Brasil.

Figura 22 – Variação das temperaturas máximas e mínimas, médias anuais em Campinas.

Figura 23 – Tendências nas temperaturas mínima e máxima e amplitude térmica DTR durante o verão (DJF), inverno (JJA) e anual durante o período 1960-2002.

Figura 24 – Resumo de diferentes experiências de modelagem de clima na Amazônia com desmatamento regional.

Figura 25 – Sumário de estimativas das componentes do balanço atmosférico-hidrológico na Amazônia segundo quatro estudos.

Figura 26 – Tendências nas frequências de noites quentes e frias e de dias quentes e frios em Campinas e Água Funda, São Paulo.

Figura 27 – Tendências observadas (por década) de vários índices de temperaturas extremas, baseados em percentuais para o período 1951 a 2003.

Figura 28 – Índices de extremos de chuva para sudeste da América do Sul:

Figura 29 – Variabilidade interanual do número de eventos extremos de chuva no Sul do Brasil durante 1991-2001. Ciclo anual do número de eventos extremos de chuva no Sul do Brasil.

Figura 30 – Tendências anuais observadas de vários índices de extremos de chuva, baseados em percentuais para o período 1951 a 2003.

Figura 31 – Tendências observadas (por década) do índice de chuva RX5day (máxima quantidade de chuva acumulada em cinco dias).

PARTE II

Figura 1 – Emissões antropogênicas (CO₂, N₂O, CH₄ e S₂O) para os seis cenários ilustrativos SRES: A1B, A2, B1, B2, A1F1 e A1T, e o cenário IS92a (Fonte: IPCC, 2001 b).

Figura 2 – Estimativa do forçamento radiativo antropogênico até 2002, derivada dos cenários ilustrativos SRES da Figura 2.

Figura 3 – Regionalização da previsão climática sazonal de chuva na América do Sul.

Figura 4 – Diferenças entre a precipitação anual do clima atual 1961-90 simuladas pelos modelos do IPCC-TAR CCCMA, CSIRO, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES em relação à climatologia média observada da CRU para o mesmo período 1961-90.

Figura 5 – Diferenças entre temperatura anual do clima atual 1961-90 simuladas pelos modelos do IPCC-TAR CCCMA, CSIRO, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES em relação à climatologia média observada da CRU para o mesmo período 1961-90.

Figura 6 – Projeções de anomalias de chuva para DJF e MAM com referência ao período base 1961-90 para América do Sul.

Figura 7 – Projeções de anomalias de chuva para JJA e SON com referência ao período base 1961-90 para América do Sul, nos cenários A2 e B2 pelo modelo HadCM3.

Figura 8 – Projeções de anomalias de chuva para SON com referência ao período base 1961-90 para América do Sul.

Figura 9 – Projeções de anomalias de chuva para verão DJF com referência ao período base 1961-90 para América do Sul.

Figura 10 – Projeções de anomalias de chuva para DJF com referência ao período base 1961-90 para América do Sul.

Figura 11 – Projeções de anomalias de chuva para MAM com referência ao período base 1961- 90 para América do Sul.

Figura 12 – Projeções de anomalias de chuva para JJA com referência ao período base 1961- 90 para América do Sul .

Figura 13 – Projeções de anomalias de chuva para SON com referência ao período base 1961- 90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES.

Figura 14 – Média sazonal de verão (DJF), inverno (JJA) e anual dos 5 AGCMs para anomalias de precipitação dos cenários A2 e B2, dos períodos 2010-2040, 2041-2070 e 2071-2100.

Figura 15 – Projeções de anomalias de temperatura para DJF em relação ao período base 1961- 90 para América do Sul.

Figura 16 – Projeções de anomalias de temperatura para JJA em relação ao período base 1961- 90 para América do Sul.

Figura 17 – Projeções de anomalias de temperatura para SON em relação ao período base 1961- 90 para América do Sul.

Figura 18 – Projeções de anomalias de temperatura para DJF em relação ao período base 1961- 90 para América do Sul .

Figura 19 – Projeções de anomalias de temperatura para JJA em relação ao período base 1961- 90 para América do Sul .

Figura 20 – Projeções de anomalias de temperatura para DJF com referência ao período base 1961- 90 para América do Sul.

Figura 21 – Projeções de anomalias de temperatura para DJF com referência ao período base 1961- 90 para América do Sul.

Figura 22 – Projeções de anomalias de temperatura para DJF com referência ao período base 1961- 90 para América do Sul.

Figura 23 – Projeções de anomalias de temperatura para JJA com referência ao período base 1961- 90 para América do Sul.

Figura 24 – Projeções de anomalias de temperatura para JJA com referência ao período base 1961-90 para América do Sul.

Figura 25 – Projeções de anomalias de temperatura para JJA com referência ao período base 1961- 90 para América do Sul.

Figura 26 – Média sazonal de verão (DJF), inverno (JJA) e anual dos 5 AGCMs para anomalias de temperatura do ar dos cenários A2 e B2, dos períodos 2010-2040, 2041-2070 e 2071-2100..

Figura 27 – Compostos de mudanças em extremos climáticos de oito modelos do IPCC-AR4 para o cenário A1B, e apresentando diferenças entre o futuro (2080-2099) e o presente (1980-1999).

Figura 28 – Mudanças previstas de vazões em percentagem (%) na América do Sul, para o período 2061-2100, cenário A1B gerado pelo Modelo HadGEM1 (Fonte: UK Met Office 2005).

Figura 29 – Média aritmética de vazões de 12 modelos do IPCC-TAR para o período entre 2041-2060 em relação ao período entre 1900-70 em percentagem (%) para o cenário A1B

Figura 30 – Regiões estrategicamente importantes para estudos detalhados de mudança de clima no Brasil.

Figura 31 – Variação sazonal de chuva em três regiões do Brasil para o clima do presente (CRU) e para os futuros (2050-2100) cenários A2 e B2 dos modelos de IPCC-TAR: CCCMA, CSIRO, HadCM3, CCSR/NIES, GFDL.

Figura 32 – Séries de tempo de anomalias de chuva anual para o Nordeste, Amazônia, Pantanal e bacia do Prata durante 2000 -2100 geradas pelos modelos acoplados oceano-atmosfera do IPCC-TAR CCCMA, CCSR/NIES, CSIRO, GFDL e HadCM3.

Figura 33 – Séries de tempo de anomalias de temperatura anual para o Nordeste, Amazônia, Pantanal e Bacia do Prata durante 2000-2100 geradas pelos modelos acoplados oceano-atmosfera de IPCC-TAR CCCMA, CCSR/NIES, CSIRO, GFDL e HadCM3.

Figura 34 – Diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura (°C) e chuva para (mm dia⁻¹) para a Amazônia, nos *time slices* centrados em 2020 (painel superior), 2050 (painel médio) e 2080 (painel inferior) em relação ao clima atual 1961-90.

Figura 35 – Diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura (°C) e chuva para (mm dia⁻¹) para o Nordeste, nos *time slices* centrados em 2020 (painel superior), 2050 (painel médio) e 2080 (painel inferior) em relação ao clima atual 1961-90.

Figura 36 – Diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura (°C) e chuva para (mm dia⁻¹) para o Pantanal, nos *time slices* centrados em 2020 (painel superior), 2050 (painel médio) e 2080 (painel inferior) em relação ao clima atual 1961-90.

Figura 37 – Diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura (°C) e chuva para (mm dia⁻¹) para a bacia do Prata, nos *time slices* centrados em 2020 (painel superior), 2050 (painel médio) e 2080 (painel inferior) em relação ao clima atual 1961-90.

INTRODUÇÃO

O Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (*International Panel on Climate Change - IPCC*) conclui, no seu Terceiro Relatório de Avaliação TAR (IPCC 2001 a), que a temperatura média da atmosfera tem aumentado em $0.6^{\circ}\text{C} \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ durante o século XX. Os modelos globais do IPCC têm mostrado que entre 1900 e 2100 a temperatura global pode aquecer entre 1.4 e 5.8°C , o que representa um aquecimento mais rápido do que aquele detectado no século XX e que, aparentemente, não possui precedentes durante, pelo menos, os últimos 10.000 anos.

O aquecimento global recente tem impactos ambientais intensos (como o derretimento das geleiras e calotas polares), assim como em processos biológicos (como os períodos de floração). Conforme o artigo “Alpes perdem 10% do gelo em um ano”, publicado na Folha de São Paulo em 1/12/2005, as temperaturas na Europa, por exemplo, vêm subindo mais rapidamente que a média do planeta e, só no ano de 2003, 10% das geleiras dos Alpes derreteram, de acordo com relatório publicado em novembro de 2005 pela agência ambiental da União Européia. Os climas mais quentes provocados pelo aquecimento global podem aumentar a incidência de casos de peste bubônica, a epidemia que matou milhões de pessoas ao longo da história e exterminou um terço da população da Europa no século XIV. Assim como aumentar o número de doenças tropicais, como a malária, a dengue e a desinteria. Seja por causa da piora nas condições de saúde, devido à disseminação destas enfermidades, ou por causa da diminuição do suprimento de água, os países da África sub-saariana, da Ásia e da América do Sul são os mais vulneráveis às conseqüências do aquecimento da Terra. Muitas das principais moléstias que atingem os países pobres, das já citadas, malária e diarreia, passando pela subnutrição, são extremamente sensíveis às condições climáticas.

Também existem evidências (IPCC 2001b) de que eventos extremos, como secas, enchentes, ondas de calor e de frio, furações e tempestades, têm afetado diferentes partes do planeta e produzido enormes perdas econômicas e de vidas. Como exemplos, podem ser citados a onda de calor na Europa em 2003, os furacões Katrina, Wilma e Rita no Atlântico Norte em 2005, o inverno extremo da Europa e Ásia em 2006. Também se pode mencionar, no Brasil, o furacão Catarina em março 2004, a recente seca da Amazônia em 2005 e as secas já observadas no Sul do Brasil em 2004, 2005 e 2006. Há, ainda, impactos relacionados, como alterações na biodiversidade, aumento no nível do mar e impactos na saúde, na agricultura e na geração de energia hidrelétrica que já podem estar afetando o Brasil, assim como o restante do planeta. O verão de 2003 na Europa, por exemplo, foi o mais quente dos últimos 500 anos e matou entre 22 mil e 45 mil pessoas. O aquecimento também deve exacerbar o problema das ilhas de calor em todas as grandes cidades, uma vez que prédios e asfalto retêm muito mais radiação térmica do que as áreas não-urbanas. As ferramentas comumente adotadas para obter e avaliar projeções climáticas passadas e futuras são os modelos de clima, que podem ser: Modelos Globais Atmosféricos (GCMs) ou Modelos Globais Acoplados Oceano-Atmosfera

(AOGCMs). Esses modelos numéricos provêm de uma visão tridimensional do sistema climático, descrevendo os principais processos físicos e dinâmicos, assim como as interações entre as componentes do sistema climático e os mecanismos de retro-alimentação (*feedbacks*) entre os processos físicos. Estes modelos podem simular climas futuros em nível global e regional como resposta a mudanças na concentração de gases de efeito estufa e de aerossóis. Um aumento na concentração de gases de efeito estufa tende a aquecer o planeta ao passo que aerossóis têm um efeito de esfriamento. O clima regional e global pode mudar com o desmatamento e outras atividades associadas ao uso da terra, como a agricultura, e construção de grandes cidades.

A habilidade dos AOGCMs em simular climas regionais vai depender da escala horizontal (ou resolução), e as respostas seriam mais restringidas se fossem utilizados modelos globais com resolução da ordem de 300-400km em relação ao uso de modelos regionais, que apresentam uma resolução na ordem de 10-50km.

Ainda assim, os AOGCMs podem oferecer informações sobre mudanças de clima de grande utilidade para escala continental, e considerando a extensão do Brasil, estes modelos podem certamente ajudar a detectar as características gerais do clima futuro. Porém, esses modelos não podem representar bem as mudanças no clima local tais como as tempestades ou frentes e chuvas, devido a efeitos orográficos e eventos extremos do clima. Para estes, é necessário usar a técnica de *downscaling*, que consiste na regionalização dos cenários climáticos obtidos por modelos globais usando modelos regionais (*downscaling* dinâmico) ou funções estatísticas (*downscaling* empírico ou estatístico). Recomenda-se ao leitor a revisão dos trabalhos de Giorgi *et al.* (2001), Giorgi e Mearns (2003) e Jones *et al.* (2004), para mais detalhes do *downscaling*.

Existem fontes de incerteza na modelagem de clima para obter projeções de clima futuro em nível global ou regional na atual geração de modelos usados pelo IPCC:

- ◆ Incerteza nas emissões futuras de gases de efeito estufa e aerossóis, atividades vulcânica e solar que afetam o forçamento radiativo do sistema climático;
- ◆ Incerteza na inclusão de efeitos diretos do aumento na concentração de CO₂ atmosférico nas plantas, e do efeito de comportamento das plantas no clima futuro;
- ◆ Incertezas na sensibilidade do clima global e nos padrões regionais das projeções do clima futuro simulado pelos modelos. Isto é devido às diferentes formas em que cada AOGCM representa os processos físicos e os mecanismos do sistema climático. Cada AOGCM simula um clima global e regional com algumas diferenças nas variáveis climáticas como temperatura do ar, chuva, nebulosidade e circulação atmosférica.

Uma fonte adicional de incerteza é em relação à variabilidade natural do clima. Parte desta variabilidade é consequência de perturbações internas do sistema climático (não forçadas pelos gases de efeito estufa) e a outra seria associada à poluição atmosférica e liberação de gases de efeito estufa, devido ao desenvolvimento industrial em muitos países do mundo. Em nível regional, a seleção de cenários considera forçamentos externos como variações na atividade solar ou atividade vulcânica.

No passado, cenários climáticos gerados por modelos globais foram aplicados em avaliações de impactos, vulnerabilidade e adaptação, ainda contendo pouca consistência nos cenários usados para uma mesma região em vários países. Por exemplo, cenários que assumem desmatamento nas regiões tropicais, ou aumentos nas concentrações de CO₂ na ordem de 100%, têm produzido climas futuros secos e quentes na América do Sul tropical. Contudo, nada é dito sobre os impactos do desmatamento da Amazônia em outras regiões do planeta. Sendo as respostas distintas para cada modelo e o desenho de experimentos de desmatamento, distinto entre modelos (Marengo e Nobre, 2001). Conseqüentemente, este tipo de cenário raramente captura uma ampla gama de incertezas nas projeções de clima. A inadequação na seleção dos cenários pode comprometer a interpretação de resultados de estudos de impacto. Entretanto, é necessária uma detecção prévia da variabilidade observada de clima no País, em escalas de tempo mais extensas possível. Isto vai servir de base para analisar o clima do futuro, tentando assim separar a variabilidade natural observada, da variabilidade forçada por atividades humanas que induzem a mudanças climáticas

Esta publicação apresenta uma avaliação de projeções de clima futuro para a América do Sul, usando as saídas geradas por cinco AOGCMs do IPCC-TAR e AR4, para cenários SRES de alta emissão de gases de efeito estufa, A2 ou “pessimista”, e de baixa emissão de gases de efeito estufa, B2 ou “otimista”. Estes cenários são conhecidos como Cenários SRES (*Special Report Emission Scenarios*), e aparecem detalhados e explicados em Carter *et al.*(2000) e Marengo e Soares (2003). Esta avaliação oferece informação de grande utilidade na representação da gama de cenários de clima para estudos de impacto regional. Este processo constitui a base para uma futura regionalização usando o *downscaling* com modelos regionais, onde cenários regionalizados de alta resolução espacial teriam grande utilidade em estudos de impactos e avaliação de vulnerabilidade. O documento não discute os méritos dos AOGCMs, nem dos cenários SRES, apresentando uma seleção de projeções de clima futuro, disponível de forma a poder ajudar aos especialistas em estudos de impactos na tomada de decisões. Na avaliação do clima futuro, além da informação dos cenários climáticos é também necessária a informação de outras mudanças ambientais e socioeconômicas. A análise é feita em nível anual e sazonal para mudanças nos padrões continentais de precipitação e temperatura do ar simulados por cinco AOGCMs. Este estudo não contempla a grande variedade de cenários SRES, usando somente os cenários extremos A2 (pessimista, altas emissões) e B2 (otimista, baixas emissões).

Previamente, o documento apresenta resultados de estudos observacionais de tendências climáticas nas diferentes regiões do Brasil, com a finalidade de detectar tendências observadas de clima e de caracterizar o clima do século XX e sua variabilidade e tendências, antes de entrar na avaliação das projeções de clima para o século XXI. Apresenta-se também informação de tendências passadas de temperatura e precipitação em várias regiões do Brasil baseadas em estudos observacionais feitos no Brasil e no exterior durante os últimos 30 anos. O conteúdo do documento consiste de:

- ◆ Caracterização do clima do século XX, sua variabilidade e tendências e extremos de clima no Brasil, baseada numa exaustiva revisão de estudos observacionais já desenvolvidos e em atual desenvolvimento;
- ◆ Avaliação de projeções climáticas de cinco AOGCMs do IPCC que estão disponíveis para ser baixados do centro de processamento de dados do IPCC (IPCC-DDC). As simulações são para os cenários SRES A2 e B2, para precipitação e temperatura do ar para América do Sul;
- ◆ Avaliação da variabilidade sazonal (dezembro-janeiro-fevereiro DJF, março-abril-maio MAM, junho-julho-agosto JJA, e setembro-outubro-novembro SON) apresentados em fatias de tempo ou *time slices* de 30 anos cada um (2010-2040, 2041-2070, 2071-2100), centrados em 2020, 2050, e 2080, cada um com referência à média climática de 1961-90;
- ◆ Avaliação de cenários de mudanças de precipitação e temperatura do ar no longo termo (até 2100) para as diferentes regiões do Brasil, no contexto da variabilidade e tendências observadas de clima atual;
- ◆ Avaliação das projeções de mudanças nos extremos climáticos de temperatura e precipitação em nível regional: Amazônia, Nordeste, Pantanal e bacia do Paraná-Prata;
- ◆ Avaliação das projeções de fluxo (vazões) dos rios Amazonas, Paraná-Prata e São Francisco em cenários futuros de clima.

A informação de mudanças de temperatura e precipitação em nível anual e sazonal para cada fatia de tempo é apresentada em forma de mapas continentais, e em forma de diagramas de dispersão para algumas regiões geográficas e ecológicas do Brasil. A informação é apresentada em mapas das variáveis e das anomalias em relação à média de 1961-90. Os diagramas de dispersão fornecem uma visão geral da amplitude das mudanças de clima projetadas pelos diferentes AOGCMs globais para o Brasil. Os analistas destes cenários podem utilizar esta informação para os estudos de impactos, e até podem comparar estas projeções dos cenários SRES com outras simulações anteriores (por exemplo, experimentos de desmatamento da Amazônia ou de 2xC02). Muitas destas avaliações de clima e hidrologia do futuro são baseadas na análise dos cenários extremos SRES A2 e B2 dos modelos globais do IPCC, produto do PROBIO, enquanto que outras análises consideram resultados de estudos recentes preparados para elaborar o Quarto Relatório (AR4) do IPCC, tanto na parte de extremos climáticos como da hidrologia dos grandes rios do Brasil.

PARTE I

©Greenpeace/Rodrigo Bateia



**TORNADOS NO SUL - Muitos Capões (Rio Grande do Sul),
outubro de 2005**

1. O clima do presente

A década de 1990 foi a mais quente desde que as primeiras medições, no fim do século XIX, foram efetuadas. Este aumento nas décadas recentes corresponde ao aumento no uso de combustível fóssil durante este período. Até finais do século XX, o ano de 1998 foi o mais quente desde o início das observações meteorológicas em 1861, com $+0.54^{\circ}\text{C}$ acima da média histórica de 1961-90. Já no século XXI, a temperatura do ar a nível global em 2005 foi de $+0.48^{\circ}\text{C}$ acima da média, sendo este o segundo ano mais quente do período observacional, como afirma a *Climate Research Unit* da *University of East Anglia, UK*. O ano de 2003 foi o terceiro mais quente ($+0.44^{\circ}\text{C}$ acima do normal).

Os últimos 11 anos, 1995-2004 (com exceção de 1996) estão entre os mais quentes no período instrumental (**Figura 1**). Segundo os dados, a Terra está se aquecendo mais no hemisfério Norte.

Algumas conseqüências notáveis do aquecimento global foram já observadas, como o derretimento de geleiras nos pólos e o aumento de dez centímetros no nível do mar em um século. Uma tendência de aquecimento em todo o mundo, especialmente nas temperaturas mínimas, em grandes cidades do Brasil como São Paulo e Rio de Janeiro, pode ser agravada pela urbanização. Os modelos globais de clima projetam para o futuro, ainda com algum grau de incerteza, possíveis mudanças em extremos climáticos, como ondas de calor, ondas de frio, chuvas intensas e enchentes, secas, e mais intensos e/ou freqüentes furacões e ciclones tropicais e extratropicais. Exemplos podem ser observados anualmente: as enchentes e ondas de calor da Europa em 2002 e 2003, os invernos intensos da Europa e Ásia nos últimos anos; o furacão Catarina no Brasil em 2004; os intensos e devastadores furacões no Atlântico Tropical Norte em 2005 (Katrina, Rita, Wilma, etc.); as secas no Sudeste do Brasil em 2001, no Sul em 2004, 2005 e 2006, e na Amazônia, em 2005. Estes fenômenos têm sido atribuídos à variabilidade natural do clima, mudanças no uso da terra (desmatamento e urbanização), aquecimento global, aumento da concentração de gases de efeito estufa e aerossóis na atmosfera. No entanto, até hoje não se comprova por meio destes fenômenos que haja um novo regime de mudança climática, como aqueles projetados pelos modelos globais do IPCC.

A Terra sempre passou por ciclos naturais de aquecimento e resfriamento, da mesma forma que períodos de intensa atividade geológica lançaram à superfície quantidades colossais de gases que formaram de tempos em tempos uma espécie de bolha gasosa sobre o planeta, criando um efeito estufa natural. Ocorre que, atualmente, a atividade industrial está afetando o clima terrestre na sua variação natural, o que sugere que a atividade humana é um fator determinante no aquecimento. Desde 1750, nos primórdios da Revolução Industrial, a concentração atmosférica de carbono – o gás que impede que o calor do Sol se dissipe nas camadas mais altas da atmosfera e se perca no espaço – aumentou 31%, e mais da metade desse crescimento ocorreu de cinquenta anos para cá. Durante os primeiros séculos da Revolução Industrial, de 1760 até 1960, os níveis de concentração de CO_2 atmosférico aumentaram

de uma estimativa de 277 partes por milhão (ppm) para 317ppm, um aumento de 40ppm. Durante as recentes quatro décadas, de 1960 até 2001, as concentrações de CO₂ aumentaram de 317ppm para 371ppm, um acréscimo de 54ppm. Os gases do efeito estufa absorvem parte da energia do Sol, refletida pela superfície do planeta, e a redistribuem em forma de calor através das circulações atmosféricas e oceânicas. Parte da energia é irradiada novamente ao espaço. Qualquer fator que altere esse processo afeta o clima global. Com o aumento das emissões dos gases de efeito estufa, observado principalmente nos últimos 150 anos, mais calor passou a ficar retido.

As reconstruções de temperatura durante os últimos 1.000 anos indicam que as mudanças da temperatura global não sejam exclusivamente devido a causas naturais, considerando as grandes incertezas dos registros paleoclimáticos. Amostras retiradas das geleiras da Antártica revelam que as concentrações atuais de carbono são as mais altas dos últimos 420.000 anos e, provavelmente, dos últimos 20 milhões de anos. O aumento de quase 0.6°C durante o século passado é pequeno se comparado com as projeções de aquecimento para o próximo século. Segundo projeções feitas pelo IPCC-TAR, o aquecimento poderá ficar entre os limites de 1.4-5.8 °C para o ano de 2100.

A identificação da influência humana na mudança do clima é um dos principais aspectos analisados pelo IPCC-TAR (IPCC, 2001 a-c). O TAR publicado em 2001 (IPCC 2001 a-c) demonstrou que as mudanças observadas de clima são pouco prováveis devido à variabilidade interna do clima, ou seja, a capacidade do clima de produzir variações de considerável magnitude em longo prazo sem forçamentos externos. As mudanças observadas são consistentes com respostas estimadas devido a uma combinação de efeitos antropogênicos e forçamentos naturais.

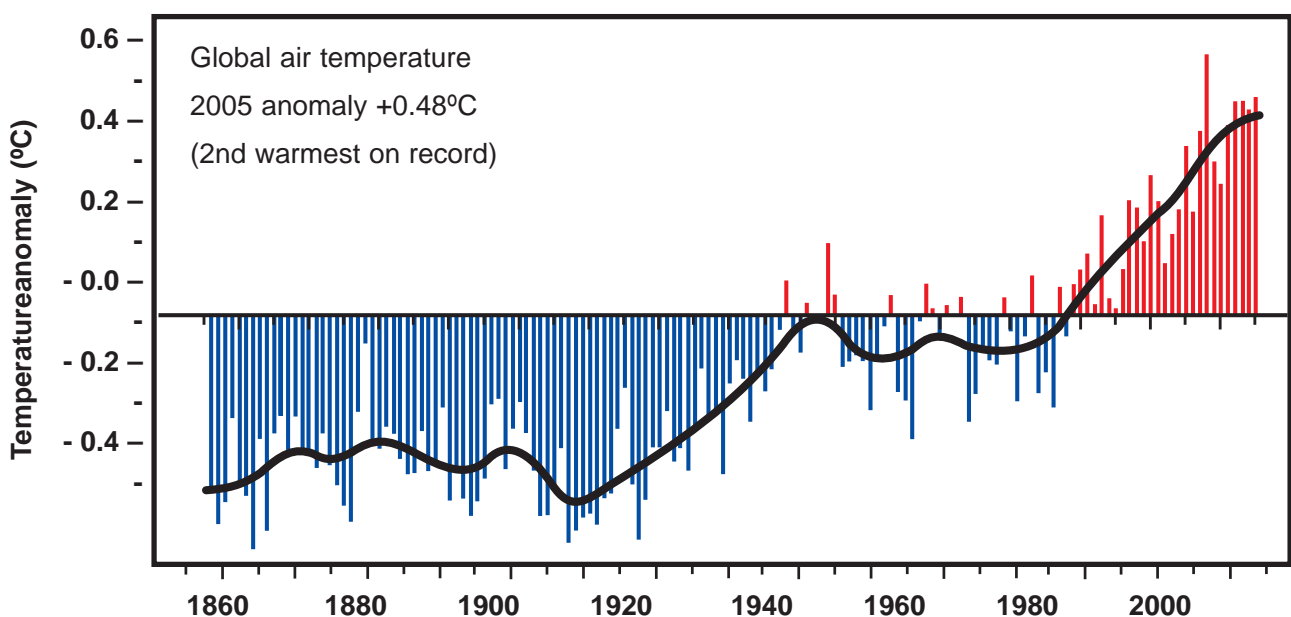


Figura 1. Anomalias de temperatura do ar global (em relação a 1961-90) desde o período industrial. A linha azul representa a média móvel de 10 anos (Fonte: *Climate Research Unit* 2006)

A análise do Segundo Relatório Científico IPCC-SAR (IPCC, 1996) sugere um papel importante das atividades humanas na mudança de clima.

Em comparação, o IPCC TAR (2001a) sugere que, desde a publicação do SAR em 1996, dados adicionais de novos estudos dos climas do presente e paleoclimas, e melhores técnicas de análises de dados, detalhadas e rigorosas, avaliações da qualidade dos dados, e comparações entre dados de diferentes fontes permitiram um maior entendimento de mudanças climáticas. Segundo o IPCC TAR, é pouco provável que o aquecimento observado durante os últimos 100 anos seja consequência de variabilidade natural de clima somente, segundo avaliações de modelos climáticos. As incertezas em outros forçamentos ou processos que não têm sido incluídos nos modelos rodados para o TAR (efeito de aerossóis no clima, processos de física de nuvens, interação da vegetação com a baixa atmosfera) não atrapalham a identificação do resultado de gases de efeito estufa antropogênicos durante os últimos 50 anos. Ainda com algum grau de incerteza pode ser dito que a evidência de influência humana aparece substancialmente numa série de técnicas de análise e de detecção, e conclui-se que o aquecimento observado durante os últimos 50 anos deve-se ao aumento na concentração de gases de efeito estufa na atmosfera devido a atividades humanas.

Os modelos climáticos globais analisados do IPCC-TAR mostram que o aquecimento dos últimos 100 anos não é, provavelmente, devido apenas à variabilidade interna do clima. Avaliações baseadas em princípios físicos indicam que o forçamento natural não pode isoladamente explicar a mudança observada do clima na estrutura vertical da temperatura na atmosfera. Modelos acoplados oceano-atmosfera rodados pelos centros mundiais de meteorologia da Europa, do Japão, da Austrália e dos Estados Unidos para fins dos estudos do IPCC-TAR, usaram reconstruções de forçamentos solar e vulcânico nos últimos 300 anos para estimar o forçamento natural da variabilidade e mudança de clima. Ainda que a reconstrução de forçamentos naturais seja duvidosa, incluir seus efeitos produz um aumento na variância em grandes escalas de tempo (multidecadal), o que chega a estimar a variabilidade de baixa frequência como próxima àquela deduzida das reconstruções paleoclimáticas. Porém, as projeções que vêm de modelos climáticos estão sujeitas a incertezas.

É provável que o forçamento natural (solar e vulcânico) tenha sido negativo nas últimas duas décadas, talvez durante as últimas quatro décadas. Avaliações estatísticas confirmam que a variabilidade natural do clima simulada (interna e naturalmente forçada) não explica o aquecimento observado durante a segunda metade do século XX (**Figura 2**). Porém, existem evidências de uma influência solar, especialmente no início do século XX. Ainda que os modelos subestimem a magnitude da resposta na atividade vulcânica ou solar, os padrões de variabilidade espacial e temporal são tais que esses efeitos sozinhos não podem explicar as mudanças observadas de temperatura no século XX.

Simulação de temperaturas médias anuais globais

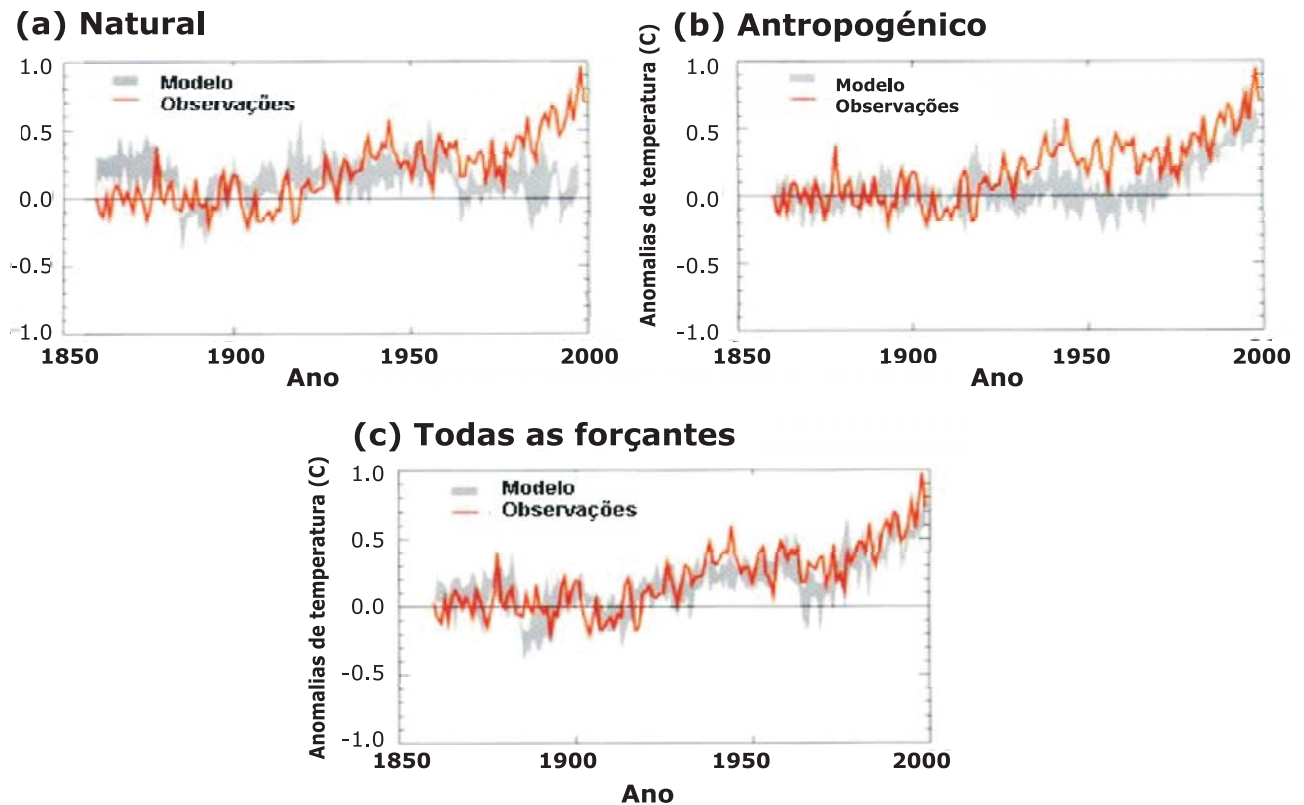


Figura 2. Anomalias globais de temperatura do ar relativo ao período 1850-1920, baseados em registros instrumentais, comparadas com a média de um conjunto de quatro simulações de modelos acoplados oceano-atmosfera forçados com: (a) forçamento solar e vulcânico somente, (b) forçamento antropogénico que inclui gases de efeito estufa, mudanças no ozônio troposférico e estratosférico e o efeito direto e indireto de aerossóis de sulfato, e (c) combinação de todas as forçamentos (naturais e antropogénicos). A linha vermelha representa as observações e a área em cinza representa os quatro modelos climáticos usados. As médias são anuais (Fonte: IPCC 2001 a).

2. Caracterização da variabilidade e tendências climáticas regionais para o Brasil durante o século XX

O Capítulo 14 do Grupo de Trabalho 2 (GT2) do IPCC-TAR (IPCC, 2001b) dedicado à América Latina apresenta para o Brasil alguns resultados interessantes, que realmente mostram um avanço em estudos sobre variabilidade e mudanças no clima desde 1996 em que o IPCC-SAR foi publicado. Observou-se que variações em chuvas e vazões de rios na Amazônia e no Nordeste apresentam uma variabilidade interanual e em escalas de tempo interdecadal, que são mais importantes mais que tendências de aumento ou redução. A variabilidade está associada a padrões de variação da mesma escala de tempo nos oceanos Pacífico e Atlântico, como a variabilidade interanual associada a *El Niño* Oscilação Sul, ENOS, ou a variabilidade decadal do Pacífico (*Pacific Decadal Oscillation - PDO*), do Atlântico (*North Atlantic Oscillation - NAO*) e a variabilidade do Atlântico Tropical e do Atlântico Sul. No Sul do Brasil e no Norte da Argentina, tendências para aumento das chuvas e vazões de rios foram observadas desde meados do século XX, enquanto que na Amazônia, ainda que o desmatamento tenha aumentado gradativamente nos últimos vinte anos, não se detectaram tendências significativas nas chuvas ou vazões nesta região. No Nordeste, tem sido observado um ligeiro aumento de chuvas no longo prazo, mas a tendência não é estatisticamente significativa. Estudos observacionais sobre mudanças nos extremos de clima (chuvas, temperaturas, tempestades) são poucos e os resultados têm sido comprometidos devido à qualidade ou ausência de informação climatológica diária confiável.

Impactos do fenômeno *El Niño* e *La Niña* têm sido observados nas regiões do país, mais intensamente nas regiões Norte, Nordeste (secas durante *El Niño*) e Sul do Brasil (secas durante *La Niña* e excesso de chuva e enchentes durante *El Niño*). Se o *El Niño* aumentar em frequência ou intensidade no futuro, o Brasil ficará exposto a secas ou enchentes e ondas de calor mais frequentes. Porém, a incerteza de que estas mudanças aconteçam ainda é grande e alguns extremos do clima podem acontecer independentemente da presença do *El Niño* ou *La Niña*.

A continuação apresenta uma avaliação dos estudos de variabilidade e mudança climática no clima do presente, publicados na literatura científica nacional e internacional nos últimos 30-40 anos. Sugere-se ao leitor acessar as seguintes referências bibliográficas para expandir ainda mais esta revisão de literatura: Magalhães *et al.* (1988); Marengo e Nobre (2001); Xavier (2001); Silva Dias e Marengo (2002); Marengo (2003); Marengo e Soares (2003); Marengo e Silva Dias (2006), Berlatto e Fontana (2003); Souza Filho (2003); Tucci (2003 a, b); IPCC (2001 a-d), Alexander *et al.* (2006); Vincent *et al.* (2005); Milly *et al.* (2005), UK Met Office (2005); Núcleo de Altos Estudos da Presidência do Brasil NAE (2005a, b); Haylock *et al.* (2006); Marengo *et al.* (2006), entre outros, assim como a Comunicação Nacional Inicial do Brasil para a Convenção Quadro de Mudanças Climáticas UNFCCC.

2.1 Variabilidade interanual

Os fenômenos *El Niño* e *La Niña* sobre o Pacífico Equatorial e o gradiente meridional de anomalias de TSM (Temperatura da Superfície do Mar) sobre o Atlântico Tropical modulam conjuntamente uma grande parte da variabilidade interanual do clima sobre a América do Sul.

2.1.1 *El Niño e La Niña*

El Niño e *La Niña* caracterizam-se pelo aquecimento/esfriamento das águas superficiais do oceano Pacífico Tropical Central e do Leste. O gradiente de pressão entre o Pacífico Central e do Oeste (chamado de “oscilação sul”) experimenta variações associadas ao aquecimento ou esfriamento do Pacífico Equatorial. A interação entre o comportamento de anomalias de TSM no Pacífico Tropical e as mudanças na circulação atmosférica decorrente deste aquecimento constitui o fenômeno de interação oceano-atmosfera mencionado na literatura como ENOS (*El Niño* Oscilação Sul).

A combinação das circulações atmosféricas anômalas induzidas pelas distribuições espaciais de TSM sobre os oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical afetam o posicionamento latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico, influenciando a distribuição da pluviometria sobre a bacia do Atlântico e Norte da América do Sul (item sobre interação Pacífico-Atlântico). Apesar da variabilidade interanual das TSM e ventos sobre o Atlântico Tropical serem significativamente menores do que aquela observada sobre o Pacífico Equatorial, essa variabilidade exerce profunda influência na variabilidade climática sobre a América do Sul, em nível global (Ropelewski e Halpert 1987, 1989 e Aceituno 1988), sobre a região Nordeste do Brasil (Hastenrath, 1984; Nobre e Shukla, 1996; Alves *et al.* 1997; Rao *et al.*, 1993; Uvo *et al.*, 1998; Xavier, 2001), Amazônia (Marengo, 1993; Marengo e Hastenrath 1993; Marengo *et al.*, 1998, 2006; Uvo *et al.* 1998 Ronchail *et al.* 2002; Botta *et al.* 2003; Marengo 2004; Sousa and Ambrizzi 2006), e Sul e Sudeste do Brasil (Kiladis e Diaz, 1989; Diaz e Studzinsky, 1994; Grimm, 1997a e b; Nery *et al.*, 1997, Grimm *et al.* 2000, Berlato e Fontana, 2003). Na Amazônia, os impactos do *El Niño* são mais sentidos no norte e centro da região, e apenas durante eventos muito intensos, como foram as secas de 1925-26 (Williams *et al.* 2005), 1982-83 e a mais recente em 1997-98. Porém, secas como as de 1963-64 ou 2005 não foram associadas ao *El Niño* (Marengo *et al.* 2006).

A **Figura 3** apresenta didaticamente os impactos observados do *El Niño* e *La Niña* na América do Sul, considerando o histórico destes eventos durante os últimos 50 anos. É provável que durante alguns eventos do *El Niño* ou *La Niña* não aconteçam os impactos representados nos mapas. No Brasil, as regiões que apresentam sinais consistentes de *El Niño* são o Nordeste-Amazônia (tendência para secas) e o Sul do Brasil (mais chuvas). As outras regiões não apresentam um sinal claro de impactos na chuva, porém durante o *El Niño* todo o país tende a apresentar temperaturas atmosféricas mais elevadas, seja no verão ou no inverno. A região Sul apresenta os impactos do *El Niño* desde o inverno e primavera do ano

anterior ao pico do fenômeno (que acontece no verão), e apresenta tendência a secas ou menos chuvas durante *La Niña*, no inverno e primavera. É claro que secas e enchentes podem também ter outras causas, além do *El Niño* ou *La Niña*.



a) *El Niño* - Verão (DJF)



b) *La Niña* - Verão (DJF)



c) *La Niña* - Inverno (JJA)



d) *La Niña* - Inverno (JJA)

Figura 3. Efeitos regionais na América do Sul do *El Niño* e *La Niña*, durante o verão (DJF) e inverno (JJA). (Fonte: <http://www.cptec.inpe.br/enos/>)

O aquecimento das águas superficiais no Pacífico Central interfere no regime de ventos sobre toda a região equatorial do Pacífico. As nuvens que normalmente produzem chuvas abundantes na parte oeste do oceano Pacífico, nas vizinhanças da Indonésia, deslocam-se para leste, para o Pacífico Central e, posteriormente, para a costa oeste da América do Sul, trazendo as chuvas ao deserto peruano. A mudança de posição das chuvas no Pacífico provoca alterações nas condições climáticas de várias regiões continentais ao redor do planeta, devido à grande quantidade de energia envolvida no processo de formação da chuva. Grandes secas na Índia, no Nordeste do Brasil, na Austrália, Indonésia e África podem ser decorrentes do fenômeno, assim como algumas enchentes no Sul e Sudeste do Brasil, no Peru, Equador e no meio oeste dos Estados Unidos. Em algumas áreas, observam-se temperaturas mais elevadas que o normal (como é o caso das regiões central e sudeste do Brasil, durante a estação de inverno), enquanto que em outras ocorrem frio e neve em excesso. Portanto, as anomalias climáticas associadas ao fenômeno *El Niño* podem ser desastrosas e provocar sérios prejuízos socioeconômicos e ambientais (Silva Dias e Marengo, 2002; Marengo e Silva Dias, 2006).

Também pode ocorrer o fenômeno contrário ao *El Niño*, isto é, o aquecimento anormal do Pacífico Oeste e resfriamento das águas superficiais na parte central do Pacífico, eventualmente atingindo a costa do Peru. Este fenômeno é denominado *La Niña* e ocorre com menor frequência que o *El Niño*. Durante os episódios de *La Niña*, os ventos alísios no Pacífico são mais intensos que a média climatológica. O Índice de Oscilação Sul¹ (SOI) apresenta valores positivos, o que indica a intensificação da pressão no Pacífico Central e Oriental, em relação à pressão no Pacífico Ocidental. Em geral, o episódio começa a se desenvolver em meados do ano, atinge sua intensidade máxima no final daquele mesmo ano e se dissipa cerca de seis meses depois. Geralmente, as anomalias climáticas associadas ao fenômeno *La Niña* são inversas àquelas observadas no *El Niño*, mas o fenômeno não é estritamente linear.

O fenômeno *El Niño* pode ser caracterizado como cíclico, mas não possui um período estritamente regular, reaparecendo no intervalo de dois a sete anos. Entretanto, podem existir períodos nos quais, o *El Niño* ocorre com fraca intensidade, como na década de 1920 -1930 e em meados do século XVIII. O início do episódio *El Niño* de 1982/83 foi anômalo. O aquecimento da TSM ocorreu inicialmente no Pacífico Central e depois se estendeu para a costa da América do Sul. Essa diferença foi analisada por Wang (1995). O episódio de 1986/1987 foi analisado por Kousky (1987). A convecção se intensificou no Pacífico Equatorial Central durante o período de setembro a novembro de 1986, próximo à região de anomalias positivas de TSM. Em novembro, a maioria dos índices usados para monitorar a *Oscilação Sul* indicava que um episódio quente iria ocorrer. Contudo, as condições clássicas de *El Niño*, caracterizado por anomalias positivas de TSM ao longo da costa oeste da América do Sul, ainda não haviam surgido de forma evidente. Essas condições só apareceram em janeiro de 1987, como documentado em Kousky (1987). Entre as características globais, foi observado que ventos do Oes-

¹ Indicador atmosférico que mede a diferença de pressão atmosférica na superfície, entre o Pacífico Ocidental e o Pacífico Oriental. alguns eventos

te mais fortes que o normal se desenvolveram sobre a América do Sul subtropical em maio de 1987. Em comparação com casos anteriores, o evento 1997/98 apresenta uma característica diferente do padrão normal e extremamente importante: a taxa de crescimento da anomalia de TSM foi muito superior ao normal e ao prognosticado nas previsões realizadas pelos principais centros meteorológicos mundiais no final do ano passado. Em adição, o episódio começou um pouco mais cedo que o normal, comparando-se apenas ao caso de 1972/73. A **Figura 4** mostra um mapa de correlação entre o Índice de Oscilação Sul (SOI) e chuva anual na América do Sul. Enquanto altas correlações positivas aparecem na região Nordeste e na Amazônia, altas correlações negativas aparecem no Sul do Brasil, e no Centro-Oeste e Sudeste as correlações são baixas. Isto implica que se esperam maiores chuvas em áreas onde a correlação seja negativa e menores chuvas onde a correlação seja positiva.

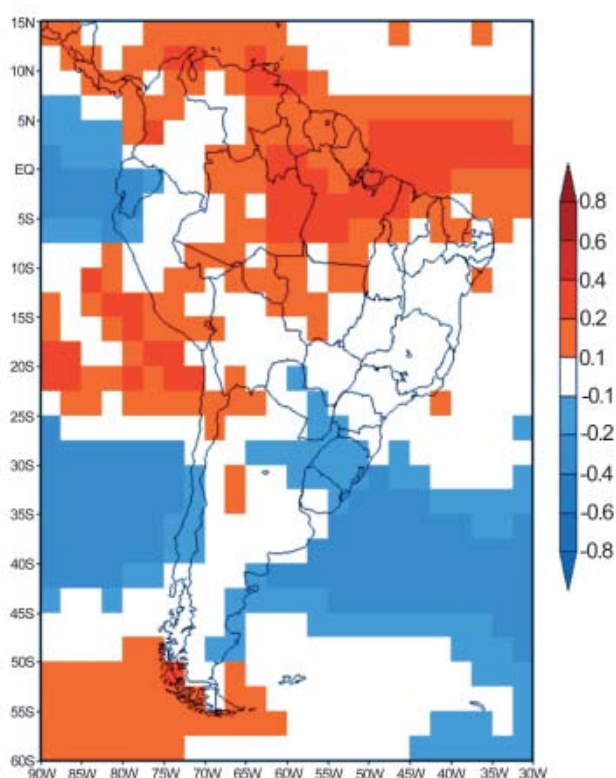


Figura 4. Correlação em ponto de grade entre o Índice de Oscilação Sul – SOI - e chuva anual sobre continente (Fonte: H. Camargo, CPTEC/INPE).

Em geral, as anomalias de chuva observadas no Brasil e na América do Sul corroboram as anomalias de vazões de rios detectadas por Dettinger *et al.* (2000), ainda que as correlações entre SOI e vazões sejam menores que com chuva. Vazões de rios no Sul do Brasil apresentam valores mais baixos durante anos de *La Niña*, enquanto que durante *El Niño* as vazões são maiores. Na Amazônia, o *El Niño* determina anos com vazões menores que o normal, enquanto que *La Niña* determina vazões maiores que o normal.

No Brasil, o fenômeno *El Niño* de 1997/98 provocou fortes chuvas, ocasionando enchentes no Sul do País. As regiões Sudeste e Centro-Oeste apresentaram períodos irregulares com relação à distribuição de chuvas (veranicos) e temperatura do ar (acima da média). Na região Norte, a estiagem baixou o nível dos rios em cerca de 9m abaixo do normal, ocasionando

acionamento de energia em alguns pontos da região (**Figura 5**). Grandes extensões da Amazônia receberam chuvas abaixo da média desde setembro de 1997. Esta estiagem teve repercussões adversas na geração de energia elétrica (redução) no nível de reservatórios e aumento na demanda da energia termelétrica, e no aumento do número de queimadas durante o período seco. A seca do Nordeste em 1998 também foi influenciada pelo fenômeno *El Niño*, que também esteve associado às secas extremas de 1932 e em 1983.

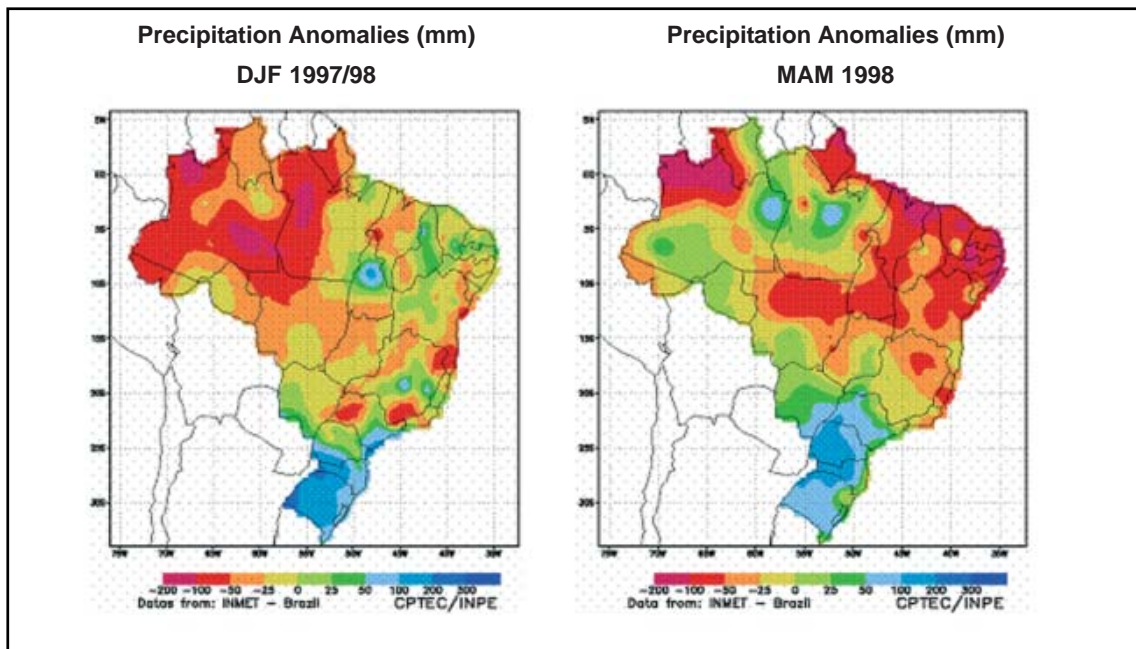


Figura 5. Anomalias de chuva no Brasil durante o verão DJF 1997-98 e outono MAM 1998. Período base é 1961-90 (Fonte: CPTEC/INPE e INMET- Brasil).

A forte estiagem durante o *El Niño* 1997/98 (**Figura 5**) no Norte da Amazônia e em Roraima foi muito mais intensa do que a de 1982/83 (Nepstad *et al.* 1999). Secas e incêndios foram reportados em 1925-26 (Meggers 1994) causando fogos na floresta e a morte de muitos dos coletores de borracha. Em muitas regiões da Amazônia, as chuvas de 1998 foram insuficientes para repor a umidade extraída do solo durante a estação seca de 1997. Os totais de precipitação em Boa Vista, de setembro 1997 até março de 1998, foram de 30,6mm e o número de dias de chuva foi de 17 em sete meses. O INMET indica que a climatológica normal (1961/90) neste período do ano é de 397,1mm (portanto, choveu somente 8% do normal). Devido principalmente à baixa precipitação e à secura do ar, as queimadas principalmente agrícolas, levaram ao acúmulo de fumaça, aumentando significativamente a incidência de infecções respiratórias. Algo similar aconteceu em 1926, quando devido ao *El Niño*, aconteceu a que pode ter sido a seca mais intensa do século XX na Amazônia e nos Llanos da Venezuela (Williams *et al.*, 2005; Marengo *et al.* 2006).

No episódio de 1997/1998, no mês de maio de 1997 choveu excessivamente nas regiões Sudeste e Centro-Oeste (**Figura 6**), época em que normalmente inicia-se o período seco. O inverno seguinte caracterizou-se por anomalias quentes e seca severa no Norte e Centro-Oeste do País. Em outubro de 1997, observaram-se as maiores anomalias positivas de precipitação na região Sul, recebendo chuvas até 300% acima do normal no noroeste do Rio Grande do Sul. Houve inundações localizadas nas bacias dos rios Uruguai e Iguazu. As maiores enchentes desse século (1911, 1983) foram nos episódios *El Niño* de maior intensidade. O *El Niño* de 1997/98 apresentou praticamente a mesma intensidade de 1983, sendo que a sua formação foi a mais rápida de todos os episódios mais recentes. O *El Niño* também provocou a perda de 25% do trigo colhido no inverno na região Sul. Por outro lado, *La Niña* tem produzido secas na região Sul do Brasil e no Uruguai, assim como durante 1989.

Influência do Oceano Atlântico

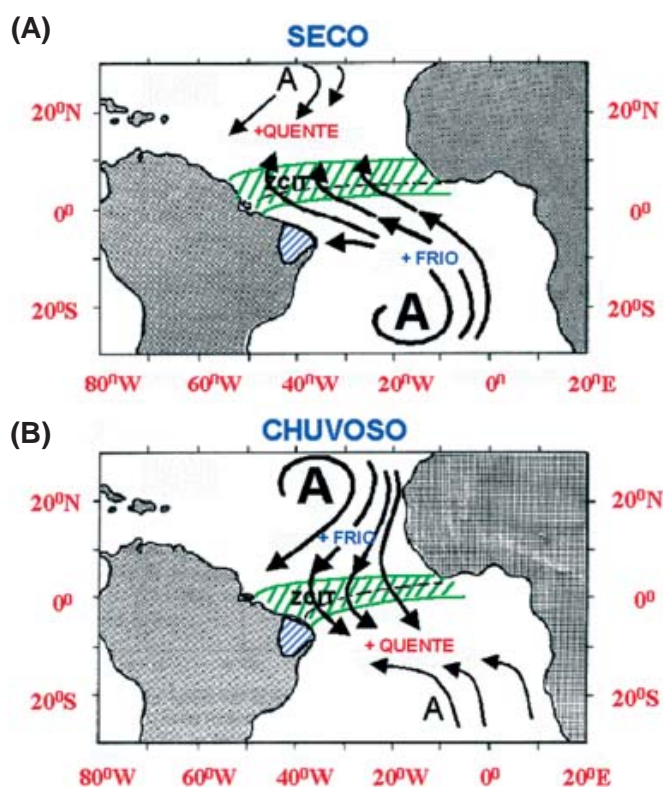


Figura 6. Padrões de circulação atmosférica e de anomalias de TSM no Atlântico Tropical Norte e Sul, durante anos secos (a) e chuvosos (b) no Nordeste. A área em verde representa a posição da ZCIT (Fonte: C. Nobre e L.C. Molion)

Os impactos do *El Niño* na região Sul têm sido identificados em estudos de Grimm *et al.* (1997a,b e 2000) e Berlato e Fontana (2003), entre outros. Mas um importante aspecto deste fenômeno é o impacto causado na agricultura. A **Tabela 2** mostra os rendimentos médios de soja e milho no Rio Grande do Sul durante os eventos de *El Niño* em 1995/96, 1997/98 e de *La*

Niña em 1998/99 e 1999/2000. Os dados confirmam a tendência de rendimentos modestos dessas culturas em anos de *La Niña*, mas confirmam também os ganhos em rendimento médio do Estado obtido em anos de *El Niño*. Isto se deve ao fato de que a chuva normal de final de primavera e verão em geral é insuficiente para atender as necessidades hídricas dessas culturas, limitando seus rendimentos. Há também enchentes não associadas à presença do *El Niño* sendo observadas, e secas em anos que não foram caracterizados como de *La Niña*.

Nos últimos 15 anos, foram apenas três ocasiões em que o *El Niño* foi sucedido pela *La Niña*. O episódio intenso de *El Niño* em 1982/83 foi seguido de um evento fraco de *La Niña* em 1984/85, e um *El Niño* menos intenso, ocorrido em 1986/87, um *El Niño* relativamente longo entre 1990-94 e o evento muito intenso em 1997-98. O evento em 1986-87 foi seguido de um forte *La Niña* em 1988/89. O *El Niño* longo, mas pouco intenso, em 1990-94 foi seguido de um episódio fraco de *La Niña* em 1995/96. *El Niño* e *La Niña* são oscilações normais, previsíveis das temperaturas da superfície do mar, nas quais o homem não pode interferir. São fenômenos naturais, variações normais do sistema climático da Terra, que existem há milhares de anos e continuarão existindo. É interessante observar que há indícios claros de que já houve época em que o fenômeno *El Niño* era habitual: há cerca de 2.500-3.000 anos o clima era caracterizado pelo que hoje normalmente é observado em condições de *El Niño*.

Cultura	<i>La Niña</i> (1995/96)	<i>El Niño</i> (1997/98)	<i>La Niña</i> (1995/96)	<i>El Niño</i> (1995/96)
Soja	1.565	2.088	1.459	1.593
Milho	2.097	2.961	2.422	2.644

Tabela 1. Rendimento médio da soja e do milho (kg ha⁻¹) (no Estado de Rio Grande do Sul nos últimos eventos *El Niño* e *La Niña*). Fonte: Berlato e Fontana (2003).

2.1.2 Oceano Atlântico Tropical

O oceano Atlântico Tropical tem um papel fundamental na variabilidade do tempo e do clima em regiões ao leste dos Andes. Particularmente sobre o Brasil, as regiões mais significativamente influenciadas pelas circulações atmosféricas e oceânicas do Atlântico Tropical são: o centro e o leste da Amazônia (Molion, 1987; Aceituno 1988, Marengo 1992; Marengo e Hastenrath 1993, Nobre e Shukla, 1996; Uvo *et al.* 1998, Marengo *et al.* 1998, Botta *et al.* 2003; Souza *et al.* 2004, 2005; Souza e Ambrizzi 2006; Marengo 2004, 2005) a região do Nordeste do Brasil (Namias, 1972; Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Hastenrath, 1984; Hastenrath e Greischar, 1993; Mechoso *et al.* 1990; Alves *et al.*, 1993, 1997; Rao *et al.*, 1993; Nobre e Shukla, 1996; Saravanan e Chang 2000; Chiang *et al.* 2000, 2002; Giannini *et al.* 2004).

As relações entre os padrões anômalos de TSM do Atlântico Tropical com o clima do Nordeste do Brasil foram inicialmente abordadas no artigo de Serra (1941). Existem fortes evidências observacionais, teóricas e resultados de modelos de circulação geral da atmosfera,

de que as condições oceânicas e atmosféricas sobre a bacia do Atlântico Tropical influem fortemente na variabilidade interanual do clima sobre a América tropical, leste dos Andes. O padrão espacial predominante do ciclo anual e da variabilidade interanual das TSM e ventos à superfície sobre o Atlântico apresentam uma estrutura norte-sul mais pronunciada do que a estrutura leste-oeste. A estrutura norte-sul das anomalias de TSM observadas no Atlântico é conhecida como o dipolo do Atlântico Tropical (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla 1981; Nobre e Shukla 1996; Uvo *et al.*, 1998). A **Figura 6** mostra um modelo conceitual deste dipolo. Este padrão dipolo no Atlântico Tropical propicia a ocorrência de gradientes meridionais de anomalias de TSM, os quais afetam fortemente na posição latitudinal da ZCIT, modulando a distribuição sazonal de precipitação pluviométrica sobre o Atlântico Equatorial, na parte norte do Nordeste do Brasil, até a parte central da Amazônia (Marengo e Hastenrath 1993, Nobre & Shukla, 1996, Uvo *et al.* 1998, e Marengo, 2004). Em anos nos quais a TSM sobre o Atlântico Tropical Sul (entre a linha do Equador e 15°S) está mais alta que a média de longo período, durante março-abril-maio, e o Atlântico Tropical Norte (entre 12°N e 20°N) está menos aquecido do que a média, há a formação de um gradiente meridional de anomalias de TSM no sentido de norte para sul. Nessa situação observa-se, concomitantemente, uma 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 deslocado mais para sul, relativamente ao seu posicionamento médio, e totais pluviométricos acima da média sobre o norte do Nordeste (Hastenrath e Heller, 1977).

O estudo de Ronchail *et al.* (2002) mostra que anomalias de chuvas ao norte e leste da Amazônia estão associadas a anomalias de TSM no Pacífico Equatorial e do gradiente de TSM no Atlântico Tropical Norte e Sul. Em anos de *El Niño* e Atlântico Tropical Norte mais quente, a estação chuvosa é mais fraca e mais curta, e o impacto do Atlântico Tropical é mais intenso no outono. No sul e oeste da Amazônia, a relação entre anomalias de chuva e de TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico Tropical não é tão intensa como no caso do norte da Amazônia. Fatores como a variabilidade da temperatura da superfície, o efeito da umidade do solo, o advento de umidade e perturbações extratropicais afetam esta associação.

O Atlântico pode, em algumas ocasiões, apresentar variações de TSM num modo que se assemelha à variabilidade do ENOS em vários aspectos, devido ao fato das variações anuais do Pacífico e do Atlântico serem similares. A variabilidade interanual no Pacífico e Atlântico relaciona-se com deslocamentos da ZCIT. A oscilação sul possui um componente adicional que o Atlântico não apresenta: o deslocamento leste-oeste da convergência sobre o Pacífico Tropical do Oeste. Para explicar o que acontece com a variabilidade no Atlântico Tropical, devem ser consideradas as mudanças na circulação global da atmosfera. Fatores similares devem afetar o Pacífico, e esse é um possível motivo da frequência de episódios *El Niño* oscilarem na escala de tempo decadal.

Baseados em dados de TSM do Pacífico e Atlântico, os estudos de Robertson e Mechoso (1998) mostram que para os rios Uruguai e Paraná, há evidências estatisticamente significati-

vas de uma componente quasi-decadal nas vazões desses rios, relacionada com alterações da TSM do Atlântico, além de máximos interanuais em escalas de tempo do fenômeno ENOS. Ou seja, o ENOS influencia a variabilidade do rio Uruguai com anomalias positivas de TSM no Pacífico associadas com maiores vazões, e na escala decadal maiores vazões relacionam-se com anomalias negativas de TSM no Atlântico Tropical. Comportamento semelhante é observado nos rios da Amazônia Central e Sul. Isso mostra que ambos os oceanos apresentam um efeito no setor Atlântico, onde o Pacífico domina a escala interanual e o Atlântico a escala interdecadal. Como comparação, o Atlântico não tem um efeito importante na variabilidade de chuvas e vazões no setor Pacífico - costa ocidental de América do Sul. Sobre a interação Pacífico – Atlântico, Diaz *et al.* (1998) indica que existem relações significativas entre anomalias de chuva no Sul de Brasil e TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico. Existem também associações entre ENOS e chuvas no Uruguai, e associações de TSM na parte sudeste do Atlântico e anomalias de chuva na região. Quando anomalias de TSM nos dois oceanos são consideradas simultaneamente, as associações com anomalias de chuva são, em alguns casos, fortes e em outros mais fracas.

2.2 Variabilidade interdecadal e de longo prazo

2.2.1 Nordeste

Historicamente a região Nordeste sempre foi afetada por grandes secas ou grandes cheias. Relatos de secas na região podem ser encontrados desde o século XVII, quando os portugueses chegaram à região (**Tabela 2**). Estatisticamente, acontecem de 18 a 20 anos de seca a cada 100 anos. Kane (1989) indicou para o Nordeste, que em 29 anos de *El Niño*, durante 137 anos, no período 1849-1985, apenas 12 foram associados a secas na região. No semi-árido nordestino, essa variabilidade climática, em particular as situações de seca, sempre é sinônimo de agruras nas populações rurais do interior da região, e tem sido objeto de preocupação da sociedade e organismos do governo ao longo dos anos. A prova cabal dessa preocupação é o projeto e construção dos primeiros reservatórios hídricos no semi-árido nordestino que datam do final do século XIX, durante o período imperial, a exemplo da construção do açude do Cedro em Quixadá-CE.

SÉCULO XVII	SÉCULO XVII	SÉCULO XIX	SÉCULO XX
1603	1711	1804	1900
1614	1721	1809	1902
1692	1723-24	1810	1907
	1736-37	1816-17	1915
	1744-46	1824-25	1919
	1754	1827	1932-33
	1760	1830-33	1936
	1772	1845	1941-44
	1776-77	1877-79	1951
	1784	1888-89	1953
	1790-94		1958
			1970
			1979-80
			1981
	1790-94	1891	1982-83
		1898	1986-87
			1991-92
			1997-98

Tabela 2. Anos de seca no Nordeste brasileiro, coincidentes com anos de *El Niño*, durante os últimos quatro séculos (Magalhães *et al.* 1988, Caviedes 2001), atualizado para 1998.

No Atlântico Tropical e no Nordeste brasileiro, Wagner (1996) estudou tendências decadais nos mecanismos que controlam o gradiente meridional de TSM na região. Posteriormente, Hastenrath (2001) identificou tendência de longo prazo na chuva do Nordeste e o setor do Atlântico Tropical adjacente, caracterizado por um deslocamento da ZCIT e banda de chuvas mais para o Sul da sua posição climatológica. Isto poderia explicar as tendências positivas de chuva no Nordeste identificadas por Hastenrath e Greischar (1993) e Marengo *et al.* (1998), e que aparecem detalhadas nos mapas de anomalias globais de chuva no IPCC TAR (2001 a). Wagner e Hastenrath detectaram um aquecimento sistemático do Atlântico Tropical Sul, observado principalmente nos meses de verão (fevereiro/março), enquanto que a TSM no Atlântico Norte aumenta no inverno (agosto/ setembro) e diminui no verão. Como consequência do incremento do gradiente meridional de TSM no verão, a ZCIT se desloca mais para o Sul e a chuva no norte do Nordeste tende a incrementar no período de estudo 1951-90. A **Figura 7** mostra as anomalias de chuva sazonal durante a estação chuvosa de fevereiro a maio para o Nordeste nos anos de 1901-1998 (em relação a 1961-90), derivados dos dados da *Climate Research Unit* (CRU). Além da forte variabilidade interanual, observa-se também a variabilidade interdecadal detectada por Wagner (1996) e por Nobre e Shukla (1996).

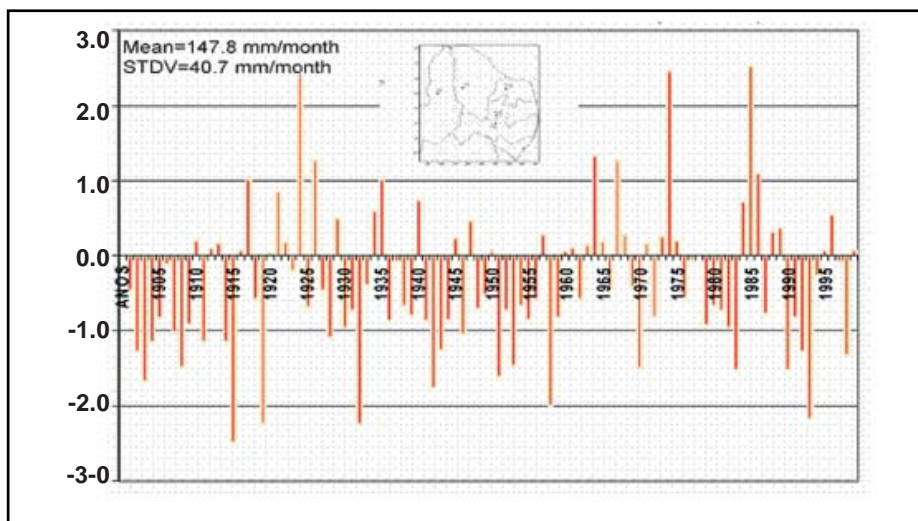


Figura 7. Anomalias de chuva na região Nordeste do Brasil para o período de fevereiro a maio. As anomalias foram calculadas em relação ao período de referência 1961-90. Fonte de dados CRU *Climate Research Unit* desde 1901 a 1998.

A partir da década de 1970, o volume de chuvas tem sido menor em relação a outras anteriores, e especificamente ao ano de 1985, que foi muito úmido. Esta variabilidade também tem sido observada nas vazões do rio São Francisco em Sobradinho, onde a tendência relativamente positiva desde 1931, contrasta com a tendência negativa observada a partir de 1979 (**Figura 8**). Ainda que esta queda de vazões possa estar associada em parte a esta variabilidade

de de chuva, também poderia estar associada ao uso de água para irrigação e outras formas de uso. Esta tendência negativa pode também ser observada na Tabela 1, com sete eventos de seca entre 1970 a 1998.

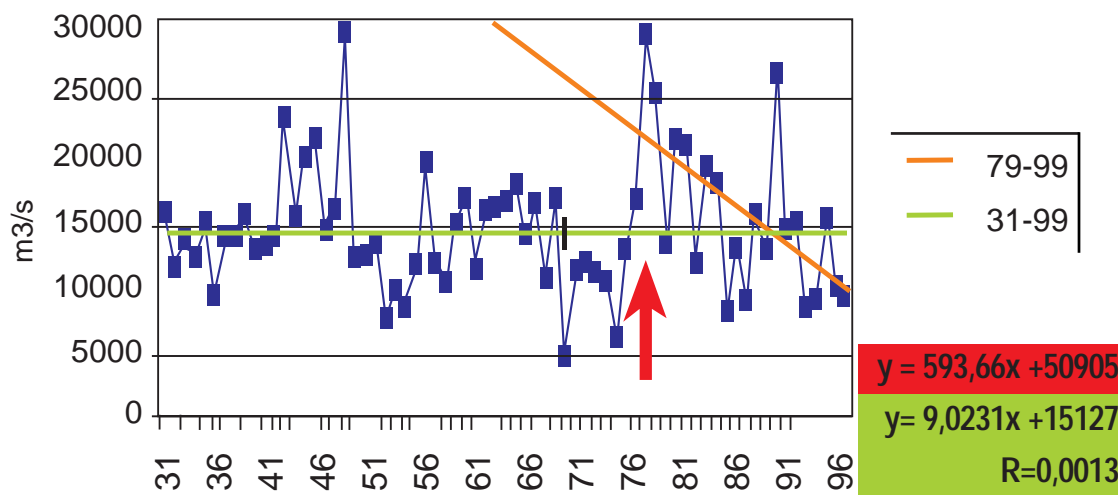


Figura 8. Vazões do rio São Francisco em Sobradinho durante dezembro-janeiro-fevereiro no período 1931-1998. A linha verde representa a tendência durante 1931-9 e a linha vermelha representa a tendência durante 1979-99. (Fonte: G. Sampaio, CPTEC/INPE).

O semi-árido nordestino é vulnerável ainda a enchentes. Um exemplo recente foram as fortes chuvas de 2004. Em apenas um mês, caíram mais de 1.000mm de água. A média histórica é de 550mm a 600mm anuais. Comunidades ficaram isoladas, casas, barragens e açudes foram destruídos, houve morte de pessoas e de animais e perda na produção. Tudo isso apenas no mês de janeiro 2004 (Greenpeace 2006). Segundo o CPTEC, as causas de estas chuvas intensas apontam para um transporte de umidade desde o Atlântico tropical e da bacia Amazônica até o Nordeste, que é algo incomum, mas não impossível.

2.2.2 Amazônia

A bacia amazônica contém uma gama variada de ecossistemas e grande riqueza em termos de diversidade biológica e étnica. Esta região contém a maior extensão de floresta tropical da Terra, mais de cinco milhões de quilômetros quadrados, e responde por aproximadamente um quarto das espécies animais e vegetais do planeta. Hoje, apenas algumas espécies são usadas pelo homem. A região tem recursos hídricos abundantes. A precipitação atmosférica anual é de 2,300mm, em média, e a descarga média do rio Amazonas no oceano Atlântico é de cerca de 220.000m³/s, o que corresponde a 18% da descarga total de água fresca nos oceanos do mundo.

As séries de níveis do rio Negro em Manaus (**Figura 9**) apresentam também uma tendência positiva desde inícios do século XX. As séries hidrológicas do rio Negro representam uma integração da chuva na bacia do rio Negro, que se estende até o noroeste da Amazônia, que é a área mais chuvosa de toda a região. Além da tendência positiva, observa-se uma grande variabilidade interanual, com grandes quedas nas vazões durante as grandes secas que afetaram a Amazônia durante 1926, 1964, 1980, 1983, 1991 e 1998, provocando aumento das queimadas e graves impactos à população, com as mais graves associadas ao *El Niño*.

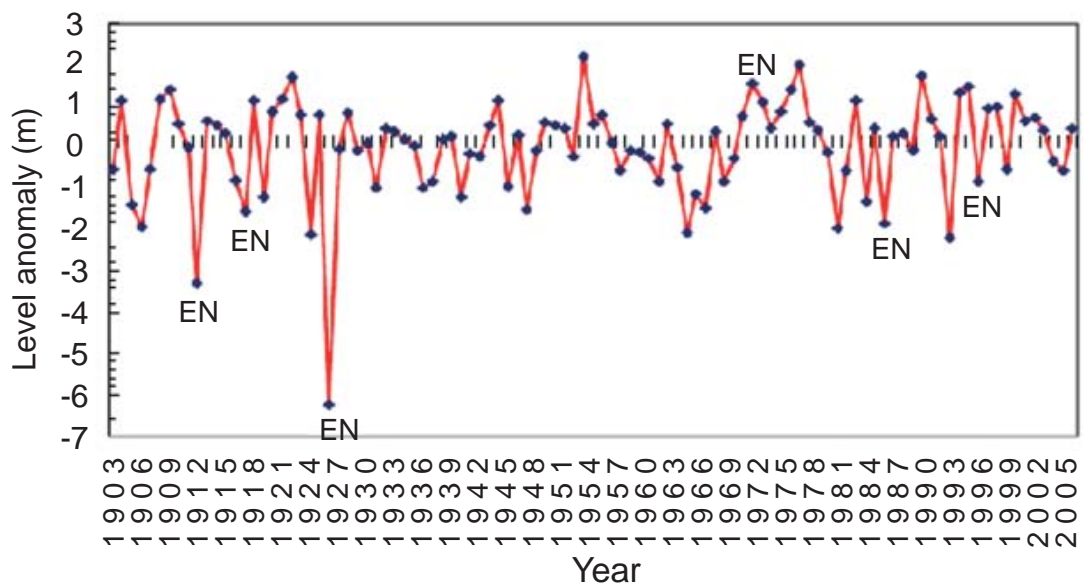


Figura 9. Nível médio do rio Negro em Manaus, AM desde 1903 até 2004. Valores na figura são anomalias em relação à média de 1903-2004. EN mostra a presença do ano *El Niño*.

No entanto, em 2005 foi um outro tipo de anomalia climática que secou o oeste e o sul, e não o centro e o leste amazônico, como nos anos de *El Niño*. Marengo *et al.* (2006) indicam que o aquecimento anormal de quase 1°C nas águas tropicais do Atlântico Norte ocasionou a calamidade. A seca de 2005 que afetou a Amazônia foi refletida nas vazões do rio Solimões, que tem a bacia coletora ao sul desta região, onde as chuvas têm sido muito baixas. Até agosto de 2005, os níveis do rio Amazonas em Iquitos (Peru) apresentaram os valores mais baixos de todo o período histórico de registro (40 anos). Em setembro de 2005, na Bolívia e no Peru, grandes áreas de vegetação foram tomadas por incêndios gigantescos, os quais devastaram várias dezenas de milhares de hectares de floresta. Os níveis do rio Negro em 2005 entre janeiro e julho foram de 1-2m acima do normal, e já em agosto e setembro de 2005 os níveis chegaram a ser até 3m abaixo do nível normal. Chegou a 18.61m em setembro de 2005, sendo que a média histórica de setembro é de 22.30m. A seca de 2005 no Acre é a maior dos últimos 100 anos, e em toda a região amazônica, é uma das quatro piores do século.

O nível de água do rio Amazonas nunca esteve tão baixo nos últimos 35 anos. Fauna e flora estão ameaçadas. Em 2005, a seca nos rios da Amazônia causou danos a espécies de

mamíferos aquáticos e peixes, e a falta de chuva nos leitos dos rios da Amazônia está tornando a situação das cidades ribeirinhas caótica. A navegação foi suspensa em diversas áreas. A seca constatada em 2005 é certamente importante, no entanto no que se refere à extensão do fogo ela não foi tão intensa quanto a de 1998 que foi causada pelo fenômeno do *El Niño* registrado em 1997-1998 e que provocou grandes incêndios na floresta amazônica. De janeiro a abril de 2005, as chuvas ficaram entre 30% e 50% abaixo do normal em Rio Branco, Rondônia, sul do Pará e sul do Amazonas. Em junho e agosto, a redução foi de 33% e em julho chegou a 65%. De setembro de 2004 a agosto de 2005, as chuvas ficaram 39% abaixo do normal na Amazônia peruana. Entre janeiro e abril de 2005, as precipitações ficaram abaixo do normal entre 20% e 30% na bacia hidrográfica de Beni, na Bolívia, e na bacia do rio Mamoré. Os níveis do rio Amazonas em Iquitos, no Peru, e Letícia, na Colômbia, do rio Solimões em Tabatinga (AM) e Fonte Boa (AM), do rio Acre, em Rio Branco (AC), do rio Mamoré, em Puerto Varador, na Bolívia, e do rio Ibaré em Puerto Almacén, na Bolívia, estiveram abaixo do normal durante quase todo o ano de 2005 até setembro. Em alguns casos, até dois metros abaixo do normal (Marengo *et al.* 2006).

Em setembro de 2005, houve um aumento de 300% nas queimadas, em relação ao mesmo período de 2004. Os impactos do aumento das queimadas foram desastrosos para as comunidades afetadas, e também para o clima do planeta, pois a proliferação dos incêndios intensificou as emissões de carbono. Estudos do Instituto de Pesquisa Ambiental da Amazônia mostram que, num quadro de aquecimento global e secas mais frequentes, as florestas da região amazônica perdem muita umidade, tornam-se muito mais vulneráveis às queimadas, a mortalidade de árvores aumenta significativamente e há um aumento nas emissões de carbono para a atmosfera (Nepstad *et al.* 2004).

A **Figura 10** apresenta os níveis do rio Negro em Manaus durante o ano hidrológico setembro-agosto, e os níveis do rio Amazonas em Iquitos, Peru, para a média de longo termo e alguns anos de seca intensa. Em Manaus, os níveis mais baixos foram detectados durante 1925-26, enquanto que a seca de 2005 pôde ser observada desde junho de 2005, chegando a valores mais baixos em agosto 2005, quase cinco metros abaixo que o normal. Essa seca pôde ser observada somente a partir de maio, em termos de níveis, enquanto que a de 1964, pôde ser observada o ano todo.

No rio Amazonas em Iquitos, os níveis em 2005 foram abaixo do normal desde janeiro, chegando a valores extremos em setembro, quando as chuvas de outubro aliviaram um pouco esta situação. Situação similar foi observada nos níveis do rio Solimões em Fonte Boa e Tabatinga, e do rio Amazonas em Letícia (Colômbia). Isto indica que a seca de 2005 afetou o oeste da Amazônia desde dezembro de 2004, diferente das secas associadas ao *El Niño*, onde a seca afeta a parte central e leste da Amazônia.

As chuvas só retornaram em outubro de 2005. Desde janeiro de 2006, uma nova tragédia climática aconteceu. A região foi assolada por uma forte enchente que trouxe mais sofrimento aos ribeirinhos. Os moradores mais antigos afirmam que nunca tinham visto uma seca tão

grande seguida de um “dilúvio” (Marengo *et al.* 2006, Greenpeace 2006). Em maio de 2006, as cheias dos rios Madeira, Amazonas e Tocantins (Folha de São Paulo, 13 maio 2006) afetaram 37 municípios dos Estados do Pará e Amazonas, com mais de 40.000 pessoas afetadas. Após as enchentes de verão de 2006, a situação em meados de 2006 é de rios com níveis mais baixos que o normal, o que também tem sido observado nos rios Amazonas e Ucayali na Amazônia do Peru.

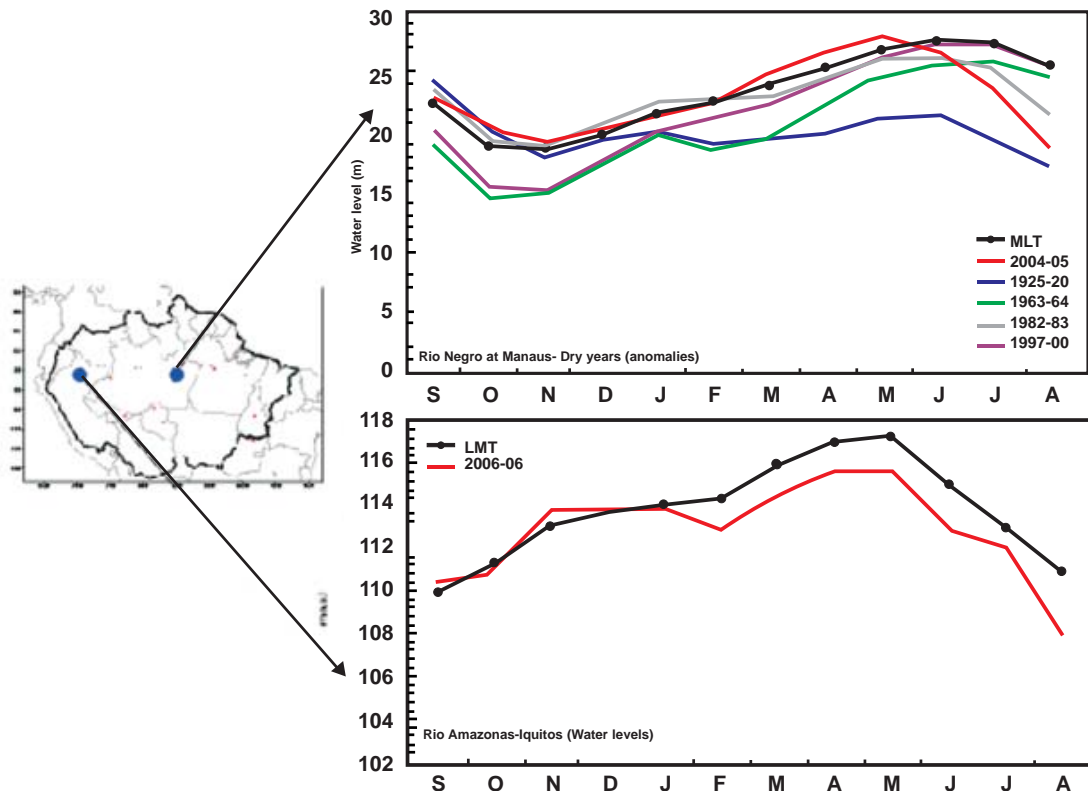


Figura 10. Níveis do rio Negro em Manaus e do rio Amazonas em Iquitos, em metros. O gráfico do rio Negro apresenta a média de longo termo e os níveis durante vários anos de seca (2004-2005, 1925-26, 1963-64, 1982-83, 1997-98) e em Iquitos mostra a média de longo termo e os níveis em 2004-2005. (Fontes: Portobras e SENAMHI)

A vazão das águas do rio Amazonas está correlacionada a uma pluviometria muito influenciada pelas variações das temperaturas de superfície do oceano Pacífico Tropical e do oceano Atlântico Tropical. A influência deste último domina durante a ausência do *El Niño*, como é o caso de 2005. Atualmente, a temperatura da superfície de águas superficiais do Atlântico Tropical ultrapassa a média normalmente registrada, com um aumento de 0,5°C a 1°C já desde 2004. As variações da temperatura da superfície do Atlântico Norte são vinculadas a uma variabilidade natural do oceano, ao mesmo tempo decadal ou multidecadal (**Figura 10**).

Para a Amazônia, Dias de Paiva e Clarke (1995), Chu *et al.* (1995), Zhou e Lau, (2001), Matsuyama *et al.* (2002), Marengo (2004), Botta *et al.* (2002), Chen *et al.* (2003), e outros têm identificado variações decadais e tendências na chuva e vazões na Amazônia. Chu *et al.* (1995)

mostraram um aumento sistemático da convecção sobre o norte da Amazônia desde 1975, que poderia indicar um aumento de chuva na região. A variabilidade dos registros de rios sobre a parte noroeste da bacia amazônica, que compreende as bacias dos rios Negro e Solimões não apresenta aumentos ou reduções sistemáticas nos registros de vazões. A análise da vazão de outros rios na região amazônica (rios Uatuma, Jamari, Araguari, Curua-Una, Tocantins e Xingu) não apresenta tendências unidirecionais (Marengo *et al.*, 1998). O transporte de umidade para e desde a bacia amazônica também apresenta variabilidade interdecadal e tendência, e a direção da tendência pode depender muito do período usado. Assim, Costa e Foley (1999) detectaram uma redução no transporte de umidade no período 1979-96, enquanto que Curtis e Hastenrath (1999) detectaram uma tendência positiva no período 1950-99. Marengo (2004) identificou que desde finais de 1920, a chuva na Amazônia global apresenta pequenas tendências positivas, que não são estatisticamente significativas.

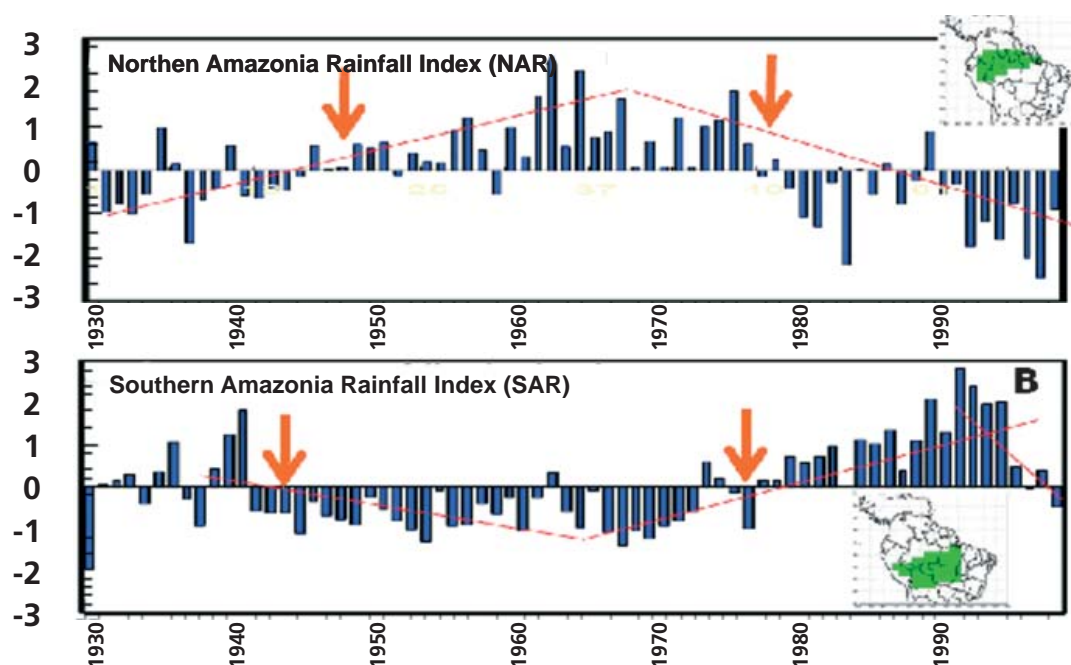


Figura 11. Anomalias normalizadas de chuva para o Norte (a) e para o Sul (b) da Amazônia, desde 1929 a 1997. (Fonte: Marengo, 2004).

Porém, o resultado mais importante do estudo é a variabilidade interdecadal da chuva na bacia norte e sul da Amazônia, que mostra um comportamento contrastante. Na escala regional, a chuva na Amazônia apresenta uma fraca tendência negativa enquanto que a chuva na Amazônia Sul apresenta uma tendência positiva pronunciada. A variabilidade interdecadal de chuva na Amazônia, identificada por Marengo (2004) e apresentada na **Figura 11**, mostra mudanças de fase ou *climate shifts* em meados da década de 1940 e 1970. Após 1975, a Amazônia do Norte/Sul apresenta relativamente menos/mais chuva, quando comparada ao período anterior. Esta mudança de regime está associada a mudanças nos campos de circulação atmosférica e oceânica no Pacífico Central que aconteceu em 1975-76. O período relativamente

menos chuvoso, após 1975, na Amazônia do Norte possivelmente se estende até o início de 2000. Esta mudança aparentemente foi associada com a fase positiva da Oscilação Decadal do Pacífico ou PDO em inglês, sendo este um período onde ocorreram eventos de *El Niño* mais freqüentes e intensos (1982-83, 1986-87, 1990-94, 1997-98).

Por outro lado, a tendência positiva linear que mostra um aumento de chuva na Amazônia do Sul pode ser atribuída a um aumento na atividade de perturbações extratropicais durante alguns anos de *El Niño*. Botta *et al.* (2002), Foley *et al.* (2002) identificaram uma oscilação de 24–28 anos, que também aparece nas análises de Marengo (2004) e Zhou e Lau (2001). Coe *et al.* (2003) também observa este padrão de variabilidade nas vazões dos rios Amazonas e Tocantins. A variação interdecadal na chuva na Amazônia do Sul, que mostra um aumento desde meados de 1970 parece ter alcançado um máximo até inícios da década de 1990, tendendo depois a diminuir, e aparentemente terminando ao final do século XX. Num recente estudo sobre variabilidade de chuvas no Estado do Acre, Fonseca Duarte (2006) mostrou que a chuva na cidade de Rio Branco - AC exibe uma tendência positiva e uma posterior diminuição, expressando que: enquanto para 1970 a média diária das chuvas estava em torno de 4,5mm dia⁻¹, para finais da década dos anos 1980 e início dos anos 1990, esse valor alcançava um máximo próximo a 5,6mm dia⁻¹; seguidamente as chuvas diminuíram: para o ano 2000, a média diária foi de 5,2mm dia⁻¹. Ele também constatou que continua a fase decrescente no ano 2001, para o qual a altura de chuvas foi de 1.900mm; em 2002, de 1.910mm; e em 2003, de 1.804mm, em torno de 5,0mm dia⁻¹. Em 2005, com a seca afetando a região sul da Amazônia esta tendência aparenta continuar e se agravar, pois os índices de chuva durante a estação chuvosa no Acre foram até 200mm abaixo da média histórica. Este aumento de chuva no sul da Amazônia tem um padrão similar em termos de tendência nas regiões do Brasil Central, Sudeste e Sul (Liebmann *et al.* 2004; Liebmann *et al.* 1999; Seluchi and Marengo, 2000; Grimm *et al.* 1998; Nogués-Paegle *et al.* 2002; Barros *et al.* 2002; Doyle e Barros 2002; Cazes-Boezio *et al.* 2003). Estudos desenvolvidos por Obregon e Nobre (2003) têm também identificado a mudança de regime em 1975-76 em chuva em estações no noroeste da Amazônia e no Sul do Brasil.

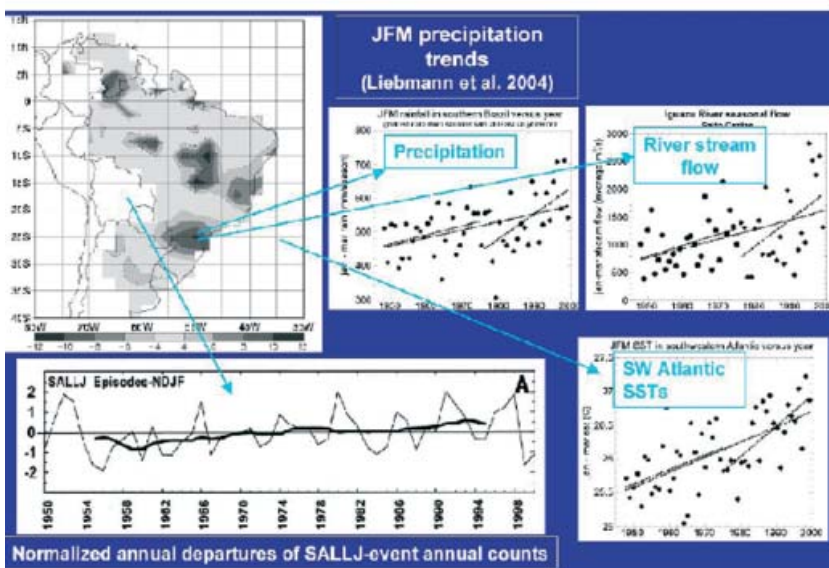


Figura 12. Tendências de eventos de SALLJ (DJF), de chuva no Sul do Brasil, vazões no rio Iguazu, anomalias de TSM no Atlântico do Sudoeste (Fontes: Liebmann *et al.* 2004, Marengo *et al.* 2004b).

2.2.3 Sudeste e Centro-Oeste do Brasil

A **Figura 12** mostra também um aumento significativo da chuva na região Sul e nas vazões do rio Iguaçu. Relacionadas a essa tendência podem ser formuladas algumas perguntas: (i) Por que, inicialmente, na década dos anos 1970, os valores de chuvas eram ainda menores que em 2003?; (ii) O que fez com que as chuvas aumentassem entre 1970 e 1990? e, finalmente; (iii) O que vem influenciando a diminuição das chuvas desde 1990? As perguntas acima formuladas são de difícil resposta pelo fato de o regime de chuvas ser um sistema mutante.

Sabe-se que acentuadas mudanças no uso do solo, como as ocorridas na Amazônia (Fonseca Duarte, 2005) afetam a maneira como se realiza o ciclo hidrológico no ecossistema. Normalmente, em áreas desmatadas a umidade não evapora e também não fica retida, como acontece na presença da vegetação; com isso as precipitações são afetadas (Laurence, 1998), podendo ocorrer redução de mais de 20% nos índices pluviométricos. Este assunto ainda está em debate, pois ainda que o impacto do desmatamento possa afetar regionalmente o clima, não há índices de queda sistemática, em longo prazo, de chuvas na Amazônia. Desse modo, o que vem sendo observado é uma variabilidade do tipo interdecadal, que é associada à variabilidade natural do clima. A estimativa de desmatamento na Amazônia para o período 2003-2004 foi de 26.130km², o que representa um crescimento de 6,23% em relação ao consolidado anterior. É o segundo maior número desde que o monitoramento começou a ser feito, em 1988. Fica atrás apenas do período 1994-1995, quando foram devastados 29.059km². A taxa de crescimento do último biênio também é bem maior do que a expectativa do governo, que estava em 2%. Segundo os dados divulgados pelo Ministério do Meio Ambiente, a área devastada supera, inclusive, o período de 2002-2003, até então o segundo maior da série histórica.

Entretanto, apesar de os resultados de modelagem numérica estimarem uma diminuição de 15 a 30% da precipitação sobre a Amazônia, caso a região seja toda desmatada (resultados de experimentos de desmatamento usando modelos globais durante os últimos 20 anos), até o presente momento, não há observação de evidência conclusiva de uma mudança climática na região, provocada diretamente pelo desmatamento. A Amazônia do Sul é a região que apresenta maior desmatamento, e também é a região que apresenta tendências positivas de chuva. Assim, pode se especular que as tendências de chuva na Amazônia estão associadas mais à variabilidade interdecadal associada à variabilidade da *Pacific Decadal Oscillation* (PDO) e do Atlântico Tropical de caráter natural, e não ao desmatamento e mudança no uso da terra devido a efeitos humanos.

A interação entre a região tropical e subtropical do Brasil acontece durante o ano todo. No verão, há incursões de ar tropical úmido da Amazônia para o Sul, enquanto que no inverno o ar seco e frio do Sul pode penetrar na Amazônia central. Durante o verão, as interações acontecem, principalmente pela ação do Jato de Baixos Níveis na América do Sul (SALLJ) ao leste dos Andes, como sugerido por Berbery e Barros (2002), Seluchi e Marengo (2002) e Marengo *et al.* (2004a). Os SALLJ se localizam nas camadas mais baixas da atmosfera, a até três quilômetros de altitude, e viajam com velocidades que podem atingir 50km/h.

A origem dos jatos de baixos níveis está associada aos ventos alísios vindos do oceano Atlântico, que invadem o território brasileiro pela ponta superior da região Nordeste.

Existe uma relação direta entre o SALLJ ao leste dos Andes, e as chuvas que caem na bacia do Prata, pelo chamado jato de baixos níveis que circula ao leste dos Andes, e que transporta umidade e também aerossóis das queimadas da Amazônia para as regiões subtropicais da América do Sul. O modelo conceitual da **Figura 13** mostra o jato de baixos níveis ao leste dos Andes. A origem dos ventos associados ao jato está nos ventos alísios vindos do oceano Atlântico Tropical, que invadem o território brasileiro pela ponta superior da região Nordeste. Quando estes chegam à Amazônia, absorvem muito vapor d'água liberado pelas folhas da floresta, por meio da transpiração. Conforme já destacado, os Andes funcionam simultaneamente como um acelerador e uma barreira, já que aumentam a velocidade de circulação dos jatos e os desviam rumo ao Sul. Os jatos passam então pelos Estados de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e São Paulo e ajudam a transportar poeira e gases poluentes para a bacia do Prata. Ao chegarem à bacia do Prata, interagem com o relevo e com frentes frias que vêm do Sul produzindo chuvas intensas em poucas horas na região de saída do jato, fazendo surgir os *Complexos Convectivos de Mesoescala* (MCS). São nuvens extremamente espessas, que atingem até 18 quilômetros de altitude e mil quilômetros de diâmetro, com ciclo de vida que pode durar até 36 horas. Os SALLJ que trazem umidade da Amazônia são mais intensos no verão.

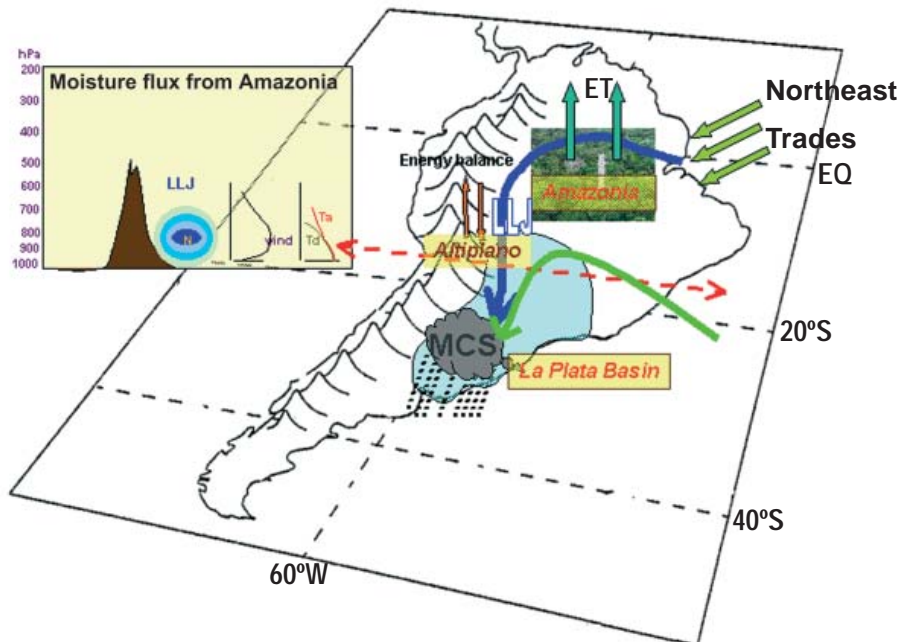


Figura 13. Modelo conceitual do jato de baixos níveis ao leste dos Andes que transporta umidade da Amazônia (flecha azul) e do oceano Atlântico subtropical (flecha verde) (Fonte: Marengo *et al.* 2004 a).

A umidade evaporada no Oceano Atlântico Tropical, trazida para a Amazônia pelo SALLJ transforma-se em mais umidade. Por outro lado, os estudos pioneiros de Salati (1987), Salati e Marques (1984) e Salati e Nobre (1991) revisados e atualizados por Marengo (2006) sugerem que boa parte da chuva que cai sobre a Amazônia é reciclada pela própria floresta. Estudos indicam que a perda da floresta pode mudar os níveis de precipitação em vastas áreas do território da América do Sul, como o Centro-Sul, Sudeste e Sul do Brasil.

Assim, pode se afirmar que a Amazônia é uma fonte de umidade para a bacia do Prata, e variabilidade e mudanças de clima nesta região podem ter impactos graves mais para o Sul. Pensando em cenários de mudança de clima, com o desmatamento aumentando, esperam-se conseqüências diretas sobre as estações chuvosas, embora ainda não seja possível quantificar essa mudança.

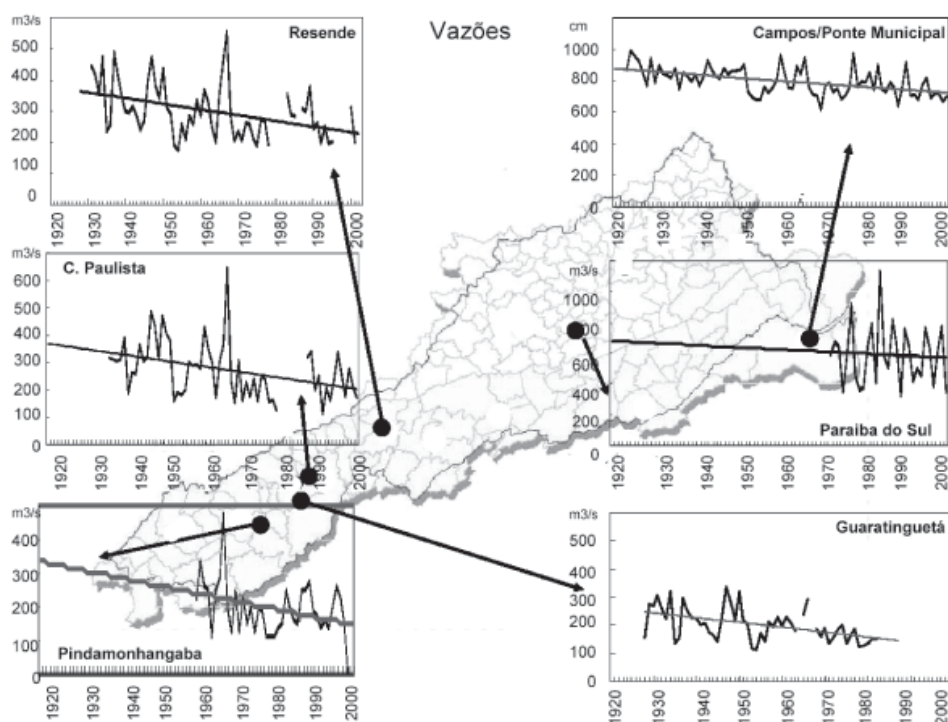
Séries de tempo de eventos de SALLJ durante o período 1950-2000 (Marengo *et al.* 2004b) sugerem um importante papel das anomalias de TSM nos oceanos tropicais na atividade de SALLJ.

Um aumento na atividade do SALLJ aparentemente tem tido um impacto na freqüência e intensidade de eventos extremos de chuva no Sudeste do Brasil, como demonstrado por Carvalho *et al.* (2002, 2004), Liebmann *et al.* (2004) e Groisman *et al.* (2005). A tendência negativa de chuva na Amazônia do Norte, o aumento sistemático na chuva e vazão no Brasil central, e no Sul e Norte da Argentina, consistindo como a figura de eventos de SALLJ mais intensos e freqüentes. No clima do presente, isto implicaria um aumento no transporte de umidade da Amazônia para o Sul do Brasil no verão, durante os últimos 40 anos, e possivelmente em aumentos da chuva e vazões em regiões como Centro-Oeste e Sul do Brasil. Novos desenvolvimentos na parametrização da dinâmica da vegetação e do carbono têm sido incorporados no modelo HadCM3 do *Hadley Centre for Climate Research do UK-Met Office* (Cox *et al.* 2000, Betts *et al.* 2004). Assim, simulações para o século XXI mostram redução na chuva e aumento na temperatura do ar na bacia Amazônica, assim como aquecimento e aumento na chuva na região Sul do Brasil. Baseados nestas projeções dos modelos climáticos do Hadley Centre, poderia ser hipotetizado que a partir do ano 2050, o aumento na concentração de gases de efeito estufa pode gerar um colapso da floresta tropical da Amazonia, e esta mudança (chamada de *Amazon Dieback*) pode causar um dessecamento na Amazônia simultaneamente com mais chuvas no Sul do Brasil. Considerando estudos de variabilidade interanual de clima nestas duas regiões, este padrão de clima futuro se assemelha ao de um fenômeno *El Niño* intenso e estendido com aquecimento no Pacífico central e do leste, acompanhado de um aquecimento do Oceano Tropical Norte. O Sul e o Norte da Amazônia experimentam uma tendência negativa/positiva de chuva desde 1929 (Marengo *et al.* 2004a), e juntamente com a **Figura 12** este cenário sugere que esta tendência poderia ser devido a um aumento na freqüência de SALLJ durante o verão. O “dessecamento” da Amazônia simulado pelo modelo do Hadley Centre a partir de 2050 poderia ser devido a um aumento na atividade do SALLJ talvez associado a um possível modo atmosférico, similar a um *El Niño* intenso e estendido após 2050. Este é um tema ainda em discussão.

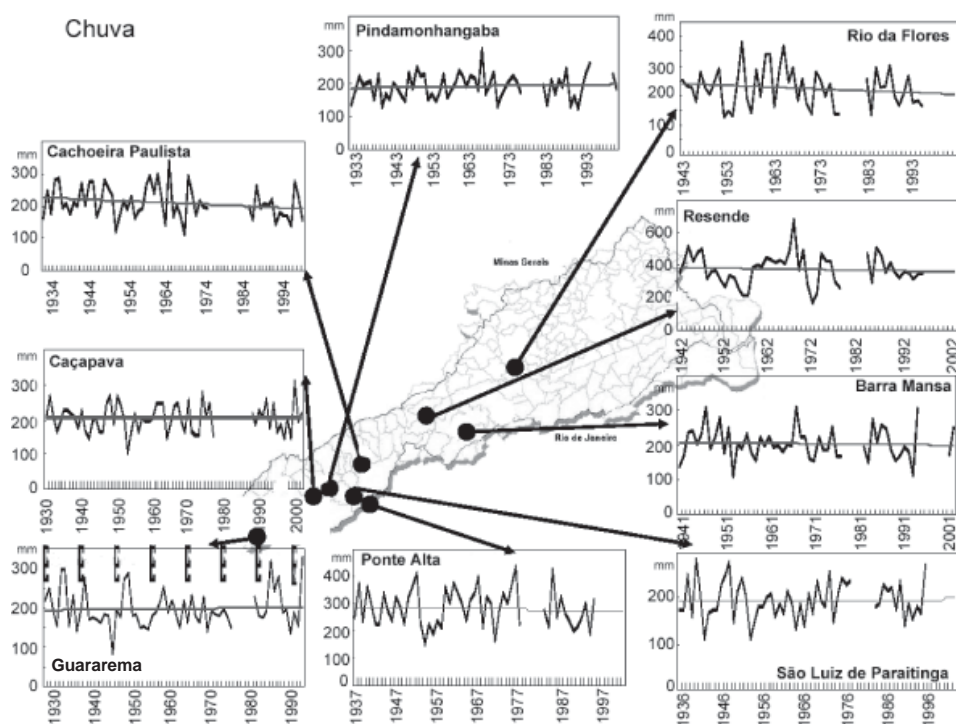
Em outras bacias do Sudeste do Brasil, os registros do rio Paraíba do Sul em Resende, Guaratinguetá e Campos (Marengo e Alves 2005), do rio Parnaíba em Boa Esperança (região Sudeste); e do São Francisco em Juazeiro (região Nordeste), apresentam tendências hidrológicas nas vazões e cotas que não são consistentes com uma redução ou aumento na chuva nas bacias, indicando que é pouco provável que o clima esteja mudando significativamente nestas regiões (Marengo *et al.* 1998, Marengo e Alves 2005). No caso do rio Paraíba do Sul, as vazões e cotas apresentam uma tendência negativa sistemática desde 1920 (**Figura 14**). Isto poderia apresentar um grande impacto na economia do vale do Paraíba do Sul, pois as principais cidades do vale utilizam água deste rio para consumo, irrigação e atividade industrial, qualquer redução devido a alguma mudança de clima seria catastrófica. A mesma figura mostra que a chuva durante a estação chuvosa DJF no vale do Paraíba do Sul, não apresenta tendência negativa que poderia explicar as reduções nas vazões. Assim, é possível que as variações observadas na hidrologia do rio Paraíba do Sul sejam provocadas pelo gerenciamento regional da água e causas relacionadas à atividade humana.

O comprometimento ambiental de regiões como Pantanal pela variabilidade climática e ações antrópicas deve ser examinado, para que medidas preventivas e mitigadoras possam ser planejadas, principalmente no zoneamento ecológico, em desenvolvimento em nível governamental. Na **Figura 15**, apresentada por Tucci (2003), pode-se observar os níveis máximos de enchentes em Ladário-MS desde o início do século. Pode-se observar que entre 1900 e 1960 os níveis máximos ficaram, em média, na ordem de 4,00m, enquanto que entre 1960 e 1972, na ordem de 2,00m. Já entre 1973 e 1995 a variação foi de cerca de 5,0m. Considerando que os leitos são móveis e a erosão e a sedimentação são significativas, as primeiras questões investigadas são as seguintes: (a) a mudança do leito pode explicar as variações de nível observadas na década de 1960?; (b) a escala de Ladário poderia ter mudado de posição ou local durante o período? (c) estas variações podem ser explicadas pela variação do uso do solo a montante? (d) estas variações podem ser explicadas pela variabilidade climática ou mudança climática? Os problemas de tendência em Ladário podem ser similares aos do rio Paraíba do Sul, onde as mudanças nas vazões e cotas não são consistentes com as tendências de chuva na bacia.

Atualmente, diante da segunda maior seca já registrada desde o ano de 1974, os pesquisadores da EMBRAPA - Pantanal acreditam que o Pantanal brasileiro pode estar entrando num novo ciclo de seca. Esse ano, o pico de cheia no rio Paraguai, medido na centenária régua localizada no município de Ladário (MS), ficou abaixo de quatro metros. O comportamento atípico da cheia de 2005, provavelmente, ocorreu em função dos baixos volumes pluviométricos registrados e da alternância de períodos chuvosos e de estiagens nessa região, especificamente no período de outubro de 2004 a março de 2005. Esse pico de cheia é o segundo menor desde 1974, quando teve início o atual ciclo de cheias do Pantanal. No período de 1974 a 2004, a menor cheia ocorreu no ano de 2001, quando o nível máximo foi de apenas 3,15 metros. A maior cheia ocorreu em 1988, com pico de 6,64 metros. Essa marca é a maior que se tem registro desde a instalação da régua de medição do nível do rio Paraguai, em Ladário. Considerando que a média dos picos das cheias de 1974 a 2004 foi 5,23 metros, observa-se o quanto a cheia de 2005 foi pequena.



a) Vazões e cotas



b) Chuvas

Figura 14. Tendências nas (a) vazões anuais do rio Paraíba do Sul (m^3/S) em Resende, Cachoeira Paulista, Pindamonhangaba, Campos. Ponte Municipal (cotas em cm), Paraíba do Sul e Guaratinguetá. (b) Chuva durante a estação chuvosa DJF (mm) em Cachoeira Paulista, Caçapava, Guararema, Pindamonhangaba, Rio das Flores, Resende, Barra Mansa e São Luiz de Paraitinga (Fonte: Marengo e Alves 2005).

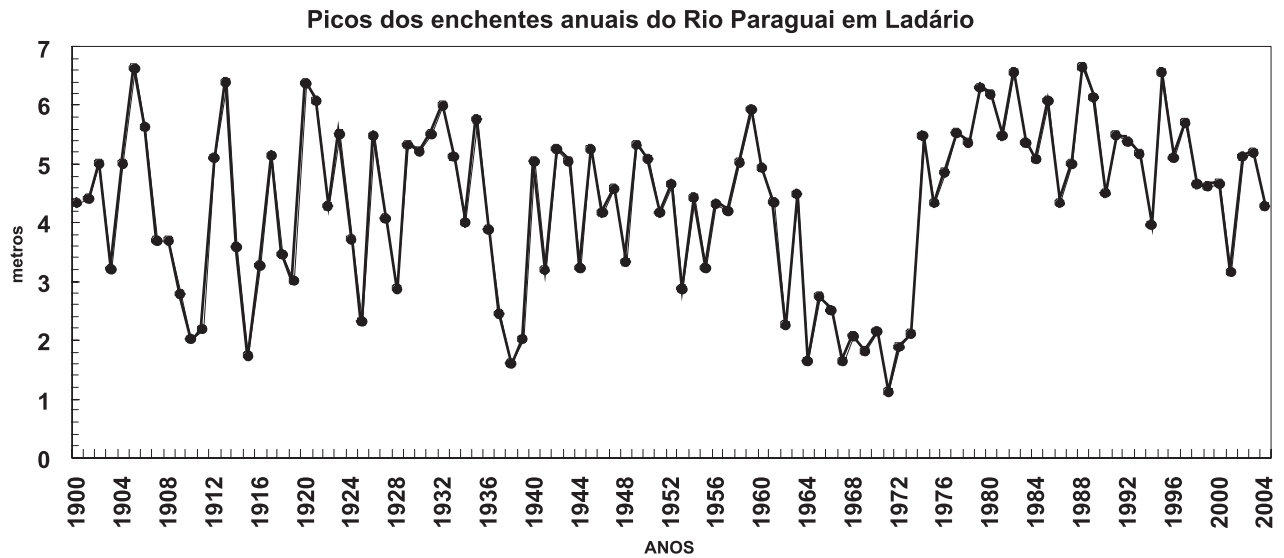


Figura 15. Níveis máximos do rio Paraguai em Ladário (Fonte: R. Clarke, IPH/UFRGS).

O Pantanal alterna ciclos de cheia e de seca que transformam a paisagem da região, atendendo a necessidades específicas como a reprodução de peixes e a disponibilidade de pastagens, para citar alguns exemplos. O nível atual (Setembro 2005) de 2,11 metros encontra-se quase um metro abaixo do normal para essa época do ano. A média histórica para o dia 29 de agosto do período de 1900 a 2004 é de 3,07 metros. Comparando o nível atual com o de anos anteriores, verifica-se que o nível do rio para essa época do ano, já é o menor desde 1974. Levantamento feito pela EMBRAPA-Pantanal evidenciou que nos meses de janeiro e fevereiro de 2005, o nível do rio Paraguai, em Ladário, apresentou elevação normal passando de 1,84 para 2,80 metros. Entretanto, nos meses de março a julho, o nível do rio ficou praticamente estacionado. Nesses cinco meses o nível mínimo foi de 2,82 metros e o máximo de 3,29 metros, e a variação média diária, para mais ou para menos, foi de apenas oito milímetros, ou seja, inferior a um centímetro ao dia. A oscilação média histórica do nível do rio Paraguai em Ladário, no período de 1900 a 2004 para esses meses do ano, foi de =16 milímetros, ou seja, o dobro do valor observado em 2005.

2.2.4 Sul do Brasil

Na região Sul do Brasil, o aumento sistemático das chuvas pode também ser observado nos registros hidrológicos, onde as vazões do rio Jacuí, em Espumoso e em Passo Bela Vista, (**Figura 16**), apresentam tendências positivas. O mesmo pode ser dito em relação às vazões dos rios Paraná, no seu trecho inferior, Uruguai e Paraguai (**Figura 17**) e no rio Paraná, em Corrientes (**Figura 18**).

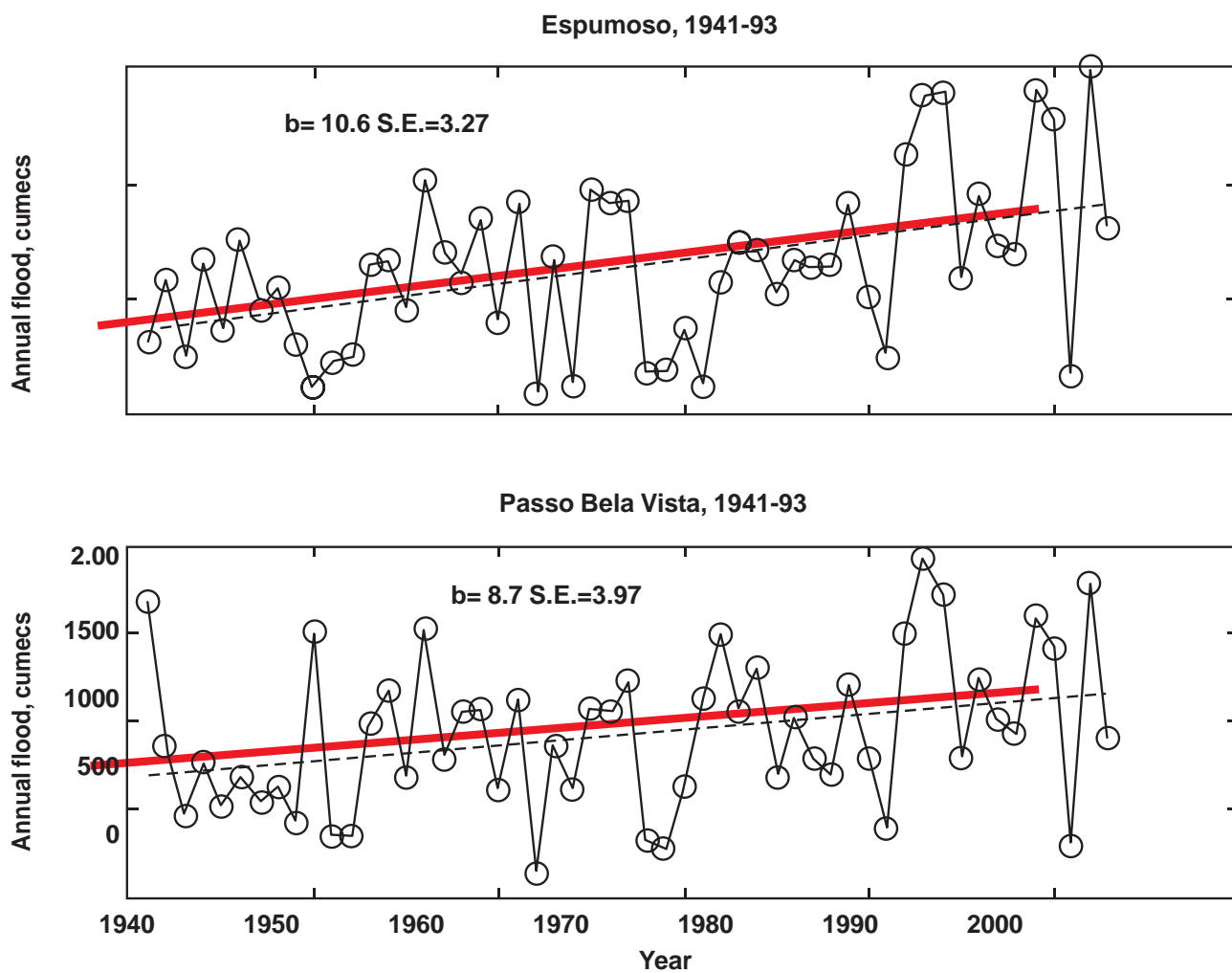


Figura 16. Vazões do rio Jacuí em Espumoso e em Passo Bela Vista (Fonte: Robin Clarke, IPH-UFRGS).

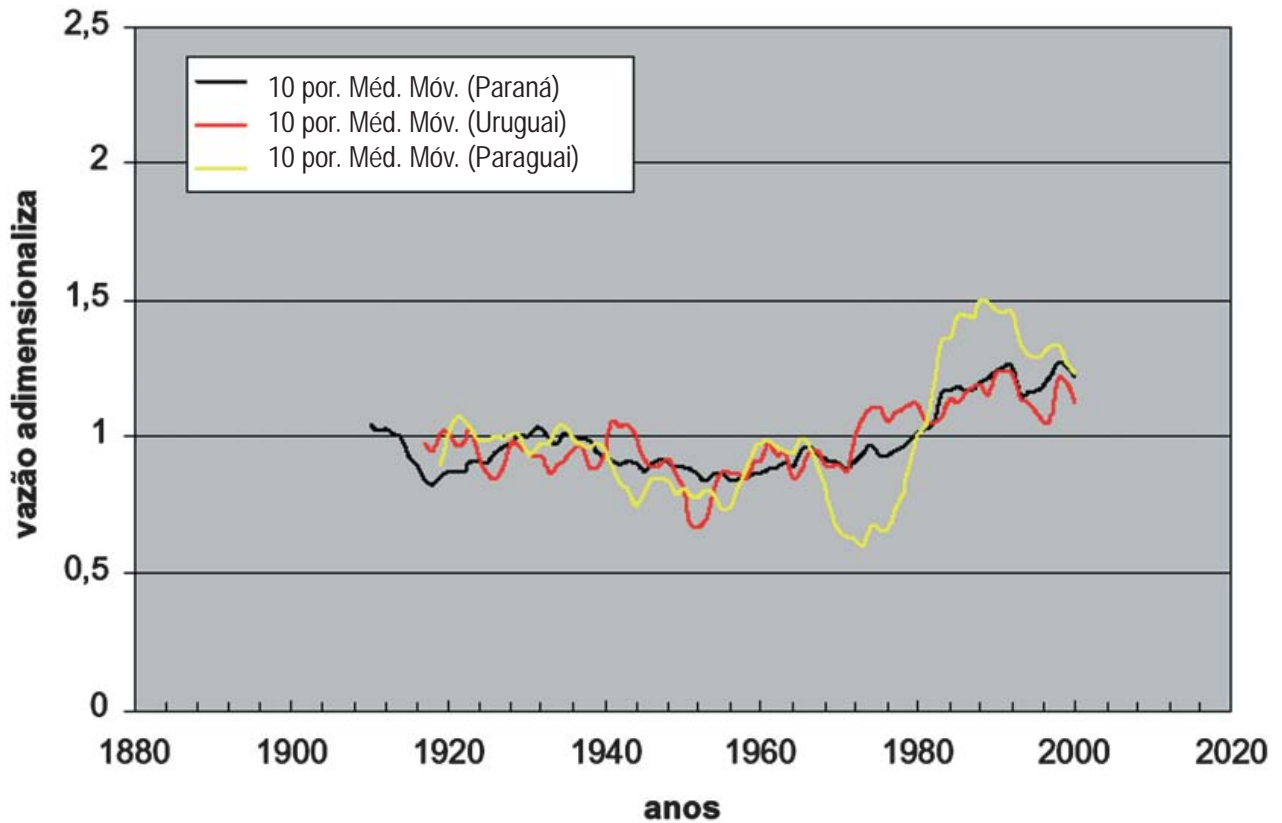


Figura 17. Média móvel de dez anos das vazões nos rios Paraná em Posadas, Uruguai em Paso de Los Libres e Paraguai em Pilcomayo, (Fonte: Tucci 2003), e do Paraná em Corrientes (Fonte: V. Barros-UBA).

Caudal medio del río Paraná en Corrientes (1904-94)

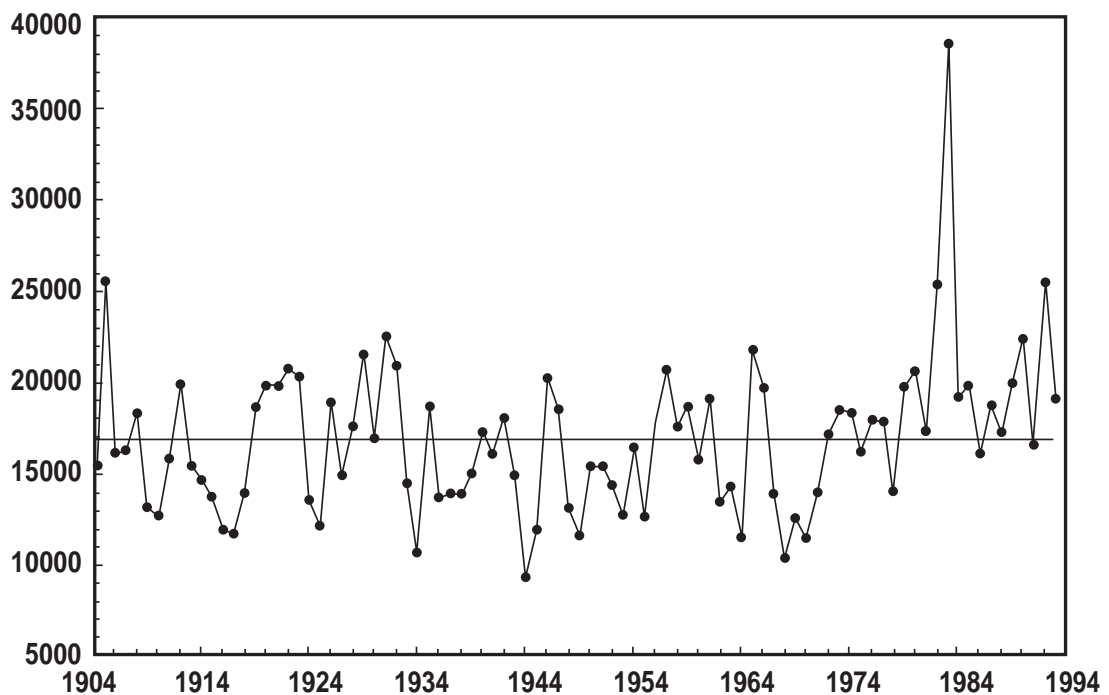


Figura 18. Média móvel de dez anos das vazões no rio Paraná em Corrientes (Fonte: V. Barros - UBA).

Collishoonn (2001) apresentou resultados da avaliação do uso do solo para a bacia do rio Taquari, afluente do Jacuí no Rio Grande do Sul, que é vizinho à cabeceira do rio Uruguai. O cenário atual apresenta aumento de escoamento de 9% em função do uso do solo. Transformando a bacia de floresta em culturas anuais, o aumento do escoamento é de 14,4%, para pasto é de 13,2 %. Portanto, o impacto atual do uso do solo já representa 69% do impacto máximo (pior cenário). Assim, a mudança do uso do solo na região pode explicar em parte as tendências das vazões. Porém, a variabilidade interdecadal, associada ao PDO, pode também explicar estas tendências. Desde meados da década de 1970, aparecem mudanças no regime de chuva (como também foi detectado na Amazônia) e já entre 2001-2003 vem se apresentando uma mudança de fase. As séries de vazões na bacia do rio Paraná apresentam uma importante não-estacionariedade entre os períodos anterior e posterior à década de 1970, com um incremento de vazão variando em cerca de 30%.

Este período coincide aproximadamente com a época das vazões acima da média daquelas observadas nos rios Paraná, Uruguai e Paraguai (**Figura 17**) e do rio Iguaçu (**Figura 12**) e com tendências de incremento da chuva na bacia, uma média cerca de 6% superior, para o período de 1971 a 1990, se comparado com o de 1930-1970 (Tucci, 2003; Obregon e Nobre, 2003).

Estudos já realizados nestas regiões e na Argentina documentam uma tendência positiva no aumento de chuva desde 1950 (**Figura 19**). Esta tendência positiva na precipitação no período 1956-1991 facilitou uma extensão da fronteira agrícola na Argentina mais para o sul, incrementando terras disponíveis para a agricultura em mais de 100.000 km² desde 1960.

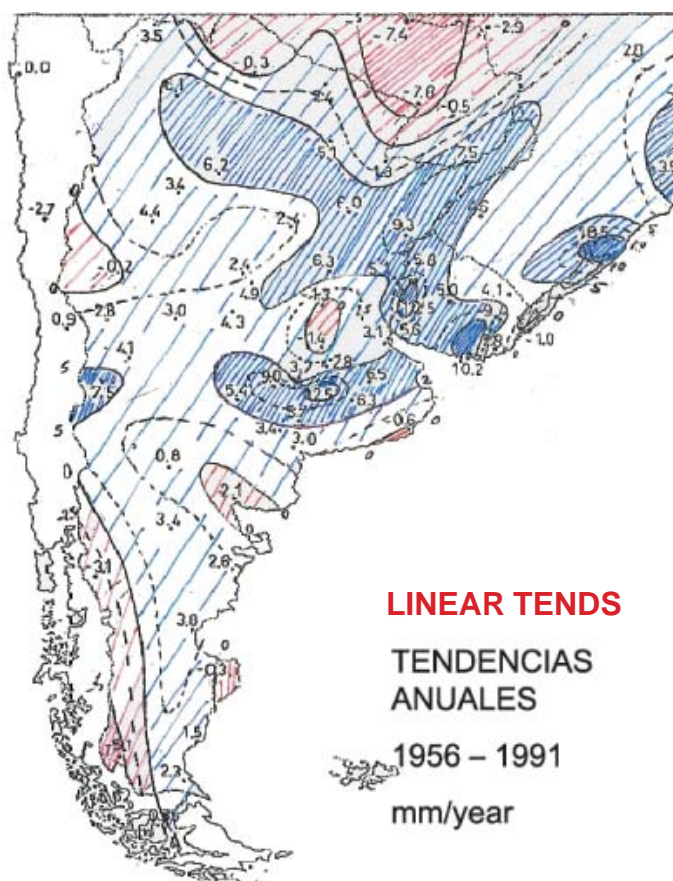


Figura 19. Tendência de chuva no sudeste da América do Sul no período 1951-1991. Anomalias aparecem em mm ano-1. Azul/vermelho mostram anomalias positivas/negativas. (Fonte: Barros e Doyle 1996).

O desmatamento e as mudanças no uso da terra, como resultado das atividades humanas na Amazônia e na bacia do Prata, aumentaram rapidamente nas recentes décadas e há evidências de que estas ações modificam as características termodinâmicas da baixa atmosfera. Estas mudanças são o resultado de complexas interações entre o clima, hidrologia, vegetação e o gerenciamento dos recursos água e terra. Existem amplas evidências de que mudanças no uso da terra nas bacias dos rios Alto Paraná, Paraguai e Uruguai podem ter contribuído para um aumento de 28% no fluxo médio do rio Paraná desde 1970. Tucci e Clarke (1998) perceberam que este incremento na vazão dos rios aconteceu depois de grandes áreas terem experimentado o desmatamento ou mudanças no uso da terra. A intensificação da atividade agrícola e industrial na região motivou uma transição de café para soja e cana-de-açúcar, assim como criação de gado na bacia do alto Paraná. A soja, diferentemente do café, precisa de preparação intensiva do terreno que é feita com o uso de máquinas. O rio Iguaçu também tem apresentado aumentos sistemáticos nas vazões desde meados de 1970, mas a bacia tem experimentado poucas mudanças com o uso da terra e com o desmatamento nas últimas décadas (García e Vargas, 1998).

Uma análise recente de tendências em vazões em nível global é apresentada por Milly *et al.* (2005). A **Figura 20** apresenta as tendências durante o século XX na América do Sul, onde o mais importante é o incremento de vazões na ordem de 20-40% nas vazões na bacia do Prata, consistente com as tendências positivas de chuva nesta bacia (**Figura 19**), e em postos de observação do rio Paraná na **Figura 18**.

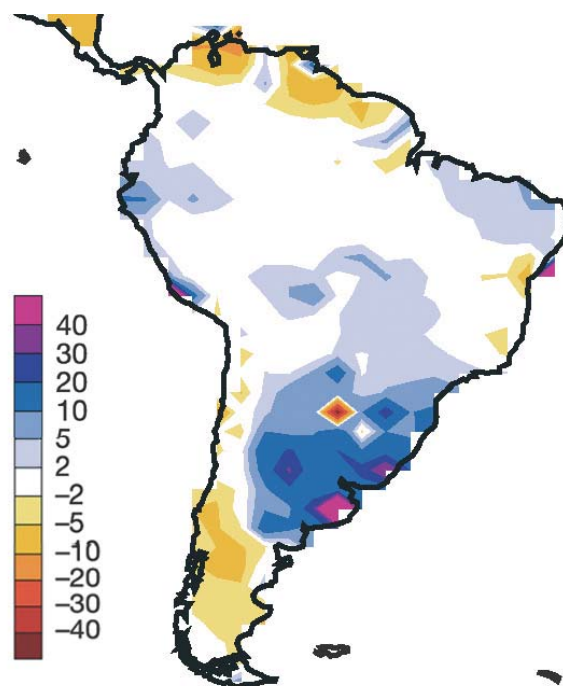


Figura 20. Mudança relativa de vazões durante o século XX na América do Sul. Valores são em porcentagem (%) para o período 1971-98 em relação ao 1900-70. Escala de cor aparece na direita (Fonte: Milly *et al.* 2005)

Durante a seca, ocorrida no Sul do Brasil e no verão de 2004-2005, o total de chuva anual em 2005, nesta região superou a média no Estado de Santa Catarina, porém setores leste e noroeste do Rio Grande do Sul e, litoral e sul do Paraná experimentaram quedas nos índices pluviométricos. Contudo, a região passou por um período crítico de *deficit* de precipitação durante os meses de dezembro de 2004 a março de 2005. Neste período, o total acumulado de chuva esteve entre 100mm e 500mm abaixo da média histórica. Os maiores impactos foram observados no Rio Grande do Sul, que apresentou quadro de seca com prejuízos para a produção agrícola e pecuária, além de problemas de abastecimento para a população. Em dezembro, janeiro e fevereiro de 2005, choveu menos da metade do que o registrado normalmente em todo o Rio Grande do Sul. Em fevereiro de 2005, a situação ficou ainda mais crítica no Estado, com *deficits* pluviométricos maiores do que 80mm, sendo que no norte os *deficits* foram iguais ou superiores a 110mm, 20% da média histórica.

Esta seca causou a maior quebra de safra agrícola da história. A perda poderá ser ainda maior se a seca persistir e prejudicar a segunda safra de milho, que começa a ser plantada nesta época do ano. O produto mais afetado até agora é a soja, vedete da balança comercial brasileira. Os produtores terão uma perda de receita da ordem de R\$ 5,4 bilhões. O estado mais prejudicado foi o Rio Grande do Sul, com perda de 66,7% (6,1 milhões de toneladas) da produção estimada em dezembro do ano passado, seguido do Paraná com 13,3% (1,63 milhão de toneladas) e do Mato Grosso do Sul com 20,9% (1,051 milhão de toneladas). A soja lidera a lista de culturas mais prejudicadas pela seca.

Para o período 2004/2005, a Companhia Nacional de Abastecimento (Conab) estimou que a produção na safra seria de 53,119 milhões de toneladas, 8,281 milhões de toneladas abaixo da previsão de dezembro, que indicava colheita de 61,4 milhões de toneladas. Na safra 2003/04, os produtores colheram 49,770 milhões de toneladas de soja.

Jacinto Ferreira, presidente da Conab, em depoimento ao jornal Tribuna da Imprensa, avalia que praticamente todos os estados produtores de soja foram prejudicados pela estiagem. As exceções foram Mato Grosso, Piauí, Minas Gerais e Bahia. A produção nesses estados pode compensar parte da quebra de produção da oleaginosa. Ele afirma que o governo está atento à situação dos agricultores e que se for necessário poderão ser adotadas medidas adicionais de apoio. O milho foi a segunda cultura mais prejudicada pela seca. A colheita do cereal deve somar 39,03 milhões de toneladas, contra 42,191 milhões de toneladas em 2003/04. A quebra nacional em relação ao estimado em dezembro é de 10% ou 3,16 milhões de toneladas.

Em 2006, foi a vez de o Paraná enfrentar uma das maiores estiagens de sua história. Em março, o prejuízo no campo por causa da seca já estava em R\$ 1,57 bilhão, devido à quebra das safras de soja, milho, trigo e feijão. O rio Iguaçu apresentou a menor vazão de suas águas dos últimos 75 anos em julho de 2006, segundo a Companhia Paranaense de Energia. As sempre caudalosas Cataratas do Iguaçu, um dos principais cartões postais do Brasil, minguiaram para um volume de 13% da vazão normal. De acordo com a Hidrelétrica de Itaipu, esse é o pior índice desde que o volume das cataratas começou a ser medido (Greenpeace 2006).

2.3 Tendências na temperatura do ar

Em relação à temperatura do ar, estudos sobre tendências têm sido desenvolvidos em vários países da América do Sul. Um estudo compreensivo de Duursma (2002) mostra tendências de aquecimento nas principais cidades durante os últimos 100 anos: $+0.12^{\circ}\text{C}$ em Quito (Equador) e $+0.60^{\circ}\text{C}$ em São Paulo (Brasil). Na bacia Amazônica, Marengo (2003) estimou o aquecimento na ordem de $+0.85^{\circ}\text{C}/100$ anos, comparado com o estimado de $+0.56^{\circ}\text{C}/100$ anos obtido por Victoria *et al.* (1998). Para algumas cidades do Brasil, a **Figura 21** mostra estas tendências de aquecimento até 1995, que de fato continuam até a atualidade (Marengo, 2002). O aquecimento pode variar por região, e realmente as causas podem ser devido a mudanças naturais de clima. Este aquecimento pode se dar por causa de fatores naturais, como os aquecimentos do Atlântico Sul, observados desde 1950, ou a fatores antropogênicos (ex: ilha de calor e o efeito de urbanização das grandes cidades, ou a uma combinação dos dois), as maiores taxas de aquecimento podem ser detectadas nas grandes cidades do Sudeste do Brasil (São Paulo e Rio de Janeiro) em comparação com cidades da Amazônia, como Manaus e Cuiabá.

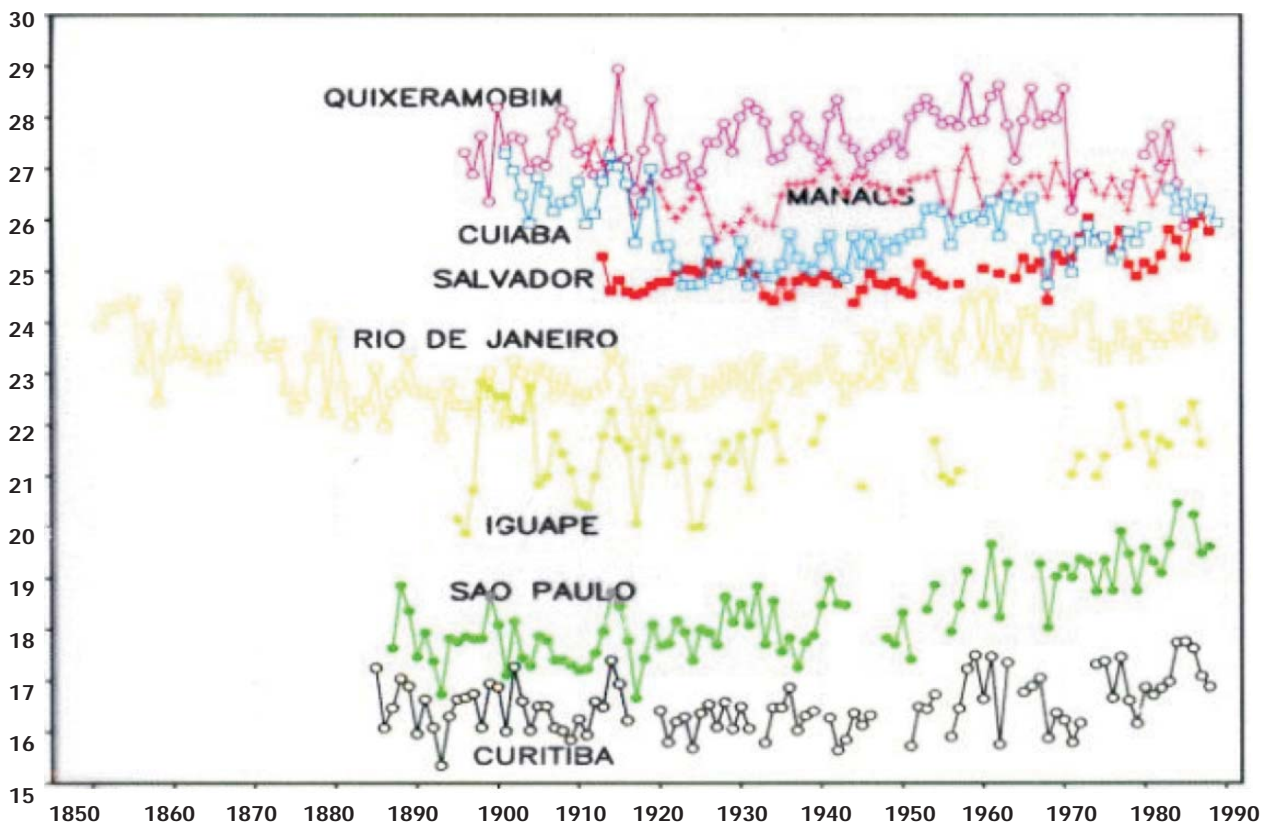
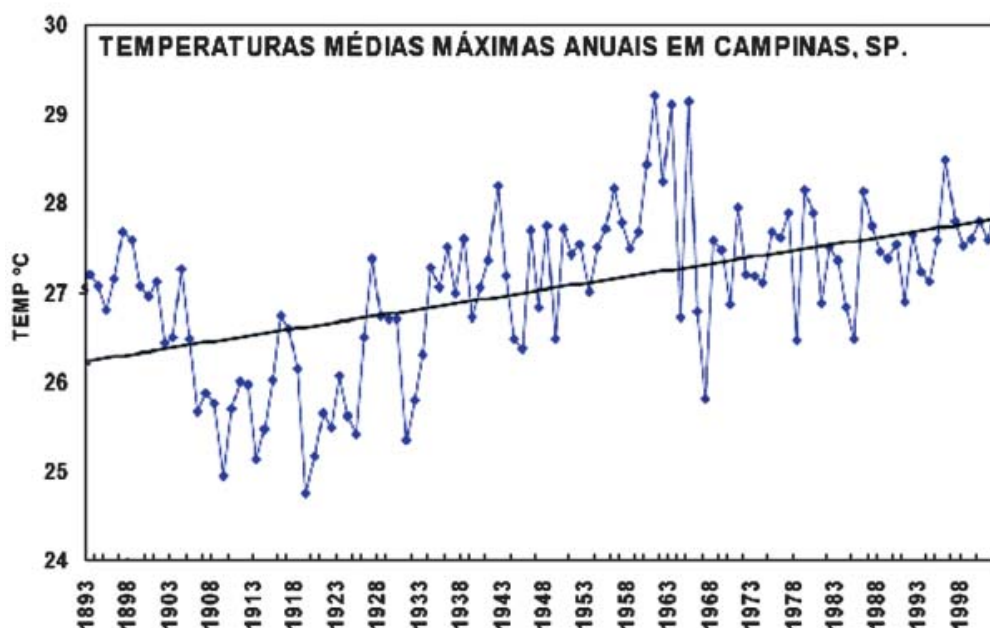
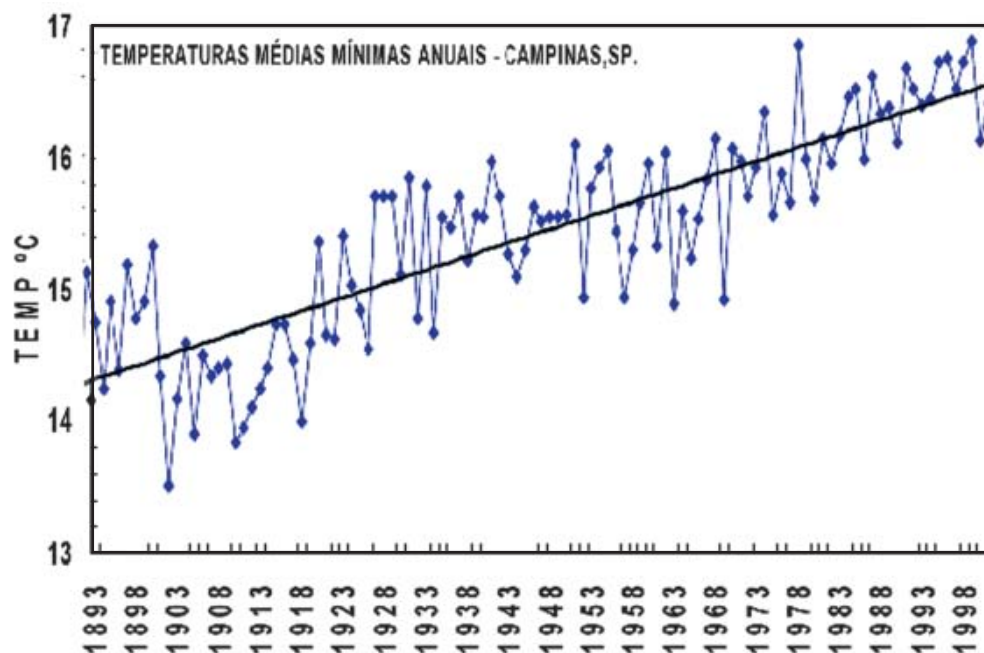


Figura 21. Tendências na temperatura do ar em algumas cidades do Brasil (Fonte: Marengo, 2002).

O aquecimento também tem sido observado em outras regiões do Brasil, como Campinas-SP e Pelotas-RS. Estudos do CEPAGRI-Unicamp (Silveira Pinto, comunicação pessoal) mostram para Campinas tendências positivas da temperatura mínima que ultrapassa os $2.5^{\circ}\text{C}/100$ anos (**Figura 22**), enquanto que a tendência positiva em Pelotas-RS é de menos de $1^{\circ}\text{C}/100$ anos. Estas tendências não podem ser atribuídas somente à variabilidade natural de clima, mas também ao efeito antropogênico associado ao crescimento das cidades.



a) Temperatura Máxima



b) Temperatura Mínima

Figura 22. Variação das temperaturas máximas e mínimas, médias anuais em Campinas (Fonte: CEPAGRI- Unicamp, IAC).

Um estudo recente de temperaturas máximas e mínimas no Sul do Brasil durante o período 1960-2002 (Marengo e Camargo, aceito para publicação) aponta para um aquecimento sistemático da região Sul, detectando tendências positivas na temperatura máxima e mínima em níveis anual e sazonal (**Figura 23**). A amplitude térmica apresenta tendências negativas fortes neste período, sugerindo que as tendências na temperatura mínima são mais intensas que as máximas, especialmente no verão. Isto também foi detectado por Gonçalves *et al.* (2002) para São Paulo. Porém, estas análises de temperaturas máximas e mínimas não estabelecem se o verão pode ter dias ou noites mais quentes, ou se o inverno pode ter uma menor frequência de noites frias. Porém, as análises de Marengo e Camargo (aceito para publicação) sugerem que o aquecimento observado parece ser mais intenso no inverno em comparação ao verão, possivelmente devido ao aumento do número de dias quentes no inverno.

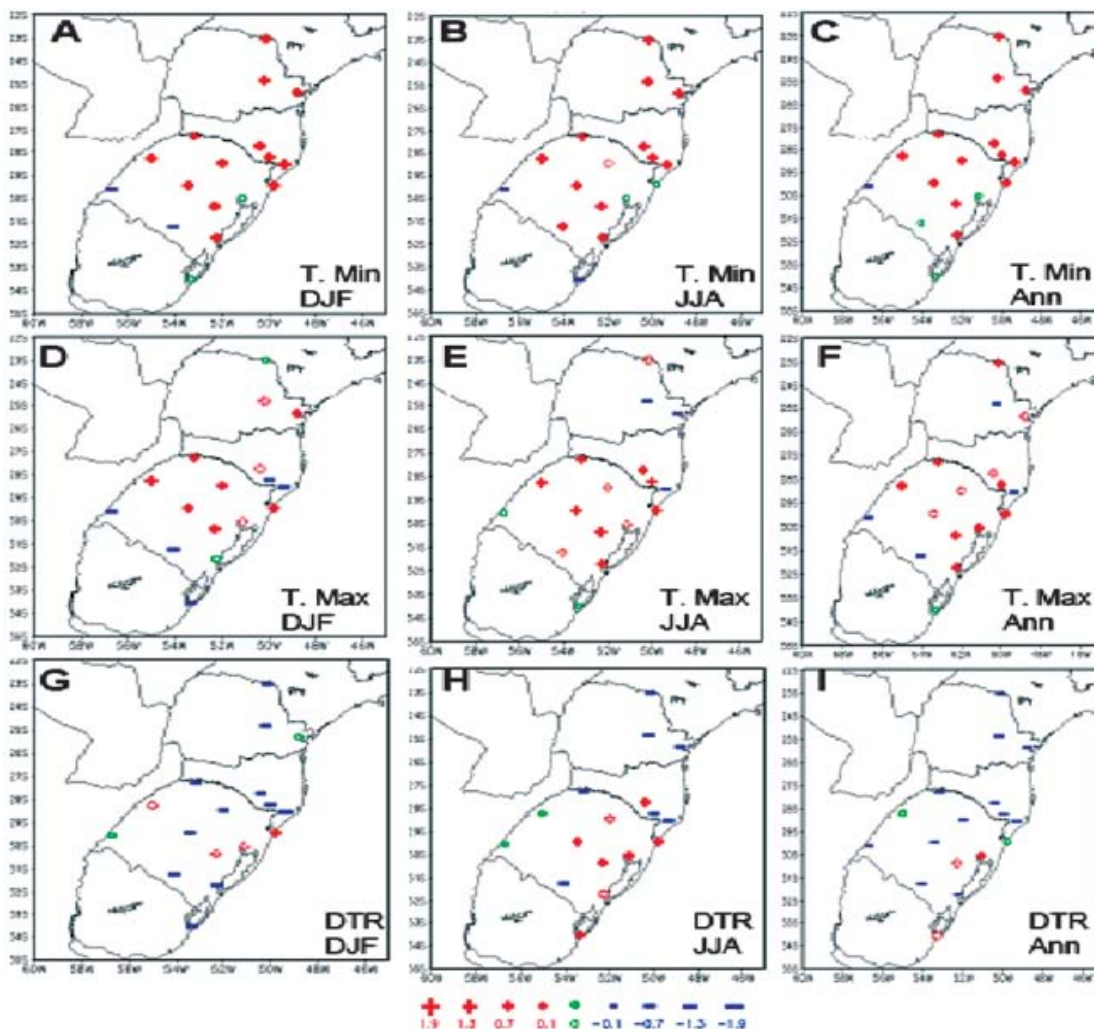


Figura 23 Tendências nas temperaturas mínima e máxima e amplitude térmica DTR durante o verão (DJF), inverno (JJA) e anual durante o período 1960-2002. As unidades estão em °C, e escala de cores aparece na parte inferior do painel, com cores azul/vermelho indicando anomalias abaixo/acima da normal 1961-90 (Fonte: Marengo e Camargo 2006).

Impactos de ondas de frio vêm sendo identificados desde o fim do século XIX, pelas estatísticas de produção de café nas plantações no Sul do Brasil. Em estudo de variabilidade climática de longo prazo na região, observou-se que: (a) a quantidade de ondas de frio diminuiu com o tempo, mas isso não garante que a qualquer momento uma onda forte de frio não possa afetar a região, independentemente de haver poucas frentes frias, e (b) as temperaturas do inverno na região mostram tendência de elevação. Em 106 anos, de 1890 a 1996, foram registrados 18 eventos graves de congelamento que danificaram a produção do café. Destas, cinco foram consideradas catastróficas. Das 27 geadas que atingiram as regiões cafeeiras nos últimos 100 anos, sete ocorreram em junho e 12 em julho. Agosto teve cinco geadas no último século, portanto não se pode desprezar, os riscos para a agricultura durante esse mês.

As mudanças no uso da terra também têm afetado sensivelmente o clima na América do Sul. Desde a década de 1990, estudos têm sido desenvolvidos simulando os efeitos no clima regional associados ao desmatamento da Amazônia. As experiências assumem um desmatamento total na região, ou seja, toda a floresta é substituída pela pastagem. Na realidade esta é uma experiência puramente “teórica”, pois na atualidade as medidas de controle do desmatamento na Amazônia, realizadas pelos satélites ambientais, mostram que a taxa de desmatamento é maior no chamado “arco do desmatamento”, que se estende desde a foz do rio Amazonas até o oeste da Amazônia, não cobrindo o sul e o centro-oeste dos estados da Amazônia. A **Figura 24** mostra um resumo de diferentes experiências de modelagem de desmatamento na Amazônia feitas desde meados da década de 1980, utilizando vários modelos globais de clima onde todos mostram aquecimento, além de redução nas chuvas da Amazônia (Marengo, 2003).

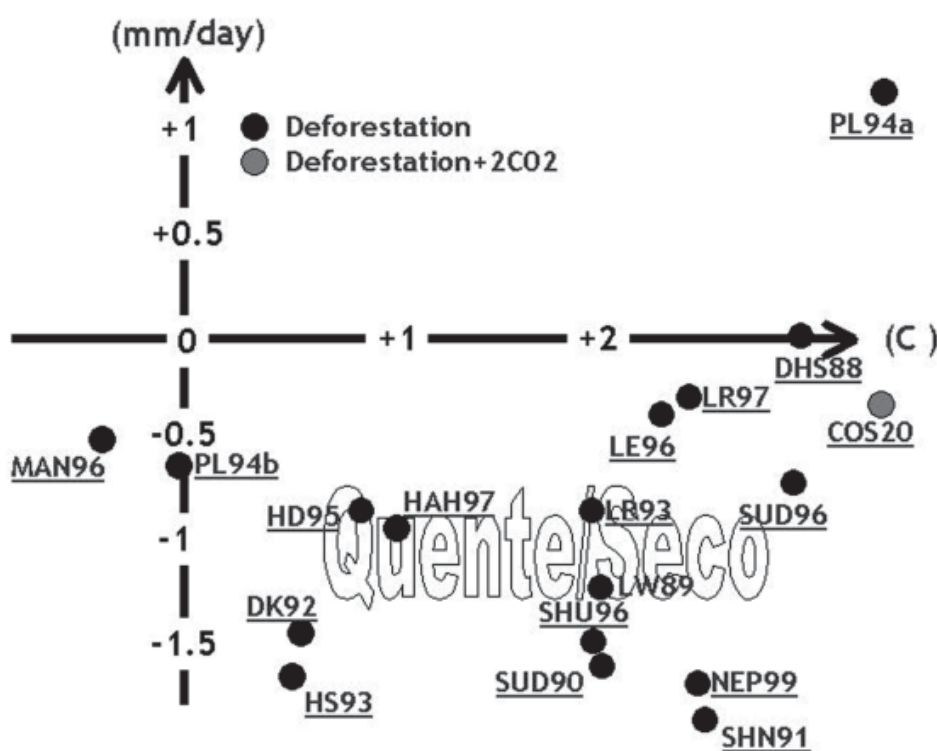


Figura 24 Síntese de diferentes experiências de modelagem de clima na Amazônia com desmatamento regional. Cada ponto mostra o resultado de um estudo indicando as iniciais dos pesquisadores envolvidos no trabalho e o ano de publicação. Os eixos são anomalias de temperatura do ar na horizontal e chuva na vertical (Fonte: Marengo 2003).

2.4 Caracterização e variabilidade do balanço hidrológico: caso da Amazônia

Desde meados de 1970, estudos de balanço hidrológico da Amazônia têm sido investigados por Salati & Marques (1984) e Salati (1987) que tentaram quantificar as componentes, usando dados de algumas poucas radiossondas na região. Estes resultados iniciais demonstraram que a precipitação regional é produzida pela reciclagem de umidade da floresta Amazônica através da intensa evapotranspiração da floresta, e com uma taxa que varia entre 50 a 75%. Estudos mais recentes têm sido desenvolvidos usando uma combinação de observações de radiossonda, reanálises globais e modelos climáticos, e em todos eles têm sido avaliadas as características regionais e variabilidade temporal em escalas interanuais e interdecadais (Molion 1975; Lettau *et al.* 1979; Salati, 1987; Matsuyama, 1992; Eltahir e Bras, 1994; Marengo *et al.*, 1994; Vorosmarty *et al.*, 1996; Rao *et al.*, 1996; Costa e Foley, 1999; Curtis e Hastenrath, 1999; Zeng, 1999; Labraga *et al.* 2000; Rocha 2004, Roads *et al.* 2002; Marengo, 2004, 2005, 2006). Estes estudos também analisaram os impactos do *El Niño* e do oceano Atlântico Tropical na variabilidade espacial e temporal das componentes do balance hidrológico.

Devido às incertezas associadas à falta de informação sobre chuva em grandes áreas da bacia, medições de vazões de rios, evaporação, e considerações sobre modelos e métodos utilizados para estimar convergência de umidade, este balanço ainda não apresenta um “fechamento”. Porém, pode-se afirmar que já há uma primeira estimativa aproximada para cada um dos seus componentes, P (precipitação), ET (evapotranspiração), R (Runoff) e C (convergência) para uma média regional em nível de bacia.

A **Figura 25** apresenta as estimativas em termos de balanço atmosférico-hidrológico para a Amazônia nos quatro estudos mais recentes para o clima atual. Pode se observar que a ET representa aproximadamente entre 59% a 82% da P. As diferenças observadas são associadas ao uso de diferentes climatologias de chuva (de estação e das “reanálises globais”), e de vazões do rio Amazonas em Óbidos e corrigidas (ou não) para serem representativas de observações na foz do rio Amazonas. Considerando o possível impacto do desmatamento da Amazônia no ciclo hidrológico, como mostrado na **Figura 24** para P, a Tabela 3 apresenta os resultados de mudança no ciclo hidrológico da Amazônia para um cenário do total de desmatamento dos vários modelos globais de clima. As mudanças em P, ET, R e C simuladas pelo modelo deverão ser tomadas no contexto do balanço hidrológico do clima atual apresentado na **Figura 25**.

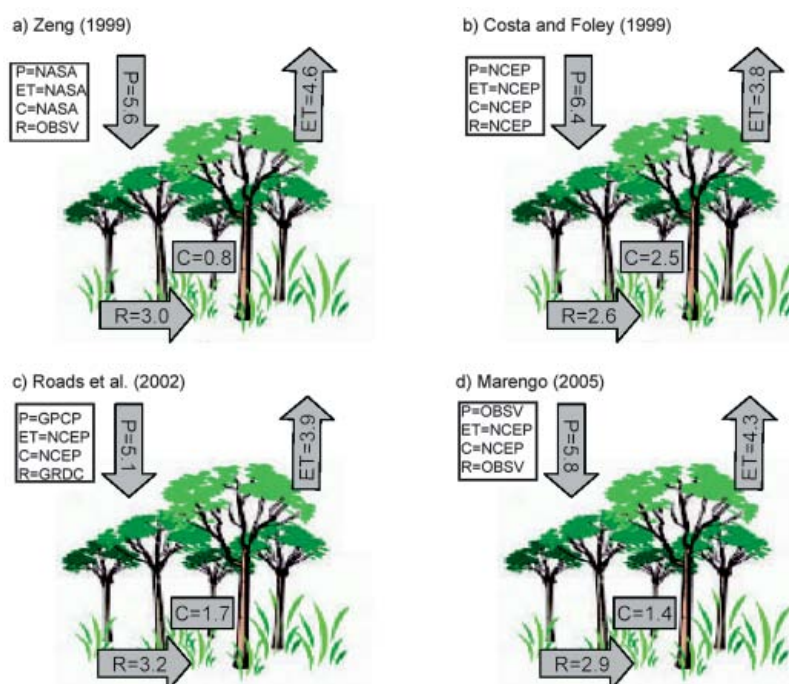


Figura 25. Sumário de estimativas das componentes do balanço atmosférico-hidrológico na Amazônia segundo quatro estudos. (a) Zeng (1999), período 1985-93, usando estimativas de P (Precipitação), ET (Evapotranspiração), e C (moisture convergence) derivados das reanálises da NASA-GEOS, e R (vazão do rio Amazonas) medido em Óbidos; (b) Costa e Foley (1999), período 1976-96 usando estimativas de P, ET, R e C das reanálises de NCEP; (c) Roads et al. (2002), período 1988-99 usando estimativas de E e C derivado das reanálises de NCEP, P derivado do GPCP e R medido em Óbidos; (d) Marengo (2005), período 1970-99 usando estimativas de ET e C derivados das reanálises de NCEP, R medido em Óbidos e P derivado de dados de estação. Unidades em mm dia⁻¹. (Fonte: Marengo 2006).

A **Tabela 3** mostra os impactos do desmatamento na Amazônia, mostrando mudanças na temperatura, evaporação de chuva e escoamento superficial. Todos os modelos mostram que devido ao desmatamento total da Amazônia, a temperatura tende a aumentar, o mesmo que a evaporação, enquanto que a chuva e o escoamento superficial tendem a diminuir. Os resultados dos experimentos mostram que os modelos simulam uma redução na chuva e vazões e aumento da temperatura devido à substituição da floresta por pastagem. Por outro lado, a maioria destes experimentos não muda a concentração de gases de efeito estufa ou de aerossóis na atmosfera. Os experimentos de Costa e Foley (2000) e Zhang *et al.* (2001) usaram também 2xCO₂ e desmatamento simultaneamente, e estes experimentos geraram reduções nas vazões e chuva na Amazônia, e um aquecimento que pode chegar até +1.4°C.

Porém, estas projeções geradas pelos vários modelos globais de clima têm sido diferentes dos cenários gerados pelos modelos regionais em cenários de desmatamento. As mudanças que aparecem na **Tabela 3** podem ter conseqüências climáticas, ecológicas e ambientais na região e na América do Sul. As interações complexas entre o solo, a vegetação e o clima devem ser analisados de maneira a serem considerados os fatores limitantes para o crescimento da vegetação e a conservação do solo. O que ainda é difícil de estabelecer são os efeitos regionais destas mudanças e também, o possível impacto do desmatamento na intensi-

dade do ciclo hidrológico e a taxa de reciclagem de umidade na região. É importante indicar que novos modelos vêm sendo desenvolvidos para representarem, mais realisticamente as interações da vegetação com o clima e melhorar a representação da chuva e das interações vegetação-atmosfera, fundamentais para uma boa representação da precipitação em cenários de clima do presente. Só assim, pode-se garantir que a projeção do cenário futuro tenha realmente algum grau de certeza.

Experimento	ΔE	ΔT	ΔP	ΔR
Dickinson e Henderson-Sellers (1988)	-0.5	+3.0	0.0	+0.5
Dickinson e Kennedy (1992)	-0.7	+0.6	-1.4	-0.7
Henderson-Sellers <i>et al.</i> , (1993)	-0.6	+0.5	-1.6	-1.0
Hahmann e Dickinson (1995)	-0.4	+0.8	-0.8	-0.4
Zeng <i>et al.</i> , (1996)	-2.0		-3.1	-1.1
Hahmann e Dickinson (1997)	-0.4	+1.0	-1.0	-0.6
Costa e Foley* (2000)	-0.6	+1.4	-0.7	-0.1
Costa e Foley** (2000)	-0.4	+3.5	-0.4	-0.1
Lean e Warrilow (1989)	-0.9	+2.4	-1.4	-0.5
Lean e Warrilow (1991)	-0.6	+2.0	-1.3	-0.7
Lean e Rowntree (1993)	-0.6	+1.9	-0.8	-0.3
Lean e Rowntree (1997)	-0.8	+2.3	-0.3	+0.5
Lean <i>et al.</i> , (1996)	-0.8	+2.3	-0.4	+0.4
Manzi e Planton (1996)	-0.3	-0.5	-0.4	-0.1
Nobre <i>et al.</i> , (1991)	-1.4	+2.5	-1.8	-0.4
Shukla <i>et al.</i> , (1990), Nobre <i>et al.</i> , (1991)	-1.4	+2.5	-1.8	-0.4
Dirmeyer e Shukla (194)	-0.4		-0.7	-0.3
Sud <i>et al.</i> , (1990)	-1.2	+2.0	-1.5	-0.3
Sud <i>et al.</i> , (1996b)	-1.0	+3.0	-0.7	+0.3
Walker <i>et al.</i> , (1995)	-1.2		-1.5	-0.3
Polcher and Laval (1994a)	-2.7	+3.8	+1.0	+3.7
Polcher and Laval (1994b)	-0.4	+0.1	-0.5	-0.1
Zhang <i>et al.</i> , (2001)	-0.4	+0.3	-1.1	-0.0
Zhang <i>et al.</i> * (2001)	-0.6	+3.0	-1.1	-0.5
Zhang <i>et al.</i> ** (2001)	-0.6	+4.0	-1.1	-0.5
Voltaire e Royer (2004)	-0.6	-0.1	-0.4	

(*) Só desmatamento (**) Desmatamento combinado com 2xCO₂

Tabela 3. Comparação de simulações climáticas de experimentos de desmatamento na Amazônia e de 2xCO₂ usando modelos globais. As diferenças são entre o cenário de desmatamento no clima atual ou *control run*. ΔE é a taxa de variação na evapotranspiração (mm d⁻¹), ΔT é a taxa de mudança na temperatura do ar, ΔP é a taxa de variação na precipitação (mm d⁻¹), ΔR é o *runoff* calculado como a diferença entre ΔP e ΔE ($\Delta R = \Delta P - \Delta E$) (Fontes: Marengo e Nobre, 2001, Zhang *et al.* 2001, Voltaire e Royer, 2004).

Alguns resultados de simulações climáticas dos modelos do *Hadley Centre* da Grã-Bretanha, do Laboratório de Meteorologia Dinâmica da França, e da NASA/GSFC dos Estados Unidos (Gash *et al.* 1996), indicam que haveria uma resposta substancial ao desmatamento na Amazônia. O clima amazônico ficaria mais quente e menos úmido. A redução do volume anual de chuvas poderia chegar até 20%, caso toda a floresta amazônica fosse substituída por pastagens. Eles verificaram que o resultado de uma simulação, na qual apenas parte da Amazônia seria desmatada (cenário mais realista), não poderia ser deduzido facilmente da experiência de desmatamento total. Isso indica que as previsões dos modelos de clima são bastante sensíveis à representação das características da superfície vegetada. É importante ressaltar que as alterações de temperatura e umidade previstas para Amazônia, nas simulações de desmatamento, são tão amplas quanto as esperadas para a região, caso seja duplicada a concentração atmosférica de CO₂. Isso mostra que o impacto de modificações na cobertura vegetal sobre a região é tão importante quanto os potenciais efeitos regionais de aquecimento global.

A divulgação do inventário de emissões de gases-estufa do Brasil, feita em dezembro 2004, revelou que o desmatamento e a agropecuária são os responsáveis pela maior parte das emissões brasileiras de gases que provocam o aquecimento anormal da atmosfera. Os resultados mostram que o Brasil sozinho responde por 3% de todas as emissões de gases-estufa no mundo. O desmatamento, segundo os dados, é o principal responsável pela emissão de CO₂ (dióxido de carbono, ou gás carbônico), o principal gás causador do aquecimento. Somente no ano de 1994, o Brasil emitiu na atmosfera 1,03 bilhão de toneladas do gás. A agropecuária - especialmente a flatulência do rebanho bovino nacional - responde pela maioria das emissões de CH₄ (metano), que em 1994 chegaram a 12,3 milhões de toneladas (MCT 2004).

As emissões de dióxido de carbono (principal gás de efeito estufa) derivado da queima de petróleo crescerão em 52% até 2030, se mantidas as tendências atuais do consumo de petróleo, informou a Agência Internacional de Energia em seu relatório sobre as tendências mundiais de produção e consumo de energia. Segundo o relatório, o consumo de energia crescerá o equivalente a 5,5 bilhões de toneladas de petróleo - 50% a mais do que hoje - até 2030.

2.5 Extremos climáticos: chuva e temperatura

Existem poucos estudos sobre variabilidade de longo prazo de extremos de tempo e clima no Brasil e na América do Sul. Alguns estudos feitos para algumas regiões do Brasil, ou para o resto da América do Sul, têm usado diferentes metodologias, o que não permite uma integração geográfica ou intercomparações. A falta de informação meteorológica de boa qualidade em séries de tempo de nível diário e em grandes extensões do Brasil, assim como o acesso muito restrito a informação meteorológica diária armazenada nos bancos de dados dos serviços meteorológicos, não tem permitido identificação de extremos climáticos e sua variabilidade, especialmente na região tropical da América do Sul.

Para o Sul do Brasil e Norte da Argentina, os trabalhos de Marengo e Camargo (2006) e Rusticucci e Barrucand (2004) mostraram tendências negativas na amplitude térmica diária devido a tendências positivas pronunciadas na temperatura mínima. Eles também observaram aumento na frequência de dias quentes de inverno. A intensidade e persistência de ondas de calor ou frio dependem da região. Rusticucci e Vargas (1998) e Barrucand e Rusticucci (2001) analisaram extremos de temperatura na Argentina durante 1995-98. Fortes diferenças regionais, juntamente com um marcado ciclo anual foram encontradas, com as temperaturas de verão mais sensíveis à ocorrência de extremos em relação ao inverno. Em particular, um aumento na temperatura média do inverno é mais associado à redução de eventos frios que ao aumento na frequência de eventos quentes.

Estudos recentes para a América do Sul por Vincent *et al.* (2005) e Alexander *et al.* (2006) identificaram para o sudeste da América do Sul tendências positivas na frequência de noites quentes (TN90P, % de dias com TMin>90th), noites medianamente quentes (dias com TMin>20°C), e tendências negativas na frequência de noites frias (TN10P, % dias com TMin<10th) e na amplitude térmica diária no período 1960-2000. Eles também identificaram tendências positivas na frequência de noites quentes durante o verão DJF e inverno JJA, assim como uma fraca tendência negativa de aumento na frequência de dias frios.

A **Figura 26** mostra as tendências de noites quentes e frias e dias quentes e frios para Campinas e Água Funda, em São Paulo, e as duas estações mostram já desde 1950 sinais típicos de mudanças nas temperaturas extremas: tendências positivas na frequência de noites e dias quentes, e tendências negativas de noites e dias frios. Tudo isto é consistente com as tendências positivas na temperatura mínima e máxima em Campinas, explicando a tendência positiva da mínima temperatura pela redução do número de dias frios e do aumento na frequência de noites quentes. A tendência positiva na máxima temperatura (menos pronunciada que a de temperatura mínima) pode se dever a uma tendência de aumento na frequência de dias quentes e de redução na frequência de dias frios. Esta tendência de aquecimento detectada nas temperaturas mínimas e na frequência de noites quentes pode se dever ao efeito urbano.

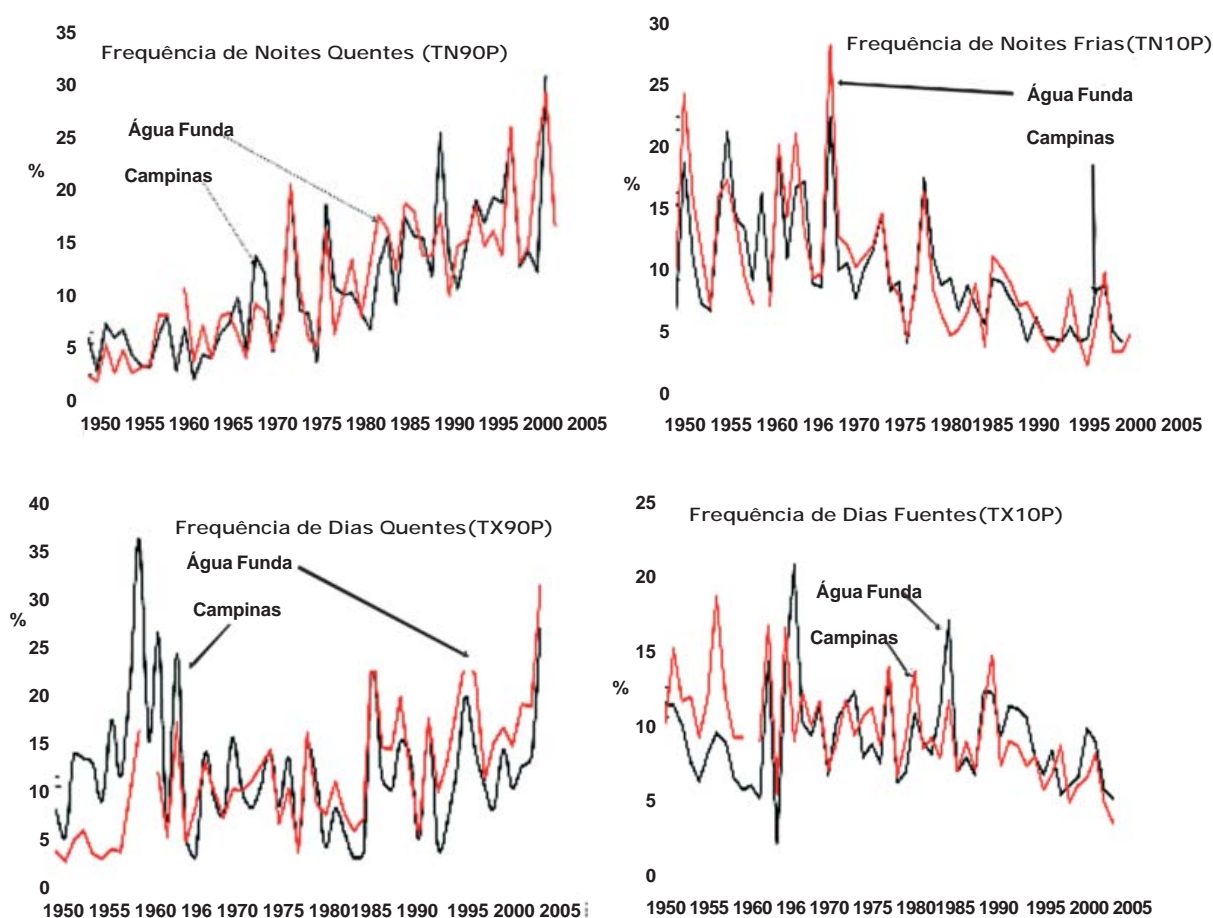


Figura 26. Tendências nas freqüências (em %) de noites quentes (TN90P) e frias (TN10P), e de dias quentes (TX90P) e frios (TX10P) em Campinas e Água Funda, São Paulo. Índices são definidos em Vincent *et al.* (2005). (Fonte: T. Ambrizzi, IAG/USP).

A **Figura 27** mostra as tendências observadas em alguns índices de extremos de temperatura na América do Sul para o período de 1951-2003 (Alexander *et al.* 2006). Estes índices não foram calculados para grandes áreas da América do Sul tropical devido à falta de dados climáticos. Observa-se uma tendência negativa no número de noites e dias frios na região subtropical do continente, com a tendência negativa mais intensa para as noites frias. Em relação a noites quentes, observa-se uma tendência positiva na região Sudeste e Norte da América do Sul, sendo mais forte no Sul do Brasil e na Venezuela e com tendência negativa na região andina. O índice de dias frios apresenta uma tendência negativa sugerindo que o aquecimento é mais devido ao aumento das temperaturas máximas e a uma redução na freqüência de dias frios, confirmando os resultados de Marengo e Campos (2006) e Rusticucci e Barrucand (2004) para o Sul do Brasil e Norte da Argentina.

Uma análise no sudeste da América do Sul, derivada de Vincent *et al.* (2005), confirmou as tendências observadas em São Paulo, na **Figura 26**. Eles identificaram tendências positivas na freqüência de noites quentes TN90P, de dias quentes (TX90P), e tendências negativas na freqüência e dias frios e do DTR no período 1960-2000.

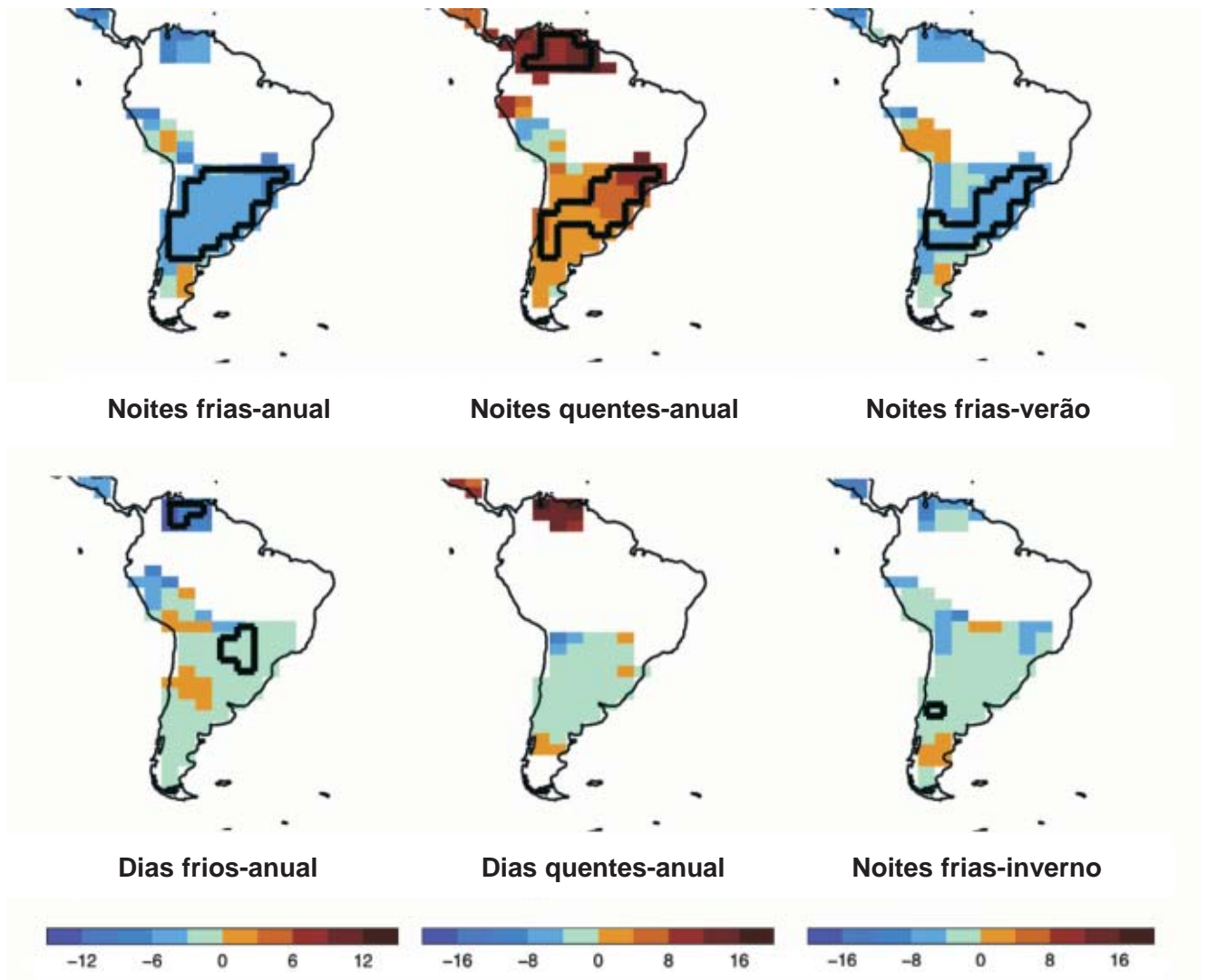


Figura 27. Tendências anuais observadas de vários índices de temperaturas extremas, baseados em percentuais para o período 1951 a 2003. Noites quentes TN90 (% de dias com $T_{Min} > 90^{th}$), noites frias TN10 (% de dias com $T_{Min} < 10^{th}$), dias quentes TX90 (% de dias com $T_{Max} > 90^{th}$), dias frios TX10 (% de dias com $T_{Max} > 10^{th}$). Os índices foram calculados para estações com mais de 40 anos, áreas encerradas por linha preta grossa apresentam significância estatística ao nível de 5%. Regiões em branco indicam ausência de dados (Fonte: Alexander *et al.* 2006).

Comparados à temperatura do ar, mais estudos de tendências de precipitação têm sido feitos devido a maior disponibilidade de dados de precipitação que de temperatura. Groisman *et al.* (2005) identificou tendências positivas de aumentos sistemáticos de chuva e de extremos de chuva na região subtropical, no Sul e no Nordeste do Brasil. Os autores consideraram que o Sudeste, desde 1940, tem mostrado aumentos sistemáticos na frequência de chuvas intensas, de até quase 58%/100 anos. Carvalho *et al.* (2002) considera que em São Paulo observam-se mais eventos extremos de chuvas durante *El Niño*, os quais neste Estado são sensíveis a intensidade Zona de Convergência do Atlântico Sul - ZCAS (Carvalho *et al.* 2002; 2004).

A variabilidade da precipitação diária na cidade de São Paulo durante o período 1933-1986 (Xavier *et al.* 1994) mostra que: (a) fraca tendência a aumento de precipitação mensal nos meses de fevereiro e maio, (b) acumulações superiores a 30mm dia-1 aumentaram nos meses de fevereiro e maio, (c) acumulações inferiores a 2 e 5mm dia-1 diminuíram de forma mais significativa em fevereiro, mas ocorrem também em outros meses do ano. É possível que no caso da cidade de São Paulo o efeito urbano tenha sido de (d) acumulações inferiores a 2mm dia-1 diminuíram de forma significativa em todos os meses do ano. No caso da cidade de São Paulo é possível que o efeito urbano tenha contribuído significativamente para a mudança na distribuição da intensidade da precipitação (Xavier *et al.* 1992).

Haylock *et al.* (2006) investigou tendências de extremos de chuva no Sudeste (substituir por sudeste) da América do Sul no período de 1960-2000. Eles acharam tendências para condições mais úmidas no Sul do Brasil, Paraguai, Uruguai e o Norte e centro da Argentina. A **Figura 28** mostra tendências positivas nos índices de precipitação R10mm, R20mm, R95P e R99P, sugerindo que a região do sudeste da América do Sul experimentou um aumento na intensidade e freqüência de dias com chuva intensa, o que concorda com os trabalhos de Groissman *et al.* (2005) para a mesma região.

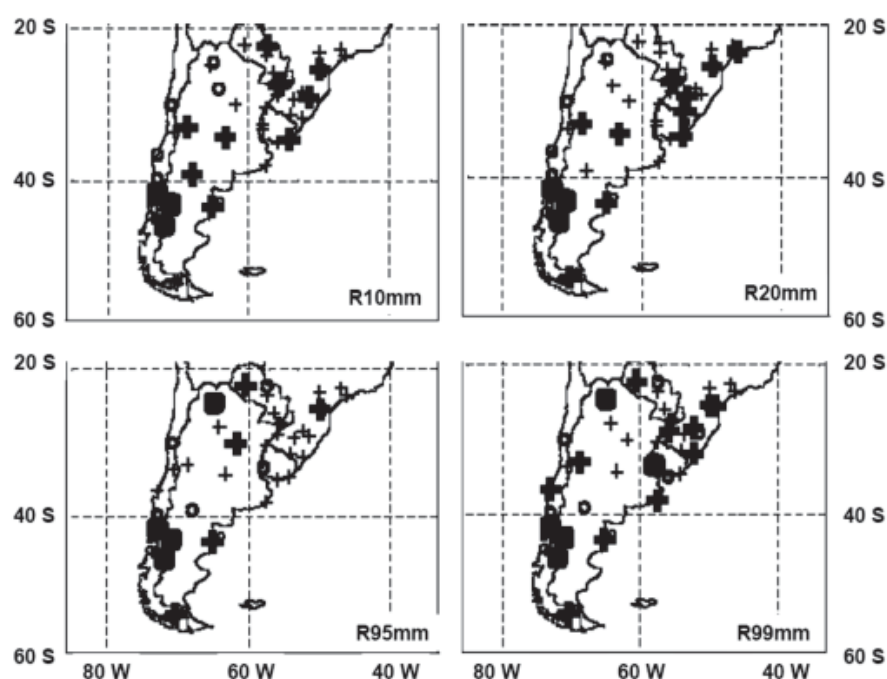


Figura 28. Índices de extremos de chuva para o sudeste da América do Sul: R10mm (Número de dias com precipitação intensa); R20 (Número de dias com eventos de precipitação muito intensa). R10mm e R20mm representam uma contagem anual de dias com chuva acima de 10 e 20mm/dia, (respectivamente). R95p e R99p representam a chuva acumulada anual em dias com chuva que supera o 95th e 99th percentil de 1961-90. Sinal da tendência lineal é medida usando o teste de Mann-Kendall. Aumento a indicado por "+", e uma redução é indicada por "o"; e um quadrado sugere que não tem tendência. Valores em negrito mostram significância estatística ao nível de 0.05. (Fonte: Haylock *et al.* 2006).

No Sul do Brasil, Teixeira (2004) identificou uma ligeira tendência de aumento no número de eventos extremos e chuva, com maiores freqüências em anos como 1993-94 e 1997-98, que são anos de *El Niño* (**Figura 29**). Grimm e Pscheidt (2001) explicam que no Sul do Brasil durante anos de *El Niño* (*La Niña*) se observa um aumento do número de eventos extremos de chuva no mês de novembro em relação a anos normais. No período analisado por eles (1963-92), nove eventos *El Niño* e seis eventos *La Niña* aconteceram, e 15 anos foram normais. Foram detectados 36 eventos extremos de chuva durante novembro de anos *El Niño*, três durante *La Niña* e 23 em anos normais. A influência do *El Niño* na freqüência de eventos extremos também se estende a outras regiões e épocas do ano

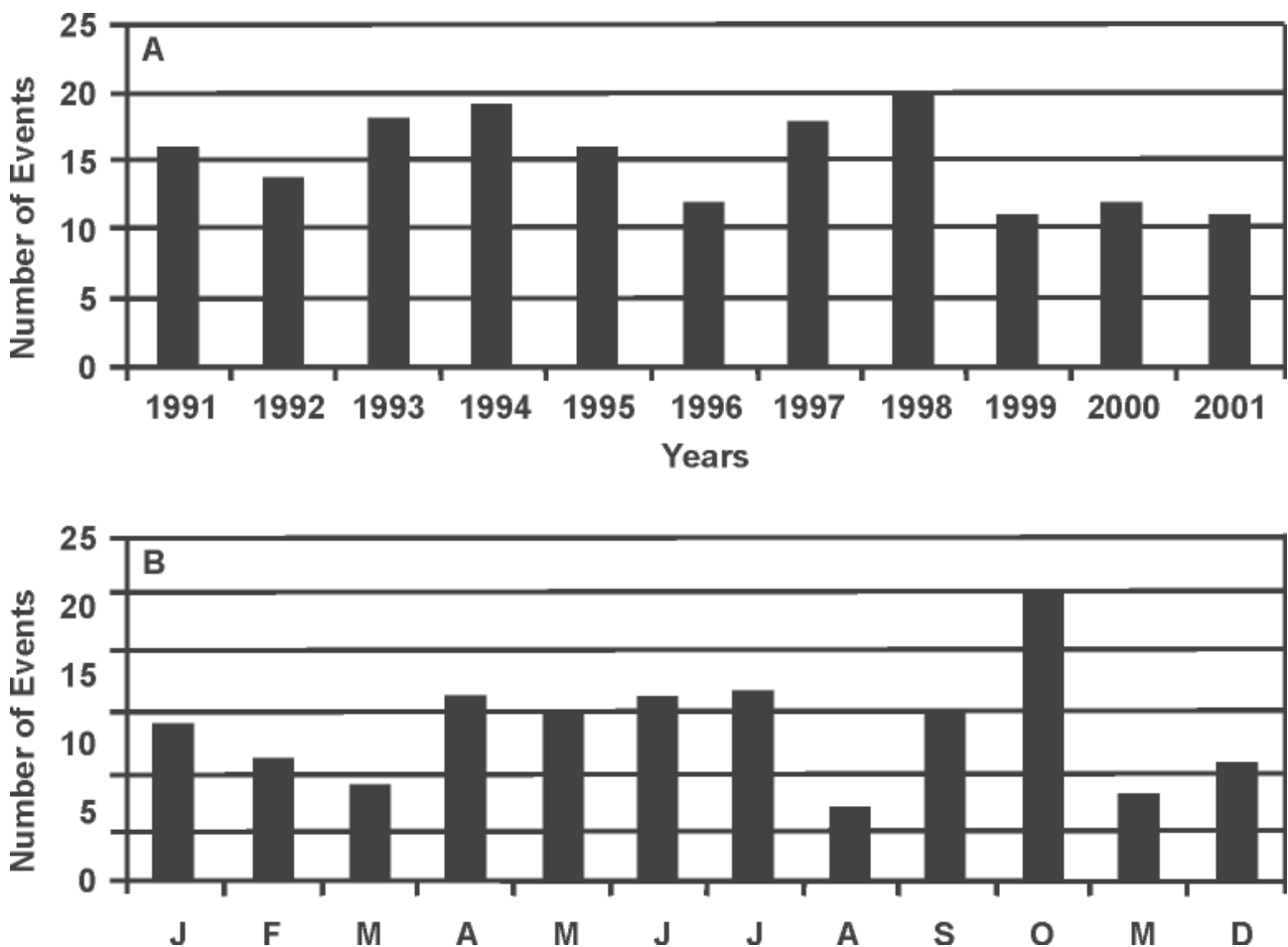


Figura 29. (a) Variabilidade interanual do número de eventos extremos de chuva no Sul do Brasil durante 1991-2001. (b) Ciclo anual do número de eventos extremos de chuva no Sul do Brasil (Fonte: Teixeira 2004).

O ciclo anual de eventos extremos de chuva no Sul do Brasil mostra também ciclos anuais, sendo estes eventos mais freqüentes na primavera e outono (Teixeira, 2004) como apresentado na **Figura 29**. Eventos intensos de chuva em outono podem ser responsáveis por grandes valores de vazões no rio Paraná nos Pampas da Argentina. Liebmann *et al.* (2004) mostrou que em São Paulo na escala interanual, o número de eventos extremos de chuva

mostra correlação com anomalias de TSM no Pacífico Tropical e no sudeste do Atlântico próximo ao litoral de São Paulo. O controle que ZCAS e SALLJ têm em escalas intra-sazonais e interanuais pode ser observado na frequência de eventos intensos de chuva associados à presença da ZCAS, e a presença de SALLJ, que em média sugerem maior frequência de eventos intensos de chuvas no Sul e Sudeste do Brasil, quando o SALLJ é intenso e a ZCAS é mais fraca e deslocada para o sul da região Nordeste. Os diferentes autores definiram eventos extremos de chuva seguindo metodologias diferentes, usando valores similares ou valores acima de um percentil (95th), o que torna difícil a comparação entre resultados.

Mais recentemente, Alexander *et al.* (2006) analisaram tendências em extremos anuais de chuva, e chegaram à conclusão de que elas aparentam ser similares às da chuva total acumulada: positivas no Sul do Brasil, Paraguai, Uruguai e Norte-centro da Argentina. Eles identificaram tendências positivas no número de dias com chuva intensa (R10mm, **Figura 30**), chuva muito intensa (R20mm) concentrada em curto tempo, e na quantidade de chuva concentrada em eventos que são indicadores de chuvas que produzem enchentes (R95P) e muito chuvosos (R99P) durante o período 1961-2000 (**Figura 30**). Estas tendências sugerem aumento e intensidade na frequência e intensidade de eventos de chuva no sudeste da América do Sul, enquanto que a ausência de dados na região tropical não permite uma análise mais compreensiva dos extremos nesta parte do continente.

O estudo de Alexander *et al.* (2006) mostra tendências positivas na chuva máxima acumulada em cinco dias (RX5day) nas latitudes maiores de 20°S na América do Sul durante a primavera, verão e outono, enquanto que algumas áreas do Norte da Argentina apresentam tendências negativas durante inverno JJA (**Figura 31**).

Um estudo realizado por pesquisadores do Instituto do Coração (Incor), do Hospital das Clínicas da Faculdade de Medicina da Universidade de São Paulo, mostrou que as mudanças bruscas de temperatura em grandes cidades, principalmente do quente para o frio, podem aumentar o risco de infarto na população. O estudo relacionou o número diário de mortes ocasionadas por problemas cardiovasculares, entre 1998 e 2000, com informações sobre temperatura, umidade do ar, pressão e poluição atmosférica na região metropolitana de São Paulo. As estatísticas apontaram que, nos dias em que foram registradas baixas temperaturas na cidade, o número de infartos aumentou, principalmente entre os mais velhos.

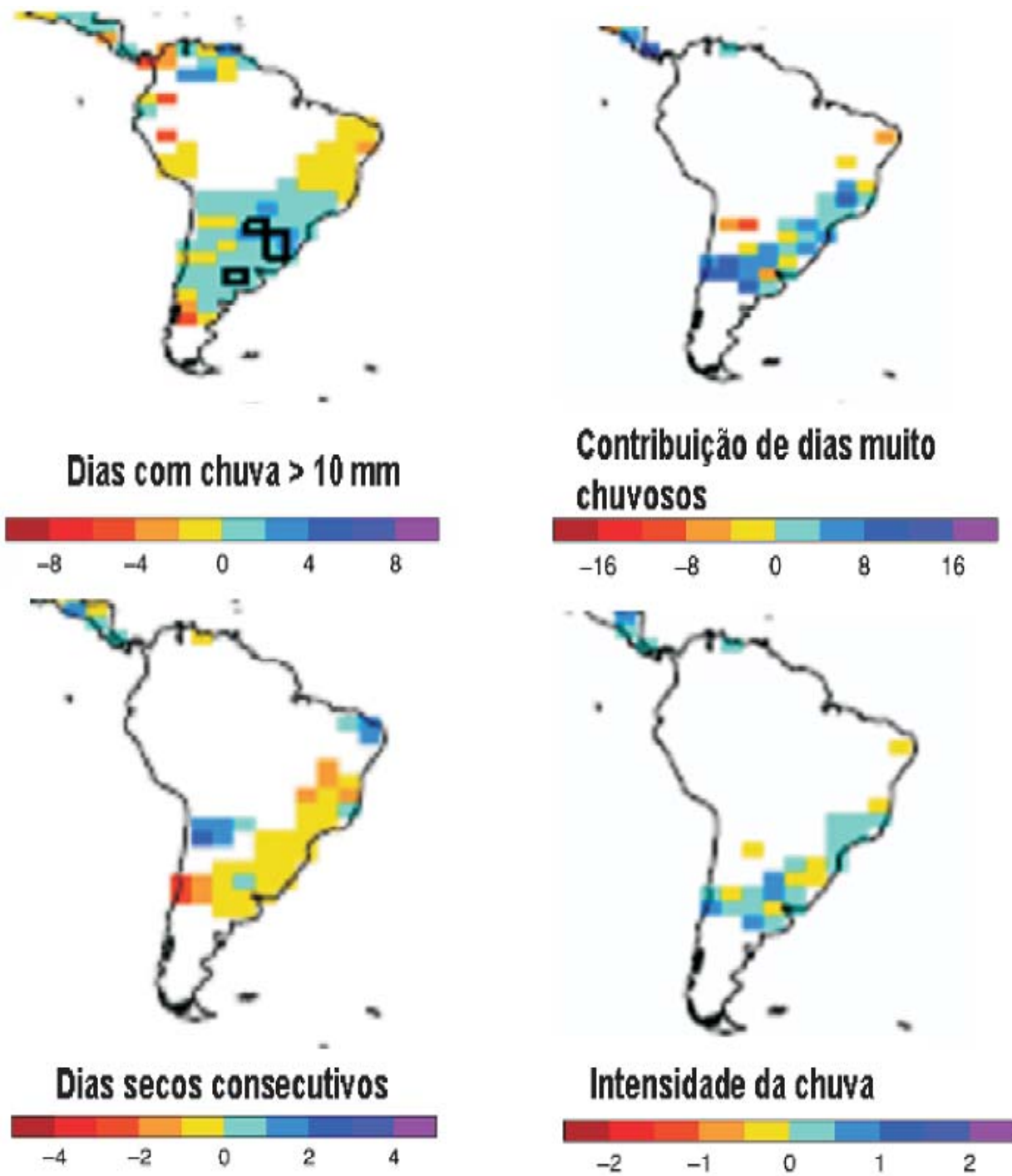


Figura 30. Tendências anuais observadas de vários índices de extremos de chuva, baseados em percentuais para o período 1951 a 2003. Dias com chuva acima de 10 mm (R10, dias), contribuição de dias muito chuvosos (R95T, em %), dias secos consecutivos (CDD, em dias), intensidade de chuva (SDII, em mm). Os índices foram calculados para estações com mais de 40 anos, áreas encerradas por linha preta grossa apresentam significância estatística ao nível de 5%. Regiões em branco indicam ausência de dados (Fonte: Alexander *et al.* 2006).

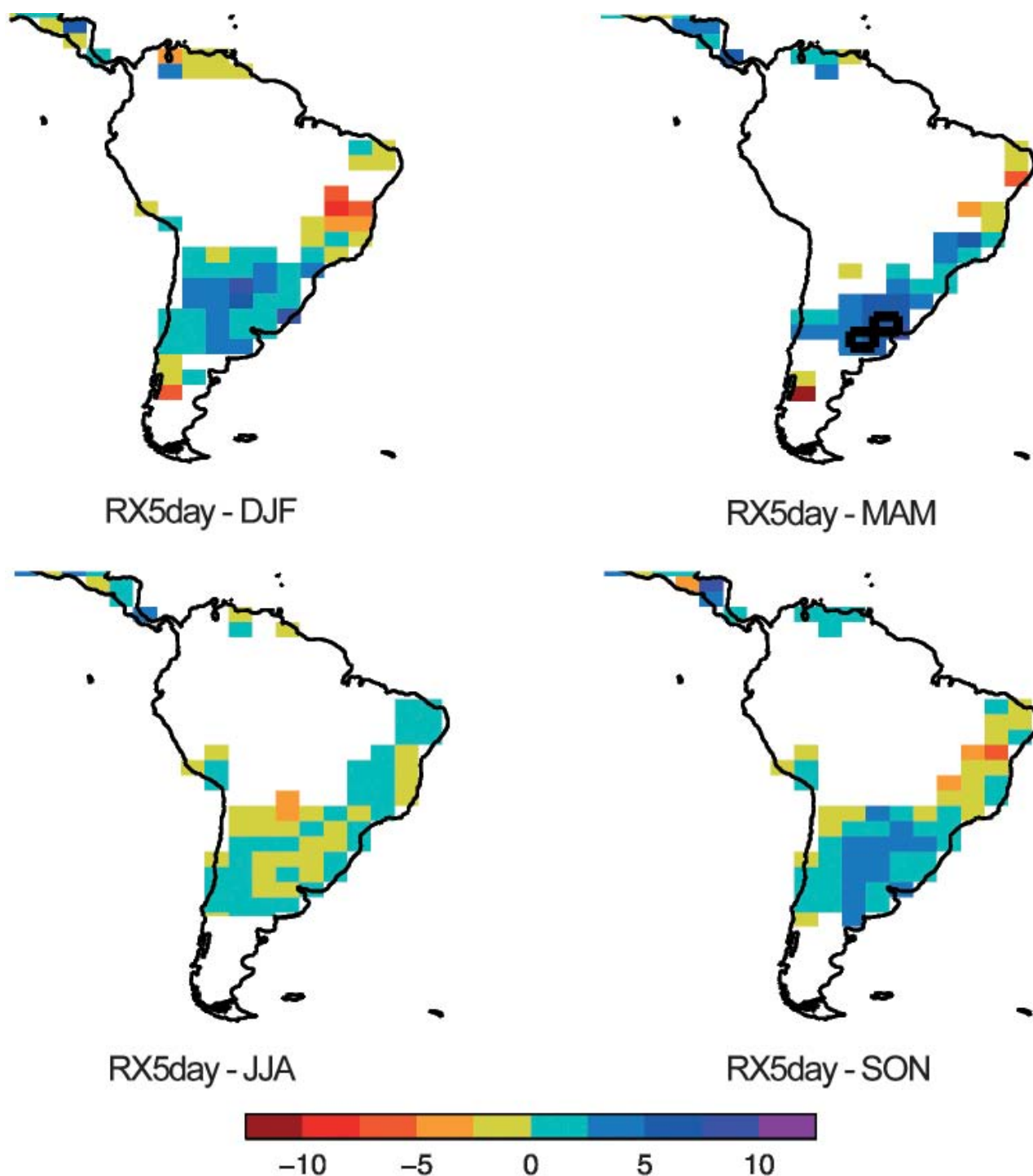


Figura 31. Tendências sazonais observadas do índice de chuva RX5day (máxima quantidade de chuva acumulada em 5 dias). Os índices são calculados em nível sazonal DJF, MAM, JJA, SON), e são em mm/10 anos. Os índices foram calculados para estações com mais de 40 anos, áreas encerradas por linha preta grossa apresentam significância estatística ao nível de 5%. RX5day pode ser considerado como um índice de chuvas que produzem enchentes. Regiões em branco indicam ausência de dados (Fonte: Alexander *et al.* 2006).

2.6 Extremos climáticos: o furacão Catarina

Nos últimos tempos, fenômenos climáticos de grande poder de destruição vêm ocorrendo em diversas partes do mundo, causando enormes danos materiais e alto número de mortes. Nem o Brasil escapou: o Catarina, primeiro furacão do Atlântico Sul, pegou de surpresa moradores do Sul do país em 2004. Em 27 de março de 2004 uma tempestade, inicialmente classificada como ciclone extra-tropical, atingiu a costa sul do Brasil, entre Laguna (SC) e Torres (RS), com chuvas fortes e ventos estimados em cerca de 150km/h, matando 11 pessoas no continente e no oceano e causando destruição em dezenas de municípios. Após estudos e debates, concluiu-se que o fenômeno – batizado de Catarina por causa do Estado mais atingido – foi o primeiro furacão de que se tem notícia no País. O Catarina gerou muitas indagações sobre suas causas, e não está excluída a possibilidade de estar relacionado ao aquecimento global. Na verdade, ainda existe incerteza nos meios científicos sobre as possíveis consequências das mudanças climáticas associadas ao aquecimento global no aumento na frequência e na intensidade de furacões. Para o Atlântico Sul, em comparação, não há estatísticas confiáveis sobre esses fenômenos que cubram um longo tempo, além do período de observações por satélites. Portanto, não se pode afirmar com absoluta certeza que o furacão Catarina foi o primeiro evento desse gênero no Atlântico Sul, entretanto certamente nada comparável aconteceu nos últimos 50 anos e não há registros, na história brasileira, de fenômeno tão intenso na costa sul do Brasil.

Estudo recente de Pezza e Simmonds (2005) não deixa dúvida de que o furacão Catarina originou-se de uma combinação pouco usual de altas temperaturas na superfície do Atlântico Sul subtropical e de ventos mais fracos em altitude, possivelmente causados por uma situação meteorológica conhecida como bloqueio atmosférico intenso na média-alta troposfera. Nessa situação, uma região de alta pressão permaneceu estacionária próxima à região onde ocorreu o Catarina e “desviou” os ventos intensos bem mais para o Sul, o que resultou em ventos moderados na média e alta troposfera (condição essencial aos furacões).

Alguns estudos indicam que o aumento da temperatura das águas oceânicas estaria tornando mais intensos esses fenômenos, entretanto ainda há incertezas quanto a real influência do aquecimento global em mudanças na frequência de furacões e tufões e em sua ocorrência em locais onde não eram observados (Trenberth 2005, Marengo & Nobre, 2005, Webster *et al*, 2005). Centros de pesquisa de vários países, usando modelos climáticos, tentam prever se esses eventos extremos tendem a aumentar, para evitar ou amenizar tragédias como a provocada pelo furacão Katrina em Nova Orleans, nos Estados Unidos em agosto de 2005.

2.7 Elevação do nível do mar

Cidades litorâneas e 25% da população brasileira, cerca de 42 milhões de pessoas, que vivem na zona costeira, segundo o Ministério da Educação, serão possíveis vítimas da elevação do nível do mar, segundo o Relatório do Greenpeace (Greenpeace 2006). O IPCC-

TAR (IPCC, 2001a) sugere que o nível médio do mar pode aumentar entre 30cm e 80cm nos próximos 50 a 80 anos.

Nos últimos 50 anos foi observada uma tendência na costa brasileira de um aumento do nível relativo do mar, na ordem de 40cm/século, ou 4mm/ano (Mesquita, 2005). Variações do nível relativo do mar podem ocorrer também por causa da expansão térmica, provocada pelo aquecimento global, e pelas marés meteorológicas, ocasionadas pelo aumento da intensidade dos ventos. Elas podem provocar um “empilhamento” de até 20cm de água na costa do Rio de Janeiro, e calçadões, casas e bares construídos à beira mar poderão ser destruídos pelas ondas ou pelo aumento de até quase meio metro do nível médio do mar. Nas cinco principais metrópoles à beira-mar – Fortaleza, Recife, Salvador, Rio de Janeiro e Belém – residem mais de 22 milhões de indivíduos (Greenpeace 2006).

No Brasil, as áreas mais suscetíveis à erosão estão na região Nordeste, pela falta de rios capazes de abastecer o mar com sedimentos. Em Pernambuco, um dos estados mais afetados, cerca de seis em cada dez praias dos 187km de costa cedem terreno para o mar. Uma elevação de 50cm no nível do Atlântico poderia consumir 100m de praia no Norte e no Nordeste. Em Recife, por exemplo, a linha costeira retrocedeu 80m entre 1915 e 1950 e mais de 25m entre 1985 e 1995 (Muehe e Neves, 2005). O Rio de Janeiro é considerada uma das cidades brasileiras mais vulneráveis à elevação do nível do mar.

Estudos recentes da Divisão de Sensoriamento Remoto do INPE, utilizando imagens do satélite *Landsat*, fizeram uma simulação da enchente que ocorreria na Ilha de Marajó com um aumento de poucos metros no nível do mar. Com dois metros de elevação, 28% de seu território desapareceria no oceano. Caso o aumento chegue a seis metros, 36% da ilha poderá ser inundada. A Ilha de Marajó tem altitude muito baixa de modo geral, sobretudo na costa leste, que apresenta numerosos paleocanais com amplitude muito pequena, entre dois e quatro metros.

2.8 Possíveis impactos do aquecimento global na biodiversidade

O aquecimento global está afetando os ecossistemas, causando a destruição ou a degradação do *habitat* e a perda permanente da produtividade, ameaçando tanto a biodiversidade como o bem-estar humano. Impactos ecológicos do aquecimento global têm sido pouco estudados no Brasil, enquanto que para outras regiões do mundo os estudos têm sido mais compreensivos e detalhados.

O estudo publicado pelo *Pew Center on Global Climate Change* (Malcom e Pitelka, 2000), ainda que seja feito só para os Estados Unidos, aponta para algumas conseqüências da mudança de clima em ecossistemas naturais, que poderiam ser aplicáveis para América do Sul:

- ◆ Baixas condições de aquecimento, as distribuições geográficas de ecossistemas terrestres e animais mudam de acordo com o novo clima;
- ◆ As taxas de aquecimento e mudanças nos regimes de chuva para o futuro, projetadas

pelos modelos climáticos, representam uma ameaça para a biodiversidade nacional e regional;

- ◆ A mudança de clima pode afetar sensivelmente a composição e funções dos ecossistemas, afetando os fluxos de energia e matérias entre as diferentes espécies;
- ◆ Os ecossistemas são complexos e difíceis de modelar; assim, nossa habilidade de projetar como eles poderiam responder no futuro ao aquecimento global pode ser limitada;
- ◆ Para poder maximizar o potencial próprio na natureza para se adaptar a mudanças de clima, é preciso desenvolver e aplicar estratégias que permitam proteger e conservar a biodiversidade atual e os ecossistemas naturais presentes no País.

No mesmo ano, Malcom e Markham (2000) publicaram um estudo sobre o aquecimento global e o declínio da biodiversidade no hemisfério Norte. Eles demonstraram que as altas taxas de aquecimento podem gerar perda de ambientes favoráveis para os ecossistemas, além da extinção de espécies no hemisfério Norte. Extensas áreas com condições favoráveis para o desenvolvimento de espécies podem se perder e muitas espécies poderiam não se adaptar o suficiente para poder enfrentar o aquecimento global. Algumas espécies que moram em ambientes fragmentados ou aquelas que moram rodeados de corpos de água, cidades e agricultura são as que enfrentam maior risco.

Ponds *et al.* (2006) concluem que mais de 70 espécies de sapos da América Tropical são dizimadas por um fungo que se beneficia de temperaturas mais altas. Este estudo está sendo considerado um marco na tentativa de entender como o aumento da temperatura do planeta vai afetar a vida. As conclusões são assustadoras, não só porque traçam uma relação clara entre aquecimento e extinção, mas também por mostrar que as conseqüências do fenômeno podem se revelar, na prática, imprevisíveis.

Behrenfeld *et al.* (2006) publicaram um estudo sobre os oceanos e sugerem que o fitoplâncton - o primeiro elo na cadeia alimentar marítima - será fortemente afetado pelo aquecimento climático. A pesca nos trópicos e nas médias latitudes pode ser gravemente afetada pela perda destes microorganismos como resultados de águas mais quentes. O fitoplâncton não é apenas o primeiro elo essencial na cadeia alimentar da qual dependem as criaturas dos oceanos. Ele também absorve dióxido de carbono (CO₂) da atmosfera ao fazer a fotossíntese e, portanto, qualquer distúrbio neste processo aceleraria o mecanismo de mudança climática.

Um relatório publicado pelo Departamento do Meio Ambiente, Alimentos e Assuntos Rurais (DEFRA) do Reino Unido em 2006 indica que o aquecimento global já alterou as rotas de migração de alguns pássaros e de outros animais. As mudanças climáticas podem levar à extinção muitos animais, entre eles pássaros migratórios, afirma um novo estudo encomendado pelo governo britânico.

3. Os relatórios do IPCC: de 1990 a 2007

Desde a década de 1980, evidências científicas sobre a possibilidade de mudança de clima em nível mundial vêm despertando um interesse crescente no público e na comunidade científica em geral. Em 1988, a Organização Meteorológica Mundial (OMM) e o Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente (PNUMA) estabeleceram o Intergovernamental Panel on Climate Change (IPCC). O IPCC ficou encarregado de apoiar com trabalhos científicos as avaliações do clima e os cenários de mudanças climáticas para o futuro. O IPCC é um painel científico ligado às Nações Unidas que avalia o conhecimento existente no mundo sobre a mudança climática global. A missão do IPCC é “avaliar a informação científica, técnica e socioeconômica relevante para entender os riscos induzidos pela mudança climática na população humana”. Esta tarefa é abordada com a participação de um grande número de pesquisadores das áreas de clima, meteorologia, hidrometeorologia, biologia e ciências afins, que se reúnem regularmente a cada quatro anos e discutem as evidências científicas mais recentes e atualizadas. Assim como os resultados do estado-da-arte de vários tipos de modelos (atmosféricos, acoplados oceano-atmosfera), com a meta de chegar a um consenso sobre as tendências mais recentes em termos de mudança de clima. Como resultado destas interações que tomam de dois a três anos, os três Grupos de Trabalho (GTs) que formam parte da estrutura científica do IPCC produziram relatórios intitulados: “As Bases Científicas” do GT1, “Impactos, Adaptação e Vulnerabilidade” do GT2, e “Mitigação” do GT3, onde cada GT produz um relatório impresso contendo entre 700 a 900 páginas de informação condensada (IPCC 2001 a, b).

Os relatórios do IPCC, especialmente do GT1 sobre “As Bases Científicas” fornecem uma revisão compreensiva e atualizada de todas as informações e estudos feitos na área de clima, oceanografia, ecologia, entre outras ciências relacionadas a mudanças climáticas. Esta informação é apresentada para as comunidades científicas, público em geral, e em especial para políticos e tomadores de decisões, que precisam receber informação de forma entendível. Para isto, o IPCC tem a tarefa de sintetizar o conhecimento atual contido nos relatórios científicos sobre as possíveis mudanças do clima no futuro para os tomadores de decisões. Este relatório é chamado de *Summary for Policy Makers* ou Relatório Sumário para Tomadores de Decisões (IPCC 2001 c, d, e).

O Primeiro Relatório Científico (FAR) foi publicado pelo IPCC em 1990 e as pesquisas sobre mudanças de clima têm se beneficiado com a interação entre cientistas de todo o mundo desde a publicação do FAR. O Segundo Relatório Científico sobre Mudanças Climáticas, (SAR) editado em 1995 (IPCC, 1996 a, b) forneceu as bases para as negociações-chaves que levaram a adoção do Protocolo de Kyoto, em 1997. Assim, a relevância política destes relatórios, especialmente o *Summary for Policy Makers* é indiscutível. O Terceiro Relatório Científico (TAR) mostra que “existem novas e fortes evidências de que a maior parte do aquecimento observado durante os últimos 50 anos é atribuída às atividades humana” (IPCC, 2001 a), o que já é de conhecimento público, pois tem sido anunciado em jornais e revistas científicas e pela impren-

sa mundial. Uma possível falha do TAR é em relação à pesquisa sobre possíveis mudanças na frequência de extremos eventos de clima. Espera-se que para 2007, o Quarto Relatório Científico do IPCC AR4 seja publicado, e que o conhecimento sobre mudanças em extremos de clima melhore notavelmente. Novos modelos que incluem modelos acoplados com vegetação interativa e melhores representações de nuvens e aerossóis estão sendo rodados, e uma maior atenção está sendo dada para a simulação de extremos climáticos e de variabilidade interdecadal.

Desde a publicação do IPCC-TAR em 2001, capítulos regionais com grande maioria de autores da região avaliada (África, Ásia, Austrália e Nova Zelândia, Europa, América do Norte, América Latina, regiões polares e pequenas ilhas) foram uma característica particular do GT2 sobre Impactos, Adaptação e Vulnerabilidade (IPCC, 2001b). Os relatórios dos GTs constituem uma avaliação do estado-da-arte em pesquisas de clima, detecção de mudanças climáticas, atribuição de causas físicas, assim como das incertezas das previsões para os diferentes cenários climáticos. Em meados da década de 1990, muitos cientistas pensaram que já haviam fornecido os fatos mais relevantes sobre mudanças de clima para os políticos e tomadores de decisões. Porém, com as dificuldades na ratificação do Protocolo de Kyoto naquela época, o problema de adaptação ficou mais aparente, talvez ainda mais que a mitigação. Também, com o desenvolvimento de novos métodos estatísticos para distinguir sinais de influência da variabilidade climática natural, da antropogênica; as novas tecnologias em satélites e supercomputadores e o desenvolvimento de modelos acoplados, que incluem mais realisticamente as interações da vegetação e carbono com a baixa atmosfera, e com uma resolução espacial maior, podem ajudar a reduzir as incertezas nas previsões climáticas para cenários do clima nos anos por vir.

Os principais resultados das avaliações globais do TAR do GT1 do IPCC (2001a) baseiam-se em prévias avaliações e incorporam novos resultados dos últimos cinco anos de pesquisa em mudança de clima, que podem se resumir assim:

a) Uma análise das evidências observacionais integradas em nível mundial que fornece uma visão de aquecimento global e outras mudanças no sistema climático.

- ◆ A temperatura global da superfície, aumentou no século XX, em média, aproximadamente 0.6°C. Globalmente, é muito provável que a década mais quente tenha sido a de 1990, e que 1998 foi o ano mais quente de todo o período observacional (desde 1861);
- ◆ A temperatura tem se elevado durante as últimas quatro décadas, desde a superfície até 8km de altitude. Este nível pode ser afetado pela redução do Ozônio estratosférico, aerossóis atmosféricos e pelo fenômeno *El Niño*;
- ◆ A cobertura de neve e gelo tem diminuído aproximadamente 10% desde 1960.
- ◆ O nível médio do mar aumentou globalmente, e o conteúdo calórico dos oceanos também experimentou um acréscimo;
- ◆ Mudanças também têm sido detectadas em outros componentes do clima. Des-

de 1950, observou-se com certa precisão que houve uma redução na frequência de temperaturas mínimas extremas, enquanto que aumentou a frequência de temperaturas máximas extremas;

- ◆ Alguns aspectos significativos do clima pareceram não ter mudado: A extensão da área coberta de neve na Antártica parece não ter mudado desde 1978, não foram observadas mudanças sistemáticas na frequência de tornados, dias com tempestades, nem se tem identificado tendências na frequência e intensidade de ciclones tropicais e extratropicais.

b) Emissões de gases de efeito estufa e aerossóis, devidos a atividades humanas continuam a alterar a atmosfera e conseqüentemente o clima;

- ◆ Concentrações de gases de efeito estufa e seus forçamentos radiativos têm continuado a aumentar como resultado de atividades humanas;

- ◆ Aerossóis de origem antropogênica têm vida curta e produzem geralmente um forçamento radiativo negativo;

- ◆ Fatores naturais têm contribuído em pequena escala no forçamento radiativo no século passado.

c) A confiança na habilidade dos modelos para projetar climas futuros tem melhorado;

d) Existem novas e fortes evidências de que a maior parte do aquecimento observado nos últimos 50 anos seja atribuído à atividade humana;

e) A influência das atividades humanas vai continuar mudando a composição atmosférica durante o século XXI;

f) A temperatura média no nível do mar em escala global pode experimentar aumentos significativos nos cenários SRES do IPCC;

- ◆ A temperatura média global pode aumentar entre 1.4 - 5.8°C no período de 1990 até 2100, com uma taxa de aquecimento maior que aquela observada no século XX. Aumentos de temperatura maiores que aqueles reportados no SAR (que foram de 1.0-3.5° C);

- ◆ Em latitudes baixas, foram observados aumentos e diminuições na chuva regional continental, com uma forte variabilidade interanual;

- ◆ Em relação ao *El Niño*, projeções mostram poucas mudanças na amplitude do fenômeno nos próximos 100 anos. Porém, há possibilidades de uma intensificação dos extremos de secas e enchentes que ocorrem durante o *El Niño*.

g) As alterações antropogênicas no clima podem persistir por muitos séculos.

Os resultados das avaliações globais do TAR do GT2 do IPCC (2001b) sobre impactos, adaptação e vulnerabilidade às mudanças climáticas em nível regional podem se resumir assim:

a) As recentes mudanças climáticas, especialmente o aumento da temperatura já estão afetando sistemas físicos (clima, recursos hídricos) e biológicos (ecossistemas, saúde

humana, cidades, indústrias);

- b)** Existem indicadores preliminares de que alguns sistemas humanos já estão sendo afetados pela seca ou enchentes;
- c)** Os sistemas naturais são vulneráveis a mudanças climáticas, e alguns serão prejudicados irreversivelmente;
- d)** Aqueles com menos recursos e que tem menor capacidade de se adaptar são os mais vulneráveis.

O IPCC AR4 deverá ser publicado em 2007. As avaliações observacionais e as projeções climáticas para o futuro e passado mostram novas evidências de tendências e processos que podem se resumir assim:

- a)** O aquecimento global tem sido agravado pela poluição humana, e a escala do problema não tem precedentes pelo menos nos últimos 20 mil anos;
- b)** Há evidências esmagadoras de que o clima da Terra está sofrendo uma transformação dramática devido às atividades humanas;
- c)** As temperaturas médias globais neste século subirão entre 2 °C e 4,5 °C como resultado da duplicação das concentrações de dióxido de carbono na atmosfera em relação aos níveis pré-industriais, devido a emissões por atividades humanas (como a queima de petróleo e carvão e o desmatamento das florestas tropicais, como a Amazônia);
- d)** A isso poderia se somar mais 1,5 °C como decorrência de “feedbacks positivos” no clima, resultantes do derretimento do gelo marinho, do permafrost e da acidificação dos oceanos;
- e)** Há evidências amplas de aquecimento antropogênico do sistema climático no aquecimento global observado nos últimos 50 anos;
- f)** A mudança climática deve continuar por décadas e talvez séculos, mesmo se as emissões de gases-estufa forem interrompidas.

P A R T E II

©Greenpeace/Rodrigo Baleia



DESERTIFICAÇÃO - Caicó (Rio Grande do Norte), junho de 2006

1. Os modelos globais e cenários climáticos do IPCC

1.1 Os modelos climáticos do IPCC

A modelagem climática em grande escala consome enormes recursos de informática e é tão cara que cada ano apenas alguns experimentos podem ser realizados em todo o mundo. Até mesmo os modelos mais sofisticados são representações aproximadas de um sistema muito complexo, de forma que ainda não são infalíveis na previsão do clima futuro. Os modelos climáticos são usados como ferramentas para projeções de futuras mudanças do clima, como consequência de futuros cenários de forçamento climáticos (gás de efeito estufa e aerossóis). Sabe-se que existe um grau de incerteza do futuro cenário climático do planeta e em particular no Brasil. Isto se deve principalmente as diferenças observadas nas saídas dos diferentes modelos climáticos usados nas projeções climáticas para o século XXI pelo TAR do IPCC (2001 a, b). Na próxima seção serão analisadas as saídas dos modelos climáticos do IPCC, rodados com diferentes concentrações de gases de efeito estufa, (ou cenários SRES - Special Report on Emissions Scenarios), os quais serão avaliados para o Brasil. Assim, obtém-se uma primeira aproximação dos cenários futuros de clima para o País em geral, porém sem muito detalhe regional. São utilizados diversos modelos para poder avaliar a variabilidade entre modelos climáticos e assim, conhecer e interpretar todos os possíveis cenários, levando em conta a dispersão entre as saídas dos modelos. Desta maneira, poder-se-ia tentar uma redução de incertezas das previsões considerando não só um, mas vários cenários de vários modelos.

As saídas dos modelos globais de clima (atmosférico ou acoplados atmosfera-oceano) contêm informações sobre os cenários SRES, os quais foram implementados pelo IPCC para o Terceiro Relatório de Avaliação de Mudanças do Clima (IPCC, 2001 a, b). Os novos cenários SRES substituem os cenários IS92 que foram utilizados no Segundo Relatório de Avaliação (IPCC, 1996 a, b). Estes cenários estão disponíveis no *website* do IPCC Data Distribution Centre (IPCC-DDC).

Os modelos acoplados oceano-atmosfera, utilizados nas simulações do IPCC juntamente com as instituições onde eles foram rodados, são mostrados a seguir:

1. *Hadley Centre for Climate Prediction and Research, da Inglaterra (HadCM3);*
2. *Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, da Austrália (CSIRO-Mk2);*
3. *Canadian Center for Climate Modeling and Analysis, do Canadá (CCCMA);*
4. *National Oceanic and Atmospheric Administration NOAA-Geophysical Fluids Dynamic Laboratory, dos Estados Unidos (GFDL-CM2);*
5. *Center for Climate Studies and Research CCSR/National Institute for Environmental Studies NIES, do Japão (CCSR/NIES).*

O modelo de circulação geral atmosfera-oceano HadCM3 foi desenvolvido no Hadley Centre e sua componente atmosférica tem 19 níveis com uma resolução horizontal de 2.5167° de latitude e 3.75° de longitude que produz uma grade global de 96 x 73 células. Isto é equiva-

lente a uma resolução de superfície de cerca de 417km x 278km no Equador, reduzindo até 295km x 278km em 45° de latitude (comparável a uma resolução espectral de T42). A componente oceânica do HadCM3 tem 20 níveis com uma resolução horizontal de 1.25° x 1.25°.

O modelo climático CSIRO MK2 foi utilizado para várias simulações de mudanças climáticas as quais estão disponíveis no IPCC-DDC (Data Distribution Centre). O CSIRO MK2 tem nove níveis na vertical e sua resolução horizontal espectral é R21 (aproximadamente 5.6 até 3.2 graus). Sobre o oceano, o modelo tem a mesma resolução horizontal, porém apresenta 21 níveis verticais.

O modelo CCCMA possui resolução de grade em superfície de 3.7° x 3.7° e 10 níveis verticais. A componente oceânica tem uma resolução de 1.8° x 1.8° e 29 níveis verticais.

O modelo GFDL-CM2 possui a componente atmosférica com uma resolução de 2.5° longitude e 2° latitude, com 24 níveis verticais. A componente oceânica apresenta uma resolução de 1° em latitude-longitude, passando a ter uma resolução maior ao Norte de 30°. Esta componente apresenta 50 níveis verticais no oceano, e não tem ajuste de fluxos.

O modelo CCSR/NIES tem uma resolução espacial de 5.5° latitude x 5.6° longitude e 20 níveis na vertical (componente atmosférica), enquanto que a componente oceânica apresenta uma resolução de 0.28125° em longitude e 0,1875° em latitude, e 47 níveis na vertical no oceano. O modelo inclui os efeitos de gases de efeito estufa e aerossóis de sulfatos. Foi desenvolvido pelo Centro de Pesquisas do Sistema Climático-Instituto Nacional de Estudos Ambientais do Japão. CCSR/NIES/FRCGC é também conhecido como MIROC Model v3.

Os cenários climáticos do IPCC (2001) são baseados nas quatro projeções diferentes de emissões de gases de efeito estufa para o futuro. Estes cenários foram definidos no *Special Report on Emissions Scenarios* (SRES) do IPCC e são utilizados neste capítulo para analisar o clima futuro em 3 *time-slices* (fatias de tempo) centrados em 2020, 2050 e 2080.

1.2 Os cenários climáticos do IPCC

Os *Emissions Scenarios*, ou cenários de emissão, representam uma visão possível do desenvolvimento futuro de emissões de substâncias que têm um efeito radiativo potencial (gases de efeito estufa, aerossóis), baseados numa combinação coerente e internamente consistente de suposições sobre forçamentos controladores como demografia, desenvolvimento socioeconômico, e mudança na tecnologia, assim como suas interações (IPCC 2001 a, b). No IPCC (1990), foi apresentado um conjunto de cenários de emissão que foram usados como as bases para as projeções climáticas do SAR, que foi publicado em 1996. No SAR, as projeções da mudança climática devido a causas antropogênicas dependem, entre outras coisas, das considerações feitas sobre as futuras emissões de gases de efeito estufa e aerossóis e da proporção de emissões remanescentes na atmosfera. Estes cenários são identificados como IS92.

No IPCC, os novos cenários (SRES) foram publicados em 2000, e alguns deles foram usados como base para as projeções climáticas do TAR até 2100. Os cenários SRES mostram diferentes cenários futuros de mudanças climáticas, denominados de A1, A2, B1 e B2 os quais

estão disponibilizados no IPCC-DDC da CRU - *University of East Anglia*. Estes cenários apresentam as seguintes características:

A1 é o cenário que descreve um mundo futuro onde a globalização é dominante. Neste cenário o crescimento econômico é rápido e o crescimento populacional é pequeno com um desenvolvimento rápido de tecnologias mais eficientes. Os temas subjacentes principais são: a convergência econômica e cultural, com uma redução significativa em diferenças regionais e renda per capita. Neste mundo, os indivíduos procuram riqueza pessoal em lugar de qualidade ambiental. Há três cenários: A1B (cenário de estabilização), A1F (máximo uso de combustível fóssil) e A1T (mínimo uso de combustível fóssil);

A2 é o cenário que descreve um mundo futuro muito heterogêneo onde a regionalização é dominante. Existiria um fortalecimento de identidades culturais regionais, com ênfase em valores da família e tradições locais. Outras características são: um crescimento populacional alto, e menos preocupação em relação ao desenvolvimento econômico rápido;

B1 é o cenário que descreve uma rápida mudança na estrutura econômica mundial, onde ocorre uma introdução de tecnologias limpas. A ênfase está em soluções globais, a sustentabilidade ambiental e social e inclui esforços combinados para o desenvolvimento de tecnologia rápida;

B2 é o cenário que descreve um mundo no qual a ênfase está em soluções locais, a sustentabilidade econômica, social e ambiental. A mudança tecnológica é mais diversa com forte ênfase nas iniciativas comunitárias e inovação social, em lugar de soluções globais.

As características de cada cenário, em relação às concentrações de gases de efeito estufa (SO₂, CO₂, N₂O e CH₄), aparecem na **Figura 1**, mostrando as diferentes concentrações dos cenários SRES e suas variações no período de 1980 até 2100. A **Figura 9** da **Parte I** também mostra as diferenças entre os cenários IS92 do IPCC (1996 a, b). A **Figura 2** mostra as combinações de forçamentos térmicos devido às concentrações de diferentes gases de efeito estufa dos cenários SRES A e B, assim como a comparação com os cenários IS92, que em geral têm menor forçamento térmico.

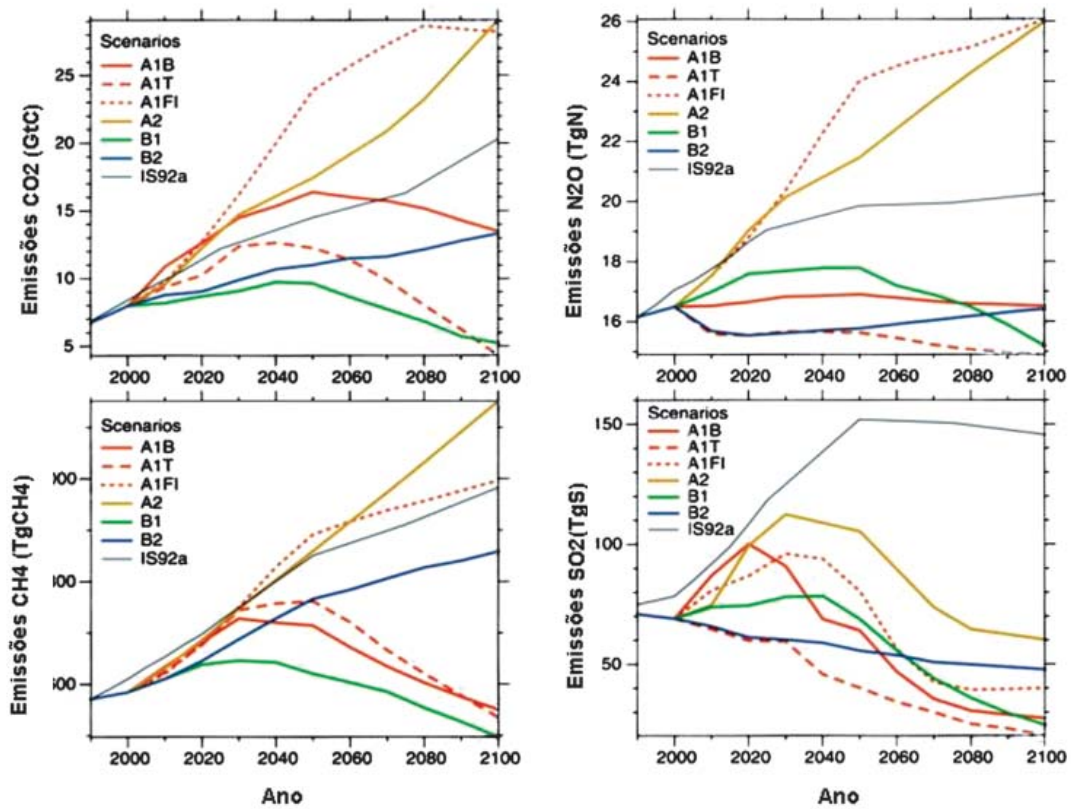


Figura 1. Emissões antropogênicas (CO₂, N₂O, CH₄ e SO₂) para os seis cenários ilustrativos SRES: A1B, A2, B1, B2, A1F1 e A1T, e o cenário IS92a (Fonte: IPCC 2001 b).

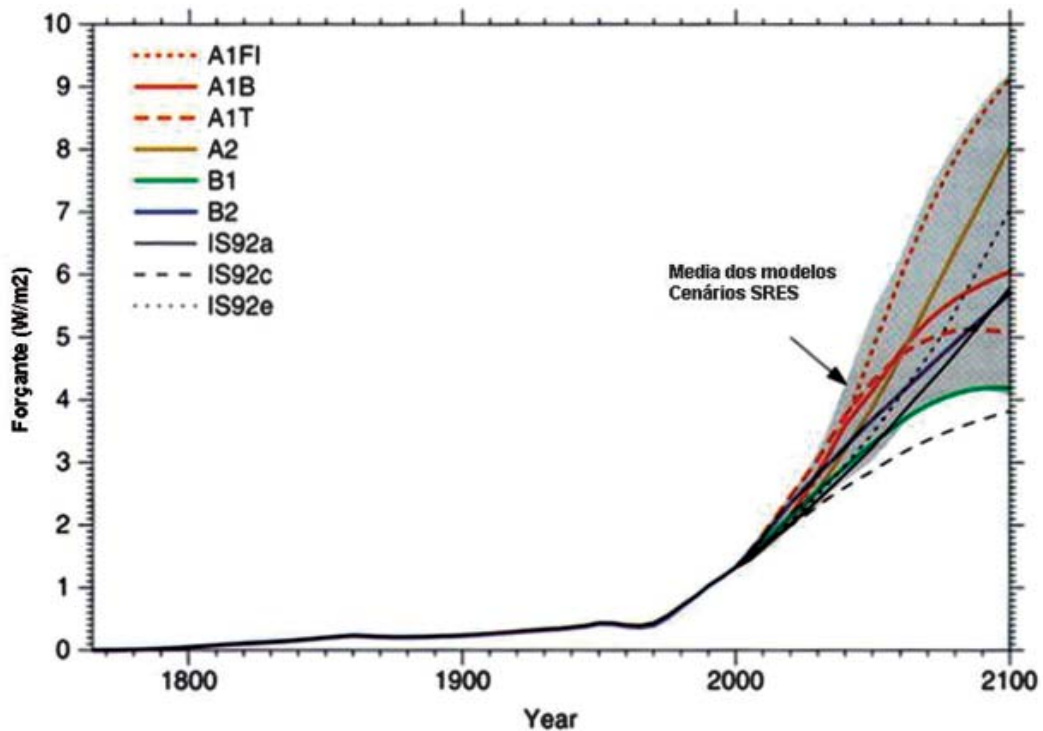


Figura 2. Estimativa do forçamento radiativo antropogênico até 2002, derivado dos cenários ilustrativos SRES da **Figura 1**. A mancha cinza na figura mostra a região coberta pela média dos 35 cenários SRES. A **Figura** também mostra os cenários IS92a, b, c (Fonte: IPCC 2001 b).

Assim como qualquer modelo global do clima, os seis modelos globais do IPCC utilizados neste relatório apresentam alguma dificuldade em representar os diferentes processos físicos, o que é visível nas simulações do clima para o tempo presente, especialmente na previsão sazonal. Esta representação climática do presente permite identificar regiões onde os modelos apresentam um bom *skill* (índice de acerto) ou erros sistemáticos, que deverão ser considerados nas projeções de clima do futuro. Para climas do presente, ao nível de previsão sazonal de clima usando resultados do modelo climático do CPTEC e de outros centros meteorológicos permitiram uma regionalização da América do Sul em referência ao grau de previsibilidade de clima e *skill* do modelo. A **Figura 3** mostra alta previsibilidade no nordeste e norte-centro da Amazônia, enquanto que no Sul do Brasil, a previsibilidade é caracterizada como média. Média previsibilidade também é identificada na costa central do Chile e na costa do Norte do Peru - Sul do Equador. Em regiões como Sudeste e Centro-Oeste a previsibilidade é baixa. Porém, resulta na dificuldade em assumir que a previsibilidade de clima e *skill* dos modelos rodados para o clima do presente podem, ou não, se manter nas projeções de clima do futuro.

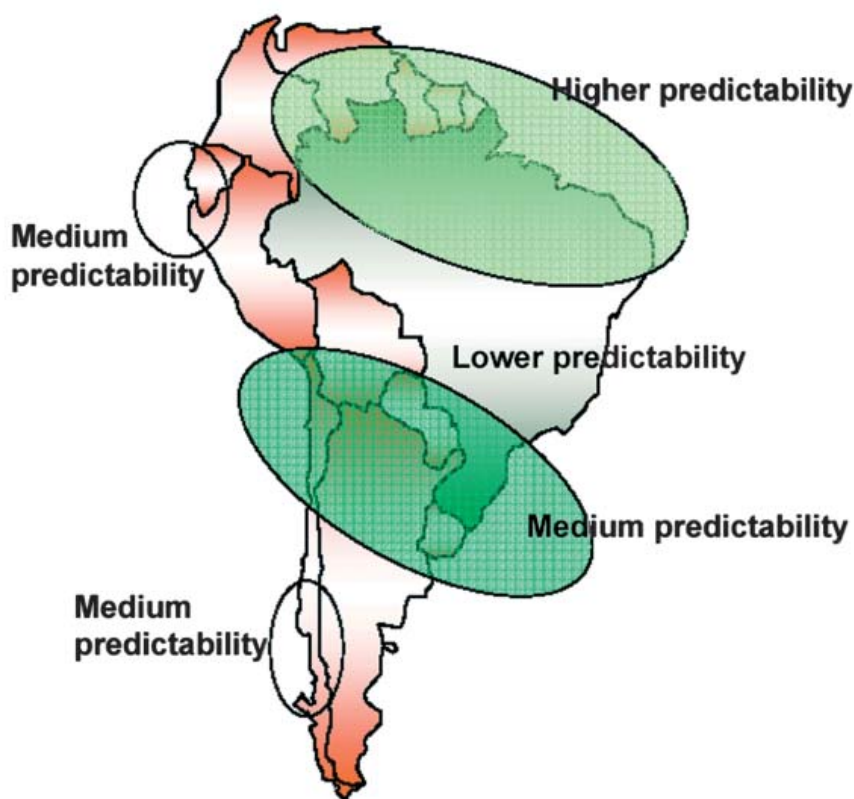
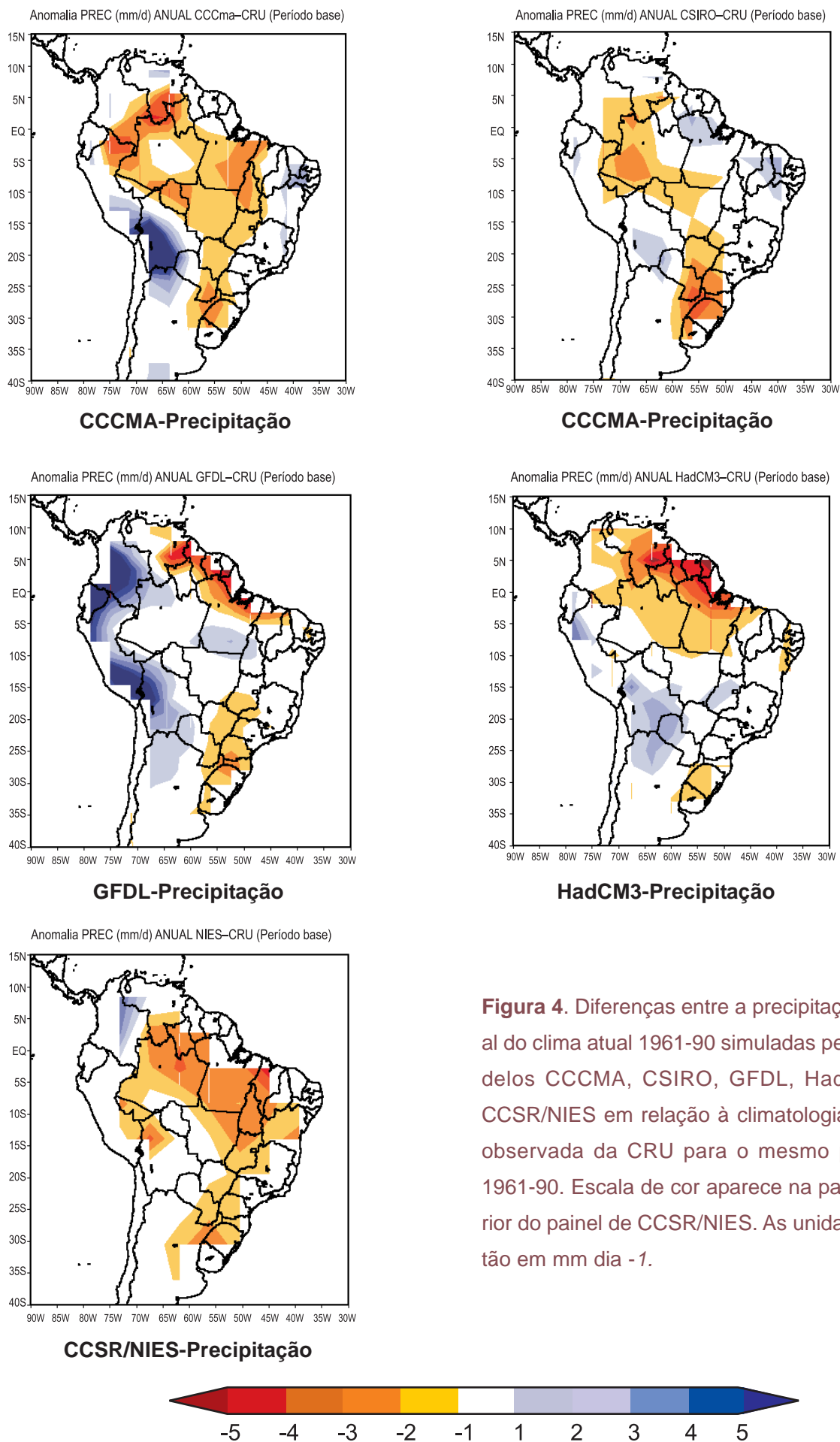


Figura 3. Regionalização da previsão climática sazonal de chuva na América do Sul. As regiões são delimitadas considerando as anomalias de correlação entre a chuva observada (CMAP) e a simulada pelo modelo de CPTEC/COLA numa rodada de dez anos e nove membros (Fonte: Marengo *et al.* 2003).

As **Figuras 4 e 5** mostram uma comparação entre as climatologias anuais de precipitação e a temperatura do clima atual observada (CRU 1961-90) e simulada de cada um dos modelos do IPCC para o mesmo período 1961-90. Os mapas anuais apresentados mostram a diferença entre a climatologia dos modelos menos a observação para a média anual. Isto é feito com a finalidade de detectar possíveis erros sistemáticos ou vieses dos modelos na América do Sul. O **Anexo A** apresenta as diferenças em nível sazonal de cada um dos modelos. Em nível anual, todos os modelos apresentam um viés relativamente seco na região Sul do Brasil, sendo o maior viés negativo de 3mm dia⁻¹ dos modelos CSIRO e CCSR/NIES, e o menor viés para o HadCM3 (2mm dia⁻¹). Outros modelos climáticos também apresentam este viés negativo no Sul do Brasil, que é sistemático ao longo do ano (**Figura 4**). Em relação à temperatura do ar, os modelos CCCMA e CSIRO apresentam um viés frio no Brasil tropical, enquanto que o modelo GFDL tem um viés mais quente na Amazônia de até 3°C (**Figura 5**).

Em nível sazonal, a **Figura 4** e as figuras do **Anexo A** mostram que os cinco modelos apresentam um viés mais seco no Sul do Brasil. Enquanto que o modelo GFDL apresenta um viés mais chuvoso na Amazônia e outro mais seco no leste da Amazônia e no Sudeste do Brasil, segundo o CCSR/NIES, que pode chegar até -3mm dia⁻¹ durante a primavera. No verão, segundo as anomalias de chuva na região Sudeste, os modelos CCCMA, GFDL e CCSR/NIES tendem a simular uma Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) mais fraca, enquanto que o modelo HadCM3 apresenta uma ZCAS mais intensa sobre região Sudeste. Os modelos CSIRO e GFDL apresentam viés seco no Sul do Brasil neste período, assim como o CCCMA na Amazônia e o HadCM3 no leste na Amazônia. No outono, os modelos CCCMA e CSIRO apresentam viés negativo na Amazônia, enquanto que o GFDL apresenta viés positivo na mesma região. Os cinco modelos simulam menos chuvas na região Sul. No inverno, os cinco modelos simulam menos chuvas na região Sul e no extremo norte da Amazônia, sul da Venezuela e leste da Colômbia. Similarmente, os cinco modelos apresentam vieses negativos pequenos na região Nordeste do Brasil.

No caso de temperaturas e vieses sazonais, a **Figura 5** e as figuras do **Anexo A** mostram que o modelo CCCMA e, em menor grau o modelo do CSIRO, apresentam vieses frios na maior parte do Brasil, com valores de até 4°C, menor que a climatologia observada durante todas as estações do ano. Na primavera, o modelo do GFDL tende a ser mais quente que o observado (até 4°C na Amazônia), enquanto que o viés é menor no CCSR/NIES. No verão, o HadCM3 aparece como o mais próximo à climatologia observada, enquanto que o GFDL tende a ser mais quente no Sul do Brasil e o CCSR/NIES tende a ser mais frio que o observado ao leste dos Andes. No outono, o HadCM3 aparece mais próximo a observações com anomalias moderadas entre +1 e -1°C em relação à climatologia, e no inverno o GFDL é mais frio na Amazônia central (até 2°C) e o HadCM3 tende a ser ligeiramente mais frio que nas observações no Brasil subtropical. É importante considerar estes vieses no momento de avaliar os cenários futuros, para poder estimar os valores de chuva e precipitação, além das anomalias em relação ao clima do presente.



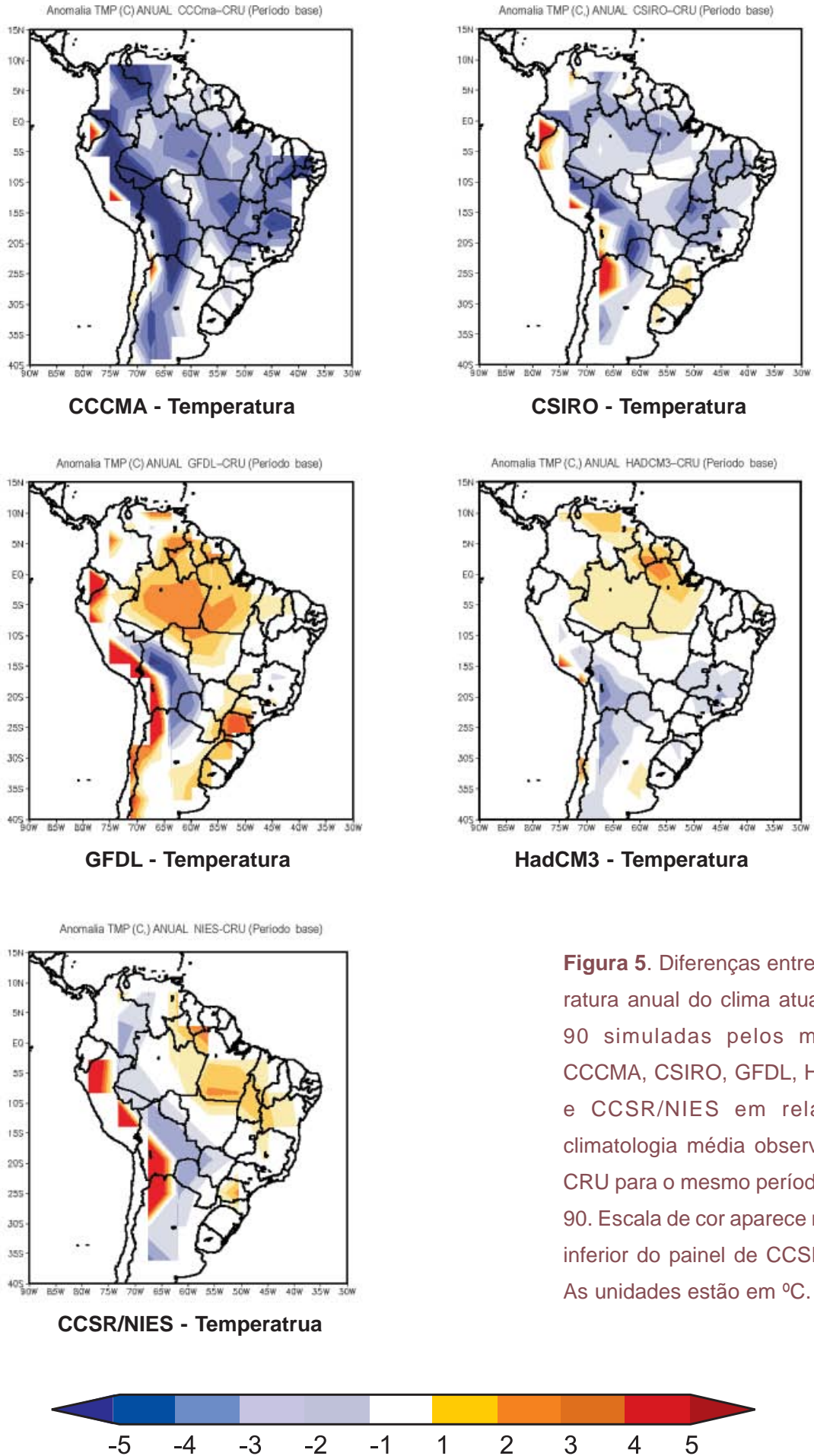


Figura 5. Diferenças entre temperatura anual do clima atual 1961-90 simuladas pelos modelos CCCMA, CSIRO, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES em relação à climatologia média observada da CRU para o mesmo período 1961-90. Escala de cor aparece na parte inferior do painel de CCSR/NIES. As unidades estão em °C.

2. Cenários climáticos do futuro para a América do Sul: projeções dos AOGMs globais do IPCC para o século XXI

A seguir, apresenta-se uma revisão de alguns dos cenários climáticos SRES dos modelos de IPCC para o Brasil e a América do Sul. O **Anexo B** apresenta mapas anuais e sazonais (DJF, MAM, JJA, SON) de valores absolutos e anomalias de chuva e temperatura do ar (relacionado a 1961-90) para América do Sul, para os cenários extremos de alta emissão ou “pessimista” A2 e de baixa emissão ou “otimista” B2 de cinco AOGCMs do IPCC: CCCMA, CSIRO, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES, para os *time slices* centrados em 2020, 2050 e 2080.

2.1 Precipitação

Como exemplo, consideremos o modelo HadCM3 e os cenários A2 e B2. O período DJF representa a estação chuvosa em boa parte das regiões Sudeste e Centro-Oeste, assim como no Sul da Amazônia, enquanto que o período MAM representa a estação chuvosa do norte da Amazônia e do Nordeste. A **Figura 6** mostra uma diminuição na chuva de verão na Amazônia e no Nordeste, que aparece mais forte no cenário A2 em relação ao cenário B2. A ZCAS aparece mais intensa no cenário B2 em relação ao A2 durante o verão. Observa-se também (não foi observado nas saídas de outros modelos do IPCC) que a região Sul do Brasil mostra incrementos na chuva sazonal e anual. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) aparece mais intensa e deslocada ao norte de sua posição climática durante DJF e MAM, deixando anomalias de chuva no nordeste e norte-centro da Amazônia durante estas estações em 2020.

A **Figura 7** mostra para a primavera (SON) e inverno (JJA), para a fatia de tempo centrada em 2020, uma tendência à diminuição na chuva da primavera na Amazônia central (SON). Além de um possível adiantamento da estação chuvosa no Sudeste do Brasil, como mostrado pelas anomalias positivas de chuva (SON), talvez mostrando uma configuração tipo ZCAS, durante a primavera de 2020 no cenário A2.

Em JJA a ZCIT aparece mais intensa, próxima 5°S, no Pacífico e Atlântico tropical.

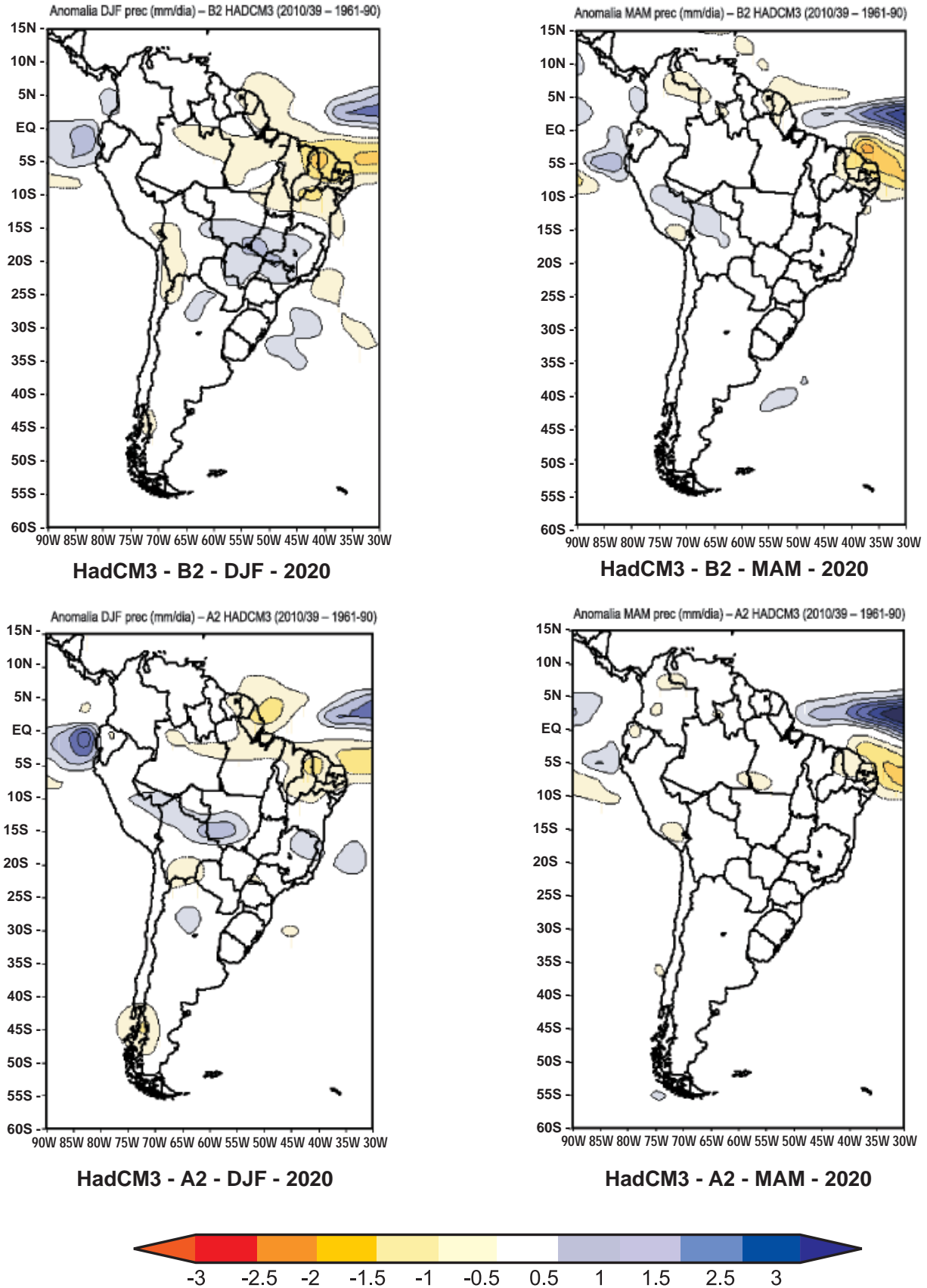


Figura 6. Projeções de anomalias de chuva para DJF e MAM com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os cenários são A2 e B2 pelo modelo HadCM3. O *time-slice* é centrado em 2020.

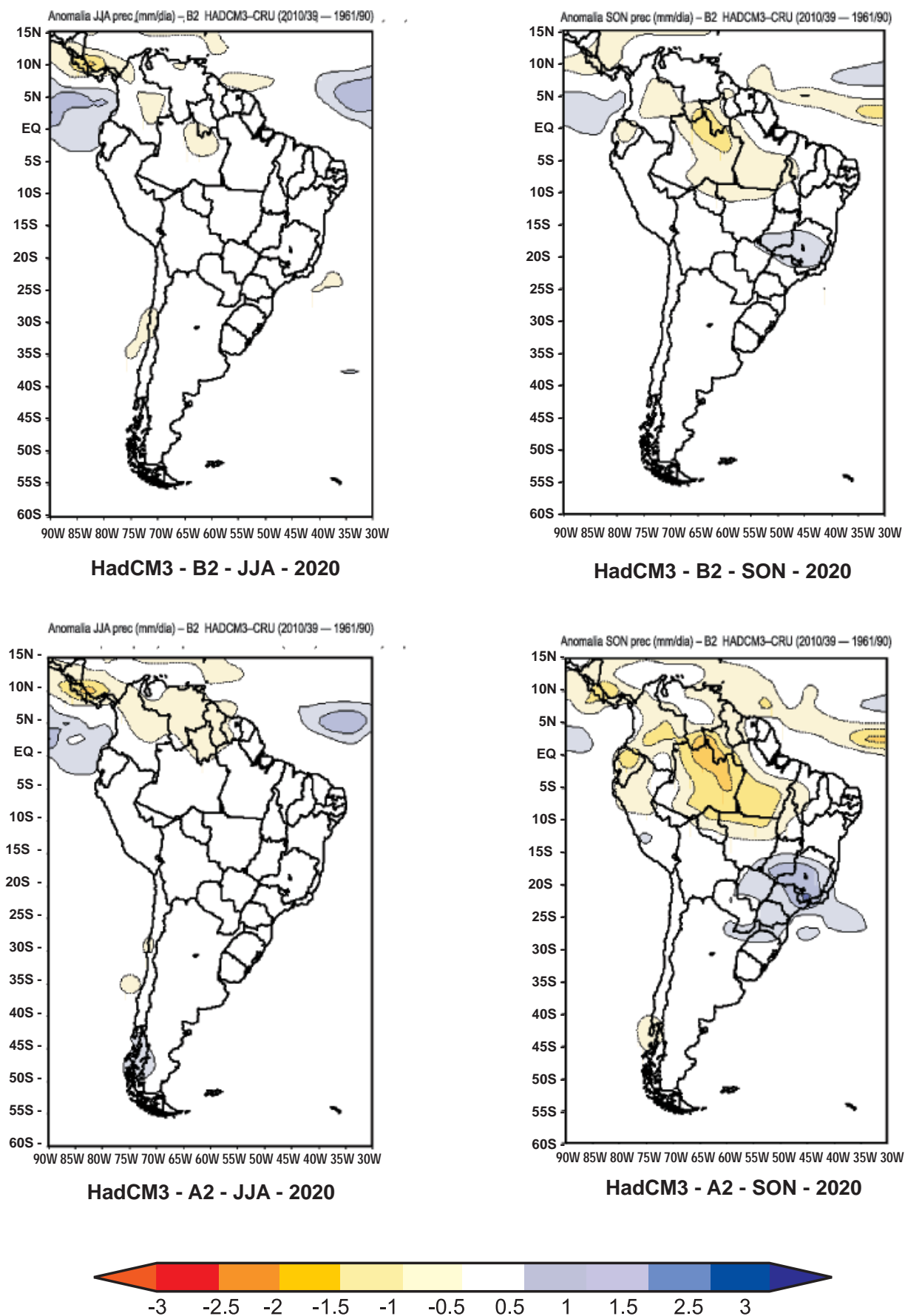


Figura 7. Projeções de anomalias de chuva para JJA e SON com referência ao período base 1961-90 para América do Sul, nos cenários A2 e B2 pelo modelo HadCM3. O *time-slice* é centrado 2020.

A **Figura 8** mostra uma comparação de cenários de chuva para a primavera SON, no *time-slice* em 2020 e os mesmos cenários A2 e B2 dos modelos do IPCC do Canadá (CCCMA), Austrália (CSIRO), Estados Unidos (GFDL), e Japão (CCSR/NIES), e deve ser analisada juntamente com a Figura 25 (HadCM3 cenários A2, B2, 2020). O modelo HadCM3 apresenta aumentos de chuva na região Sudeste-Sul do Brasil e reduções de chuva na Amazônia norte e central, enquanto que todos os modelos apresentam diminuição de chuva na Amazônia em geral. A Figura 38 mostra que durante a primavera o modelo GFDL mostra anomalias positivas de chuva na Amazônia central e norte, mais intensa em B2 que em A2. Os outros modelos não mostram padrão algum de mudança significativa de chuva.

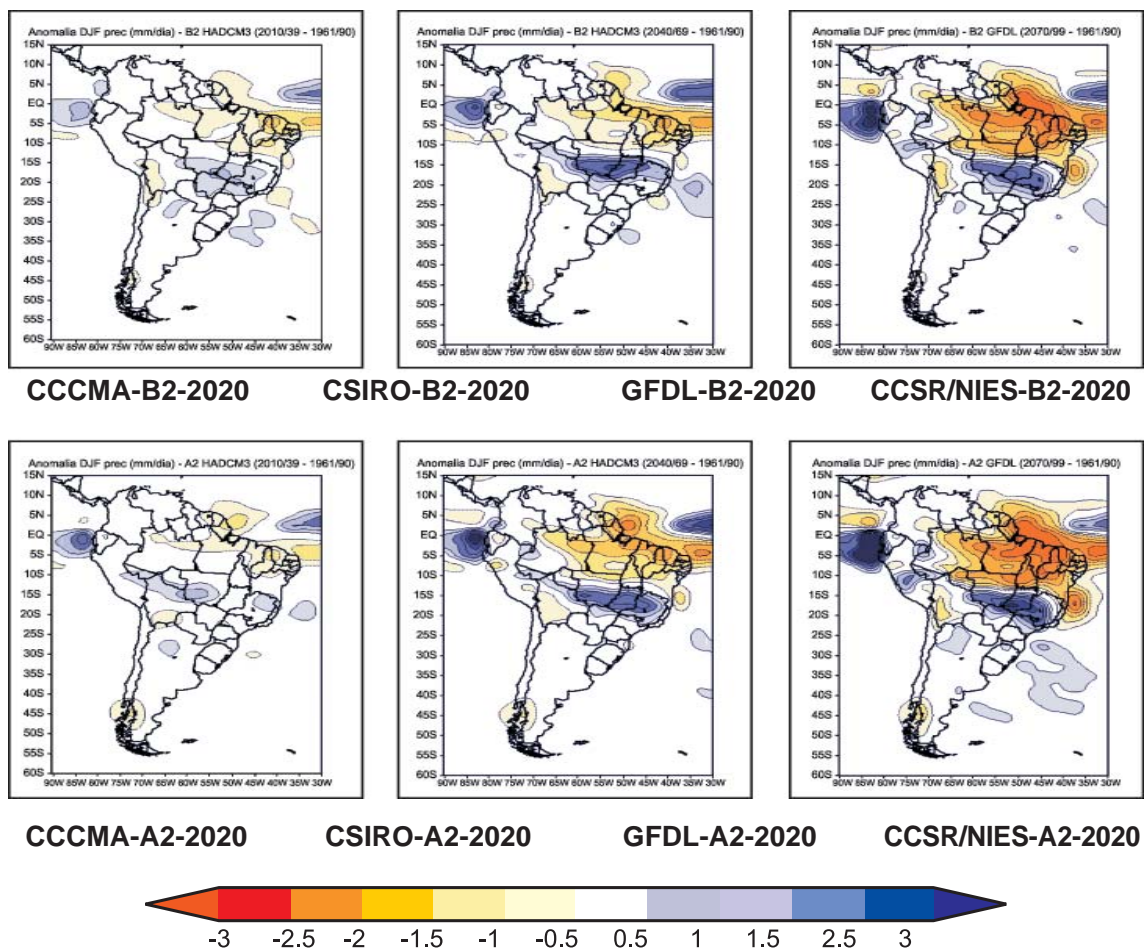


Figura 8. Projeções de anomalias de chuva para SON com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, CSIRO, GFDL e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para *time-slice* centrado em 2020.

As diferenças nos campos de precipitação nos *time-slices* em 2020, 2050 e 2080 do modelo HadCM3 são apresentadas na **Figura 8** durante o verão DJF. Observa-se que para os dois cenários existe diminuição de chuva na Amazônia e Nordeste e aumento de chuva no Sudeste do Brasil e no norte do Peru - Equador nos *time slices* centrados em 2050 e 2080. O modelo HadCM3 tem apresentado o chamado *Amazon die back* a partir do ano 2060, em que a diminuição de chuva na Amazônia é tanta que a vegetação reage e vira pastagem, enquanto

que na região Sul do Brasil, o aumento da chuva mantém uma região de floresta para este período (Cox *et al.* 2000, 2004).

O que se observa na **Figura 9** é que este cenário de seca na Amazônia é mais intenso no cenário A2, em 2080, comparado com B2. A Figura também mostra a posição de ZCIT sobre o Pacífico mais para o sul de sua posição atual, e no Atlântico Tropical norte a ZCIT aparece mais ao norte da sua posição climática, gerando secas na Amazônia, assim como também uma ZACS mais intensa. Este cenário produzido pelo HadCM3 poderia ser comparado àquele de um fenômeno El Niño, juntamente com aquecimento do Atlântico Norte, como o de *El Niño* 1998, com chuvas acima do normal no Norte do Peru, e uma ZCIT mais ao Norte que o normal, gerando secas na Amazônia e, especialmente, no Nordeste durante o outono MAM.

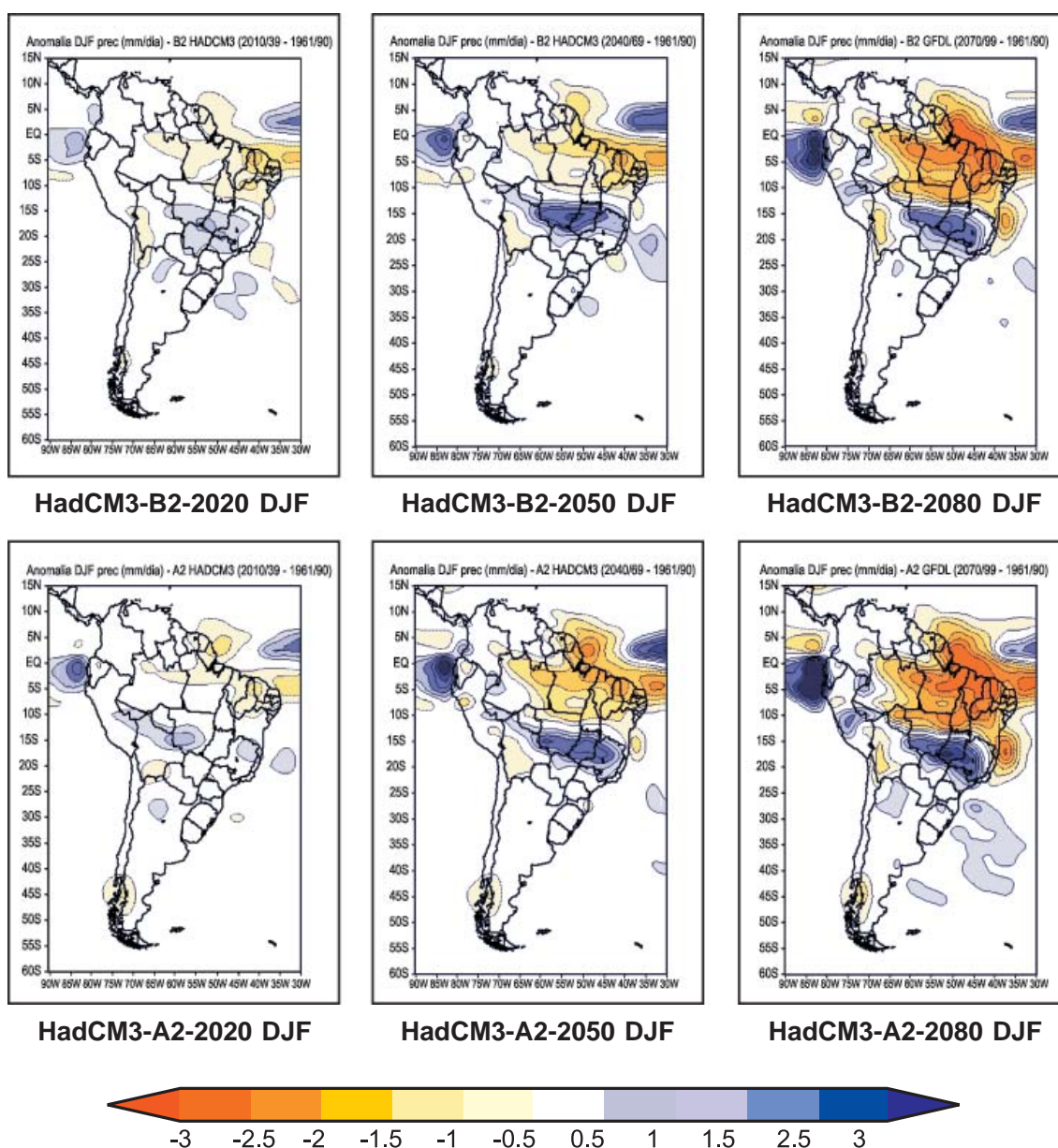


Figura 9. Projeções de anomalias de chuva para verão DJF com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. As previsões são do modelo HadCM3. Os *time-slices* são centrados em 2020, 2050 e 2080 e os cenários são A2 e B2.

No clima do presente, o máximo da estação chuvosa na Amazônia central e na região Nordeste acontece em MAM. As **Figuras 10 e 11** mostram uma composição de anomalias de chuvas de quatro modelos para A2 e B2, para os *time slices* centrados em 2050 e 2080. O modelo CSIRO não é apresentado. As diferenças mais notáveis são entre os modelos GFDL e HadCM3, mostrando o modelo GFDL anomalias positivas intensas de chuva no Nordeste e Amazônia, e o modelo de HadCM3 apresenta secas no Nordeste e reduções de chuva na Amazônia do Norte e também chuva abundante na costa do Peru e Equador. As anomalias parecem ser ligeiramente mais intensas no cenário A2, e no *time slice* de 2080 em relação a 2050.

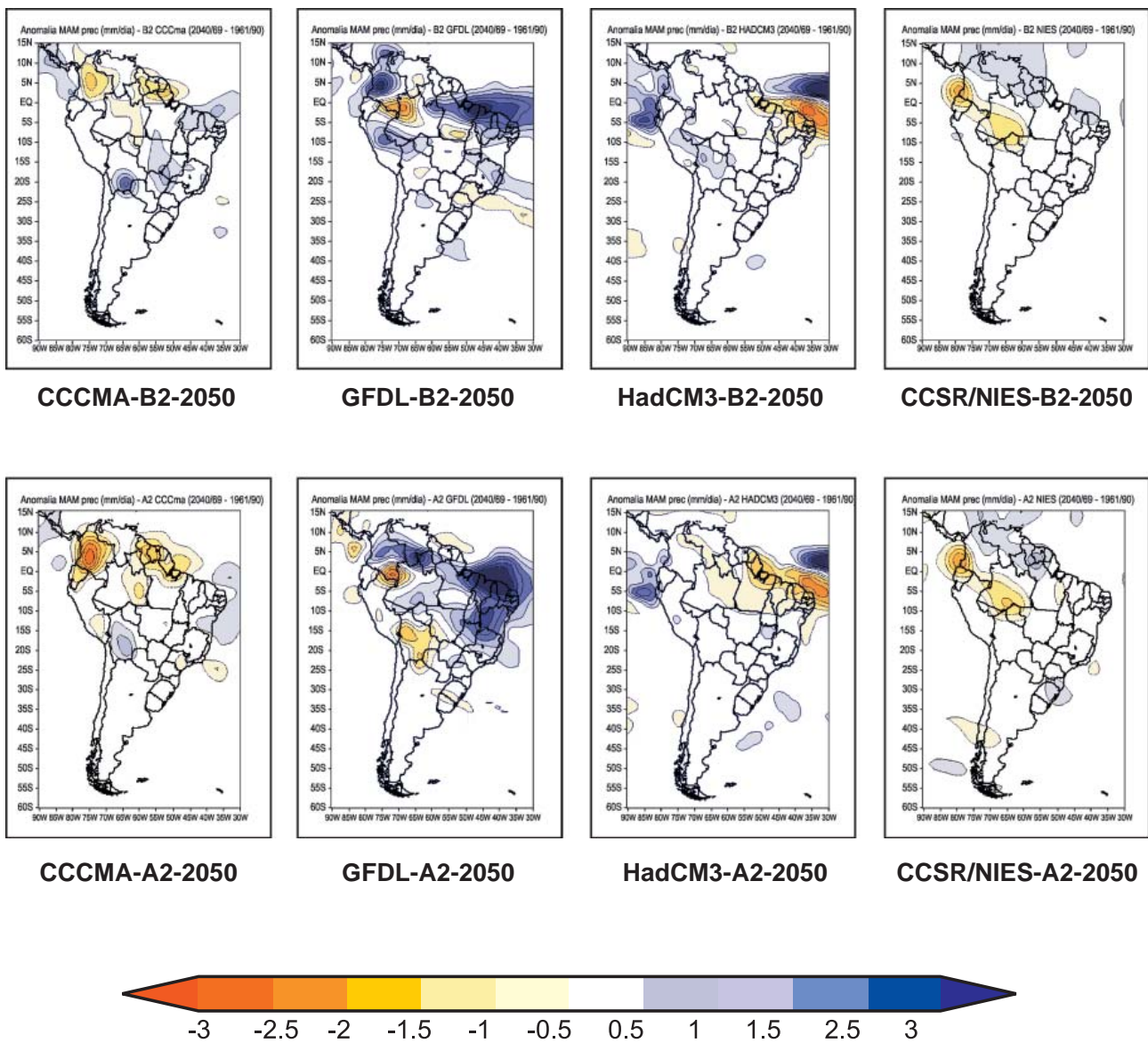


Figura 10. Projeções de anomalias de chuva para DJF com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para *time-slice* centrado em 2050.

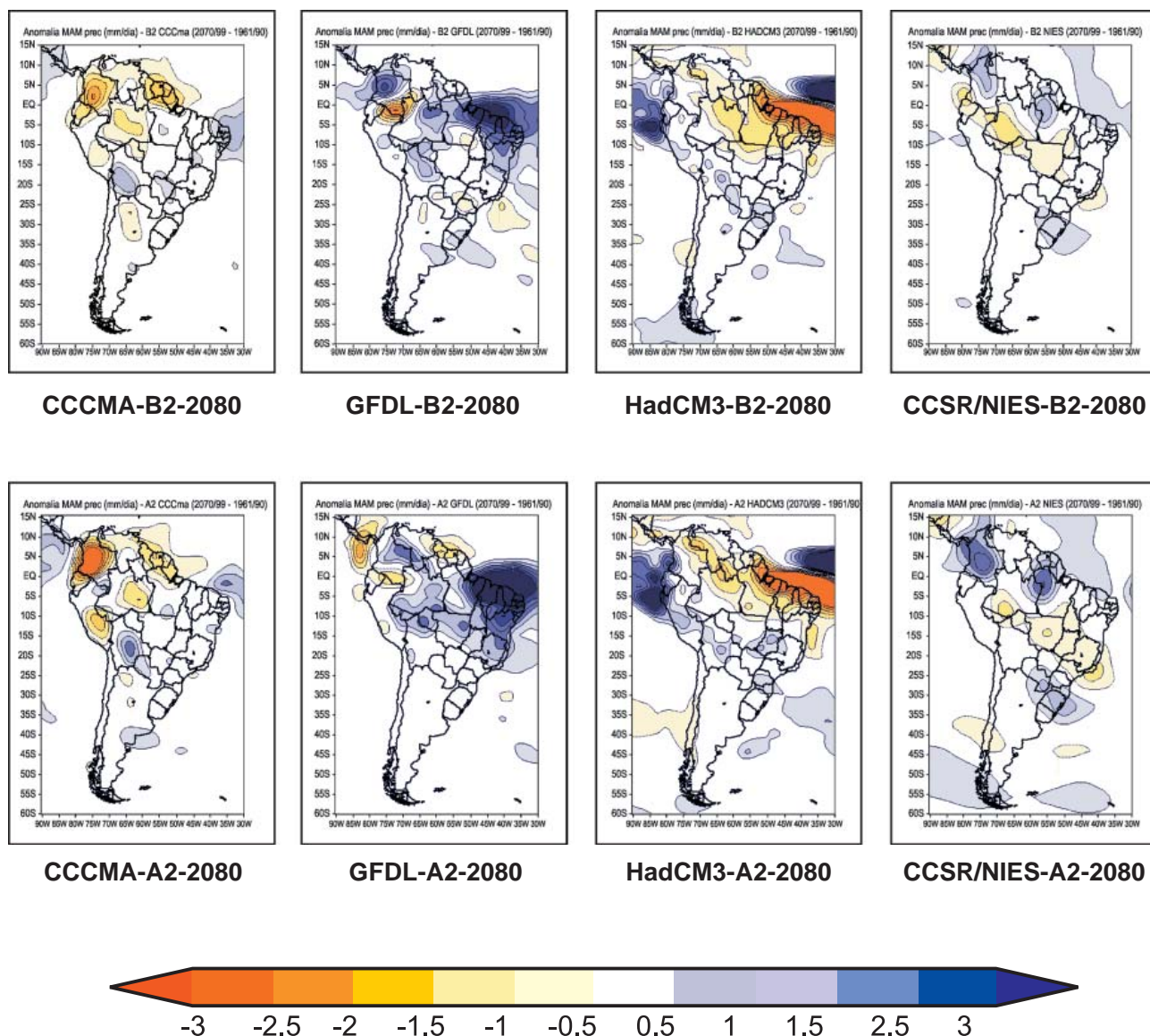


Figura 11. Projeções de anomalias de chuva para MAM com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para *time-slice* centrado em 2080.

A **Figura 12** mostra uma composição similar às das Figuras 10 e 11, mas para o inverno JJA. Os modelos GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES apresentam a ZCIT situada na posição próxima a 5°N sobre o Atlântico Tropical norte e entre o Equador e 5°N no Pacífico do leste até o oeste da Colômbia. As anomalias positivas de chuva cobrem até o Norte do Peru nos cenários A2 e B2 do HadCM3. As anomalias negativas de chuva no Norte da América do Sul e positivas entre 5-10°N no Atlântico sugerem ainda que a ZCIT esteja mais ao Norte e que aparece mais enfraquecida sobre o continente em comparação com o Atlântico Tropical norte. Estas anomalias negativas de chuva na Amazônia não aparecem nos modelos GFDL, e CCSR/NIES, enquanto estes dois modelos e o modelo HadCM3 apresentam, ainda que com intensidade diferente, as chuvas acima do normal no Atlântico Tropical norte. As anomalias são mais intensas no cenário A2.

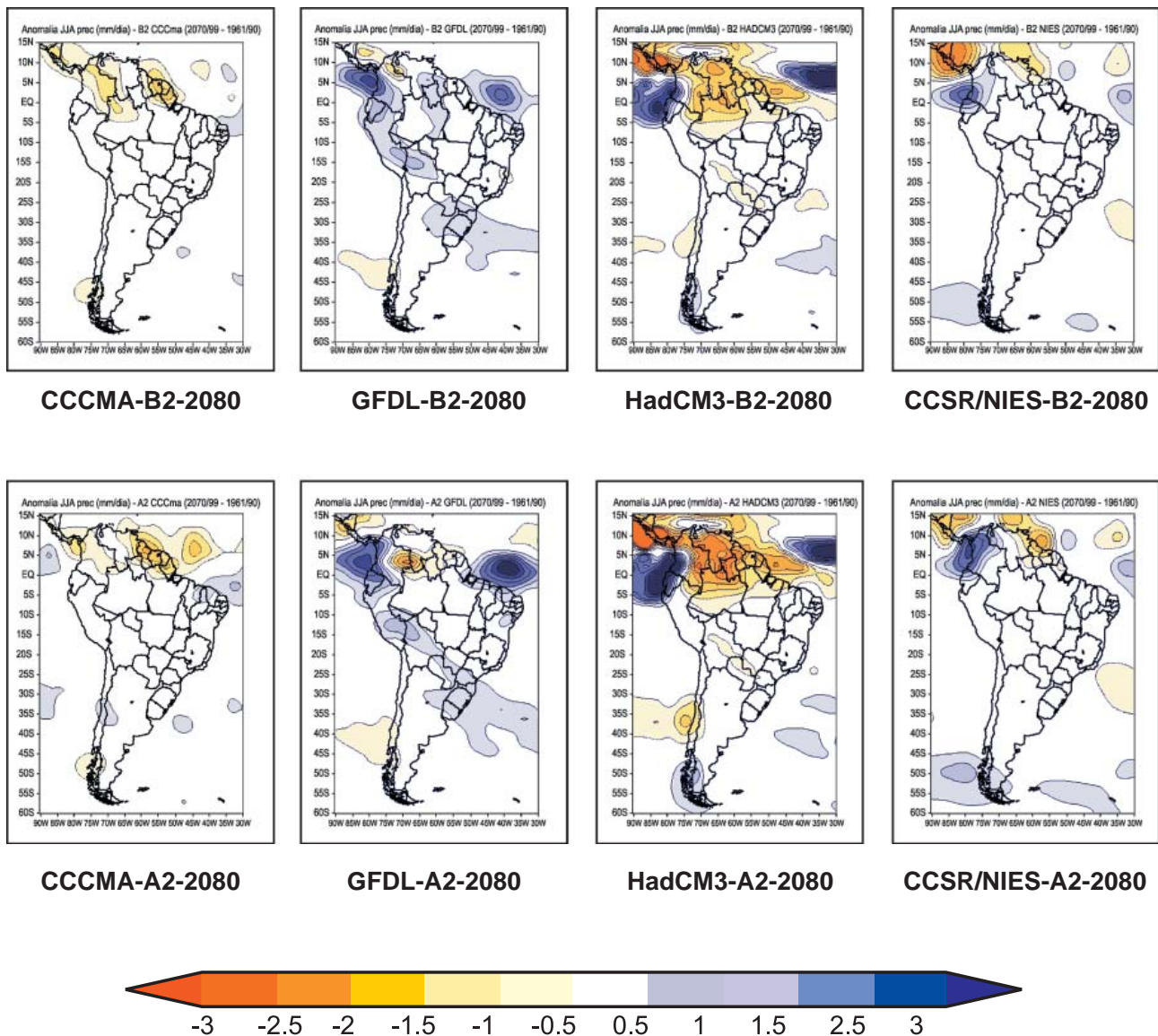


Figura 12. Projeções de anomalias de chuva para JJA com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para *time-slice* centrado em 2080.

A **Figura 13** apresenta as anomalias de chuva para o período de 2080, durante a primavera SON, e os modelos GFDL e HadCM3 apresentam anomalias positivas de chuva na parte alta e média da bacia do Prata, sendo mais intensas no cenário A2 no HadCM3. Porém, o HadCM3 mostra anomalias negativas de chuva na Amazônia Central e Sul e na região da monção da América do Sul. Enquanto que o modelo de GFDL mostra anomalias positivas e maiores em A2. O início da estação chuvosa na Amazônia do Sul e no Sudeste do Brasil acontece nesta época do ano, (SON) e as anomalias negativas de chuva na Amazônia do HadCM3 sugerem que a estação chuvosa pode começar mais tarde que o normal nesta região, para os cenários A2 e B2 no período 2071-2100.

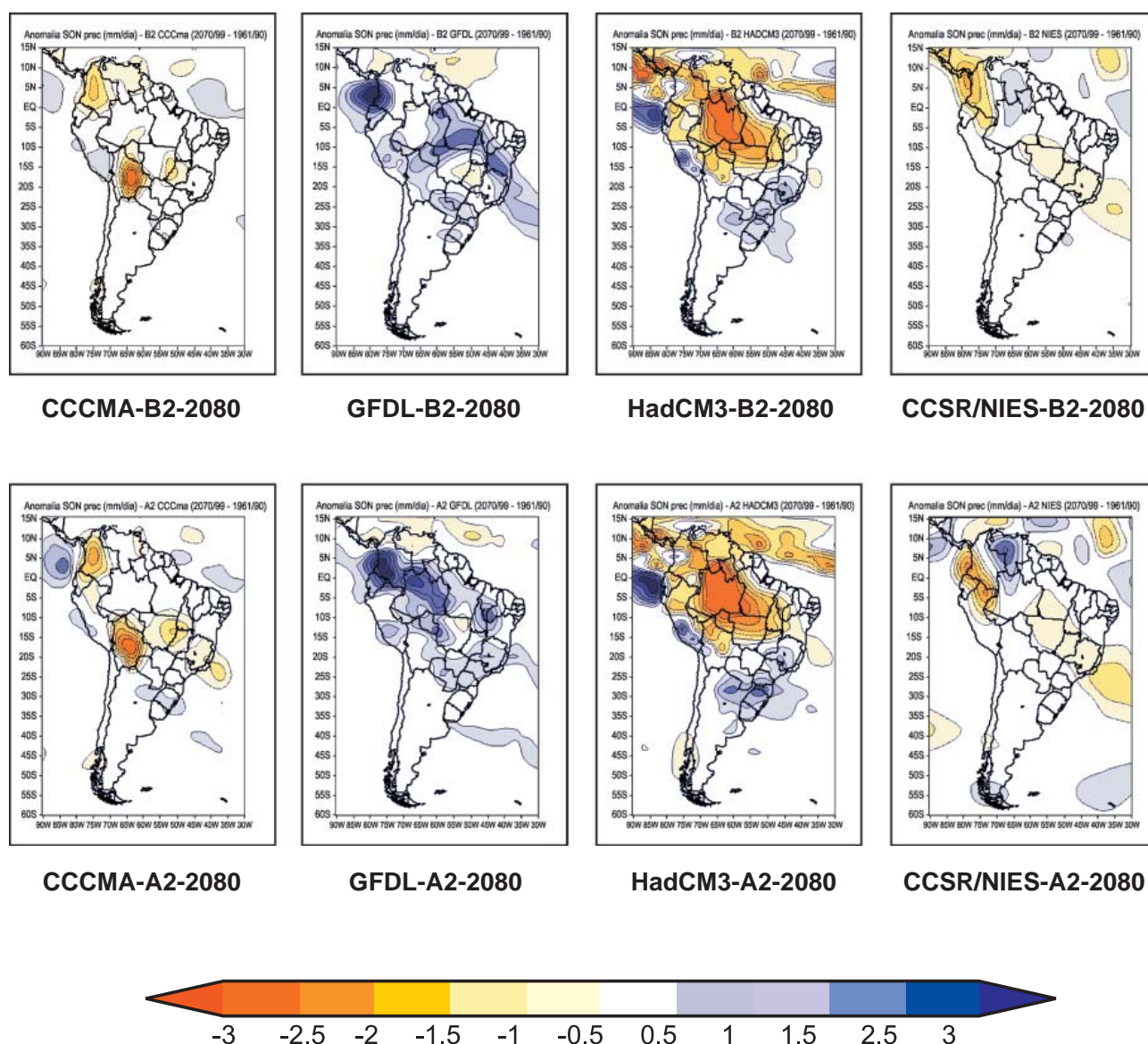


Figura 13. Projeções de anomalias de chuva para SON com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para *time-slice* centrado em 2080.

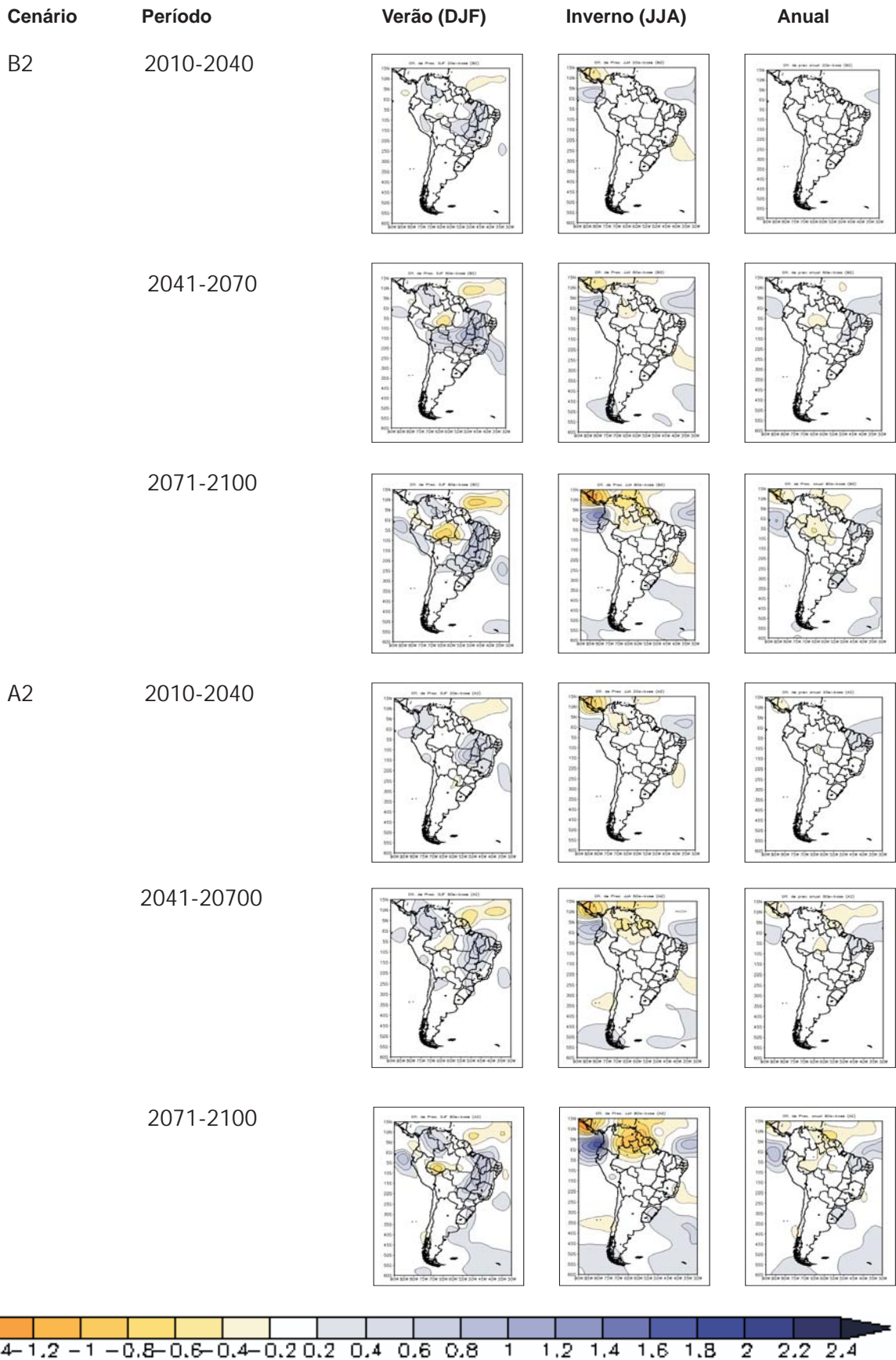


Figura 14. Média sazonal de verão (DJF), inverno (JJA) e anual dos 5 AGCMs para anomalias de precipitação dos cenários A2 e B2, dos períodos 2010-2040, 2041-2070 e 2071-2100. As unidades estão em mm/dia.

A **Figura 14** mostra uma média dos cinco AGCMs para anomalias de precipitação dos cenários A2 e B2, dos períodos 2010-2040, 2041-2070 e 2071-2100. Considerando os cenários e o viés de cada modelo para o clima do presente, mostrados no **Anexo A**, e as anomalias de chuva, já apresentadas, pode se observar que nos modelos, três deles apresentam comportamento similar em anomalias de chuva em nível anual e sazonal (CCCMA, NIES/CCSR, e CSIRO). Enquanto o GFDL possui um grande viés positivo na região tropical, desde o leste da Amazônia até o nordeste e o leste dos Andes, o modelo HadCM3 apresenta um viés negativo intenso na mesma região durante DJF e MAM. Este viés é muito positivo/negativo do GFDL/HadCM3, no Norte da Amazônia, durante JJA e na parte central da Amazônia durante SON. A média dos modelos, então, apresenta uma grande variabilidade entre si, podendo os mapas médios apresentar graus de incerteza. Na Amazônia central, os mapas apresentam para DJF anomalias negativas de chuva que são maiores em 2071-2100 comparados com 2010-2040. Enquanto regiões como Nordeste, Sudeste e Sul do Brasil apresentam anomalias de chuva acima do normal, nos dois cenários A2 e B2. No inverno JJA os cenários de 2071-2100 para o norte da Amazônia e da América do Sul apresentam chuvas menores que o normal.

2.2 Temperaturas do ar

As **Figuras 15 e 16** mostram as projeções de anomalias de temperatura do modelo HadCM3 para DJF, MAM, JJA e SON dos cenários A2 e B2, para o *time-slice* centrado em 2020. Observa-se que todos os cenários mostram aquecimento na Amazônia, ainda que em diferentes magnitudes. O aquecimento é maior na região tropical nos dois cenários durante SON e DJF, na ordem de 2oC, e até 3oC em DJF no norte da Amazônia no cenário A2.

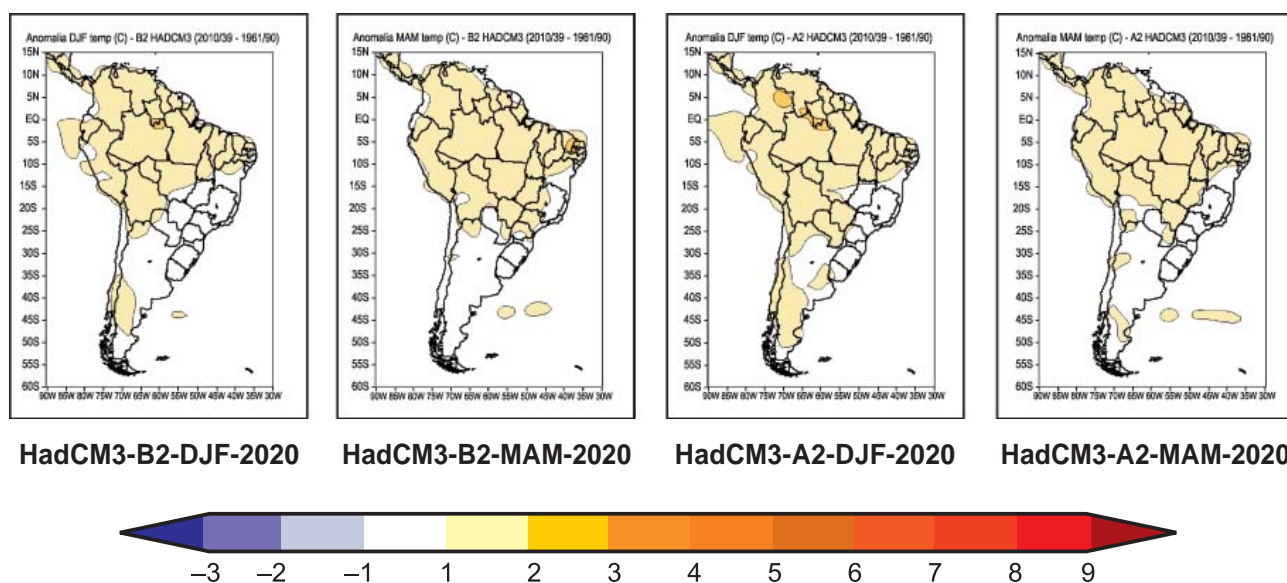


Figura 15. Projeções de anomalias de temperatura para DJF e MAM em relação ao período base 1961-90 para América do Sul, nos cenários A2 e B2 pelo modelo HadCM3. O *time-slice* é centrado em 2020.

Para JJA e SON, no mesmo *time slice* (**Figura 16**), o modelo HadCM3 mostra anomalias de tendências positivas, de 2°C, na região tropical para JJA e SON e na primavera, o HadCM3 mostra anomalias positivas até 3°C, na região da Amazônia central em B2, estendendo até a Venezuela e Paraguai em A2.

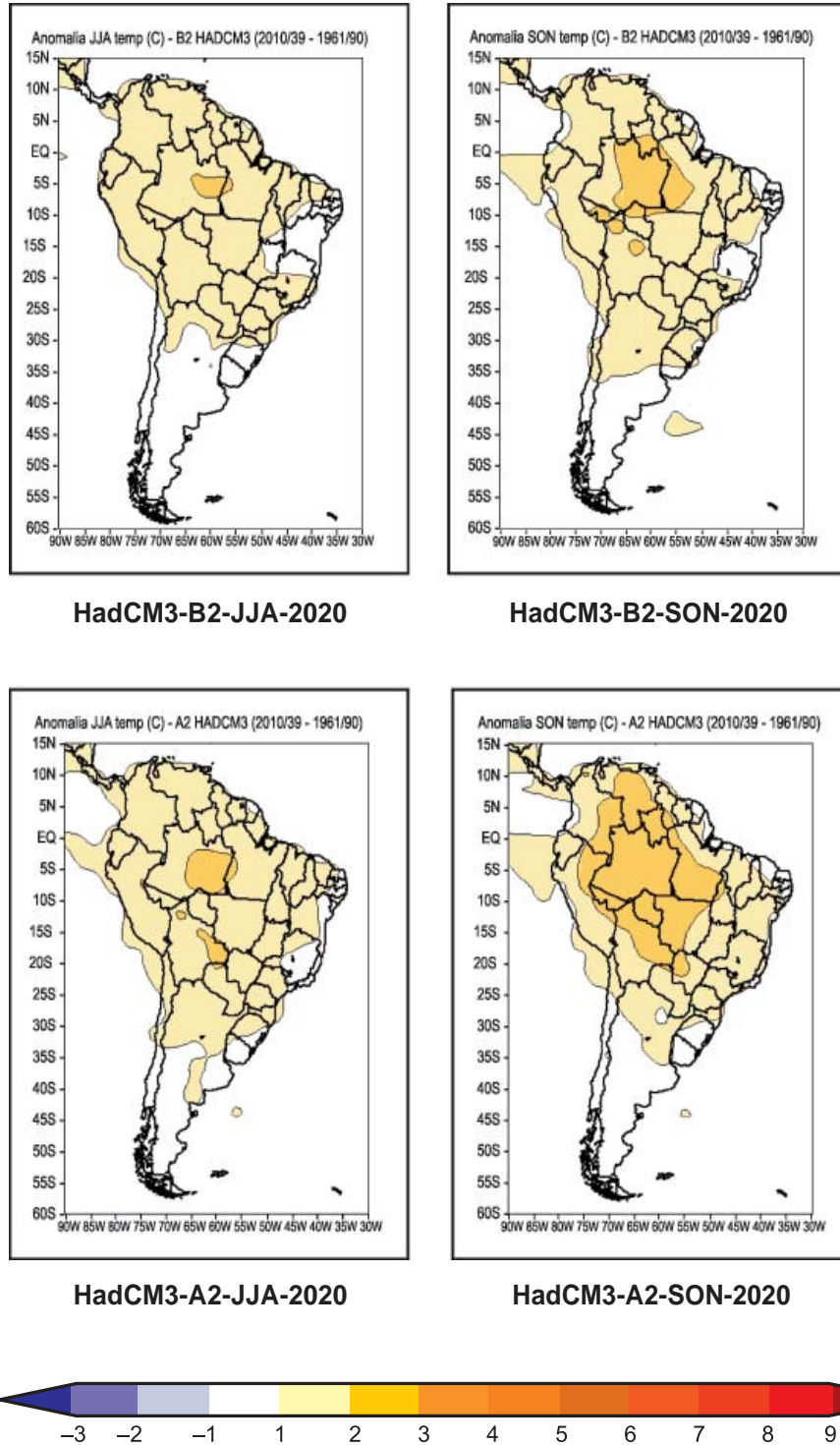


Figura 16. Projeções de anomalias de temperatura para JJA e SON em relação ao período base 1961-90 para América do Sul, nos cenários A2 e B2 pelo modelo HadCM3. O *time-slice* é centrado em 2020.

Em nível sazonal, a **Figura 17** mostra que durante a primavera, a região Amazônica apresenta um aquecimento de até 2°C em 2020, 5°C em 2050 e entre 8-9°C em 2080, sendo o aquecimento maior em A2, quando comparado a B2. No Sul e Sudeste do Brasil, o aquecimento chega a 2-3°C em 2050 e 3-5°C em 2080, comparado com 1-2°C em 2020. O aquecimento em 2020 é mais intenso na região tropical, enquanto que se estende para América do Sul em 2050 e 2080.

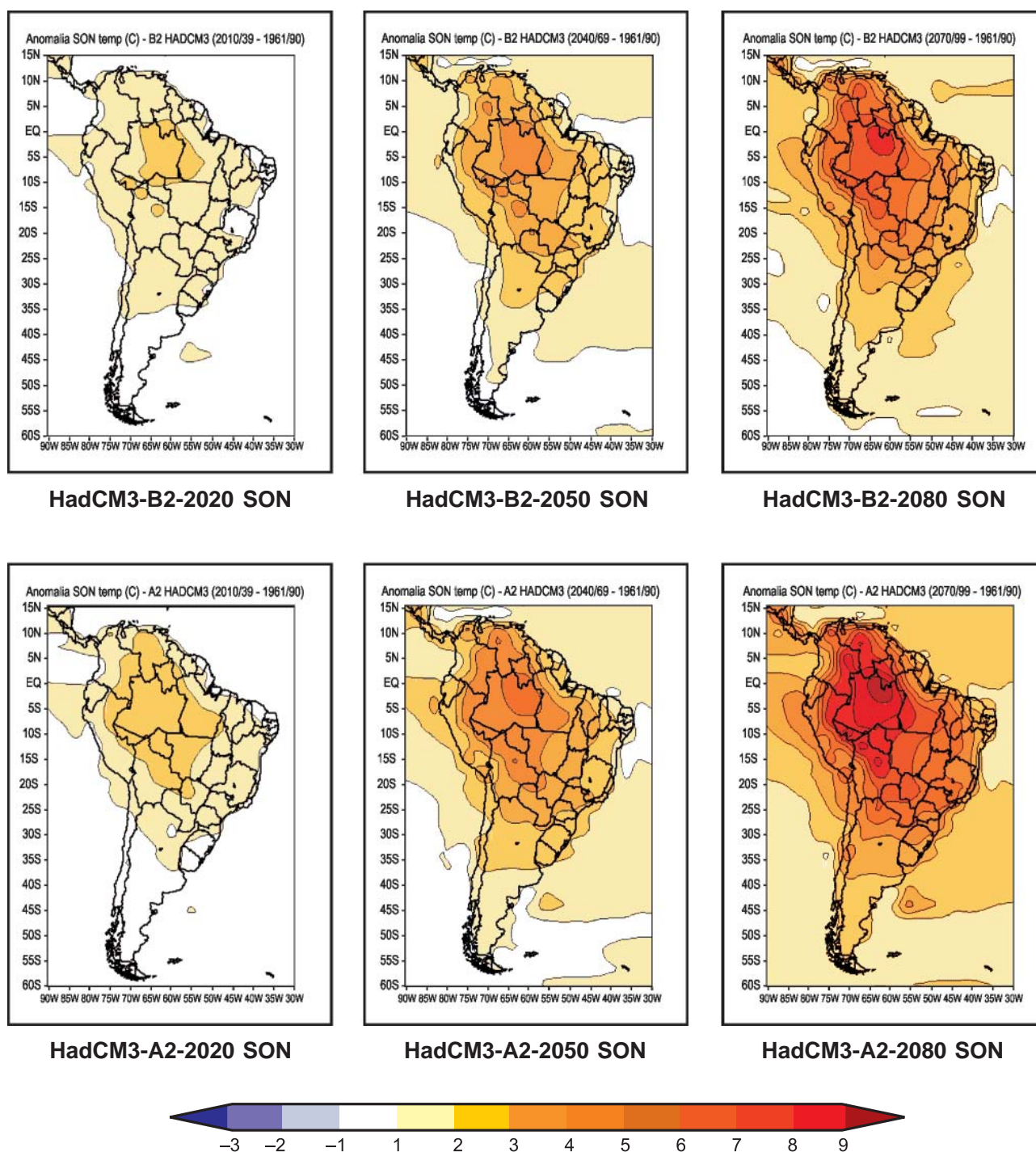


Figura 17. Projeções de anomalias de temperatura para SON em relação ao período base 1961-90 para América do Sul. As previsões são do modelo HadCM3. Os *time-slices* são em 2020, 2050 e 2080 dos cenários são A2 e B2.

A **Figura 18** mostra que, durante o verão DJF, o aquecimento é mais intenso na região tropical, especialmente na região Amazônia e Nordeste, chegando até 3-4°C em 2050 e 6-8°C em 2080, comparado com 1-2°C em 2020. Durante a primavera, a região Amazônica apresenta um aquecimento de até 2°C em 2020, 5°C em 2050 e 8-9°C em 2080, sendo que o aquecimento é maior em A2 comparado com B2. No Sul e Sudeste do Brasil, o aquecimento chega 2-3°C em 2050 e 3-5°C em 2080, comparado com 1-2°C em 2020. O aquecimento aparece mais intenso em MAM comparado a DJF.

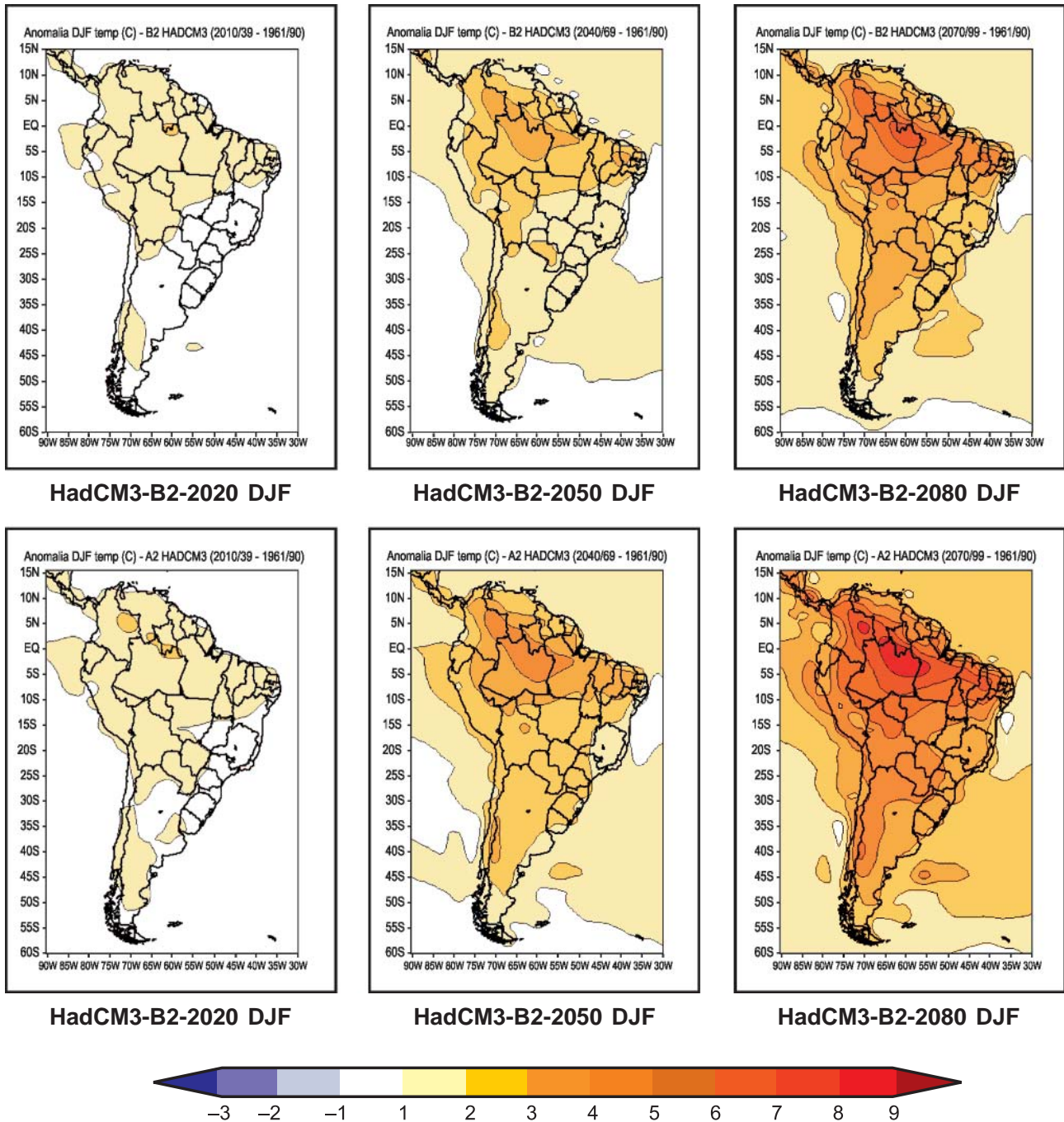


Figura 18. Projeções de anomalias de temperatura para DJF em relação ao período base 1961-90 para América do Sul. As previsões são do modelo HadCM3. Os *time-slices* são em 2020, 2050 e 2080 dos cenários A2 e B2.

Durante o inverno JJA, a **Figura 19** mostra que o aquecimento é mais intenso na região tropical e subtropical, chegando até 3-4°C no Sudeste do Brasil e 6-8°C na Amazônia em 2080. O aquecimento parece ser mais intenso na primavera e no inverno, comparado ao verão em termos de intensidade e extensão geográfica. Em 2020 e aquecimento chega até 2°C no Brasil, e até 3-5°C na Amazônia e no Sudeste, em 2050.

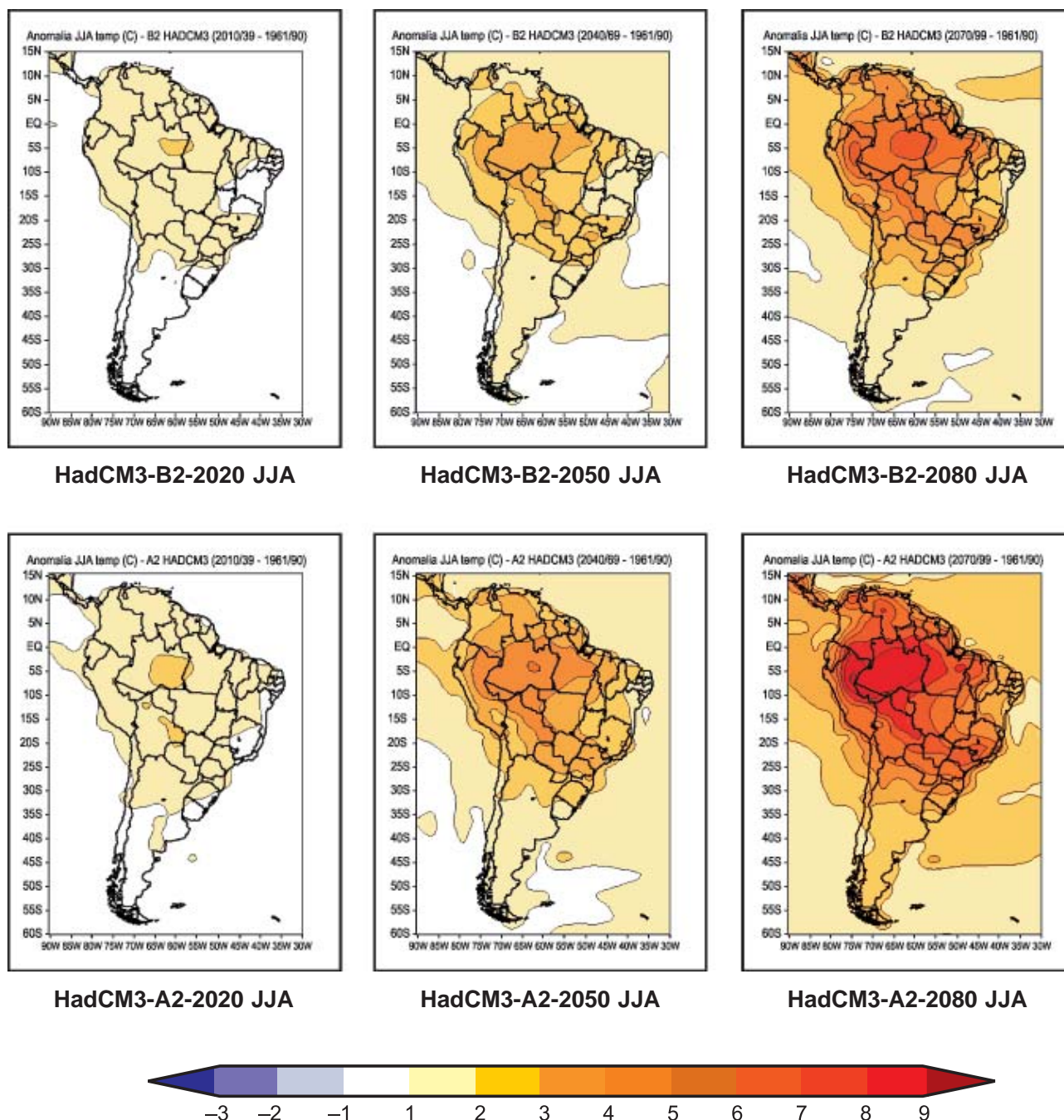


Figura 19. Projeções de anomalias de temperatura para JJA em relação ao período base 1961-90 para América do Sul. As previsões são do modelo HadCM3. Os *time-slices* são em 2020, 2050 e 2080 dos cenários A2 e B2.

As **Figuras de 19 a 22** apresentam projeções de anomalias de temperatura do ar geradas pelos modelos CCCMA, CSIRO, GFDL, CCSR/NIES durante o verão DJF, e nos *time slices* centrados em 2020, 2050 e 2080, cenários A2 e B2. Em 2020, os modelos CCCMA, CSIRO e GFDL apresentam aquecimento na América do Sul subtropical 20S (1-2°C), enquanto que o CCSR/NIES apresenta aquecimento na região tropical (**Figura 20**).

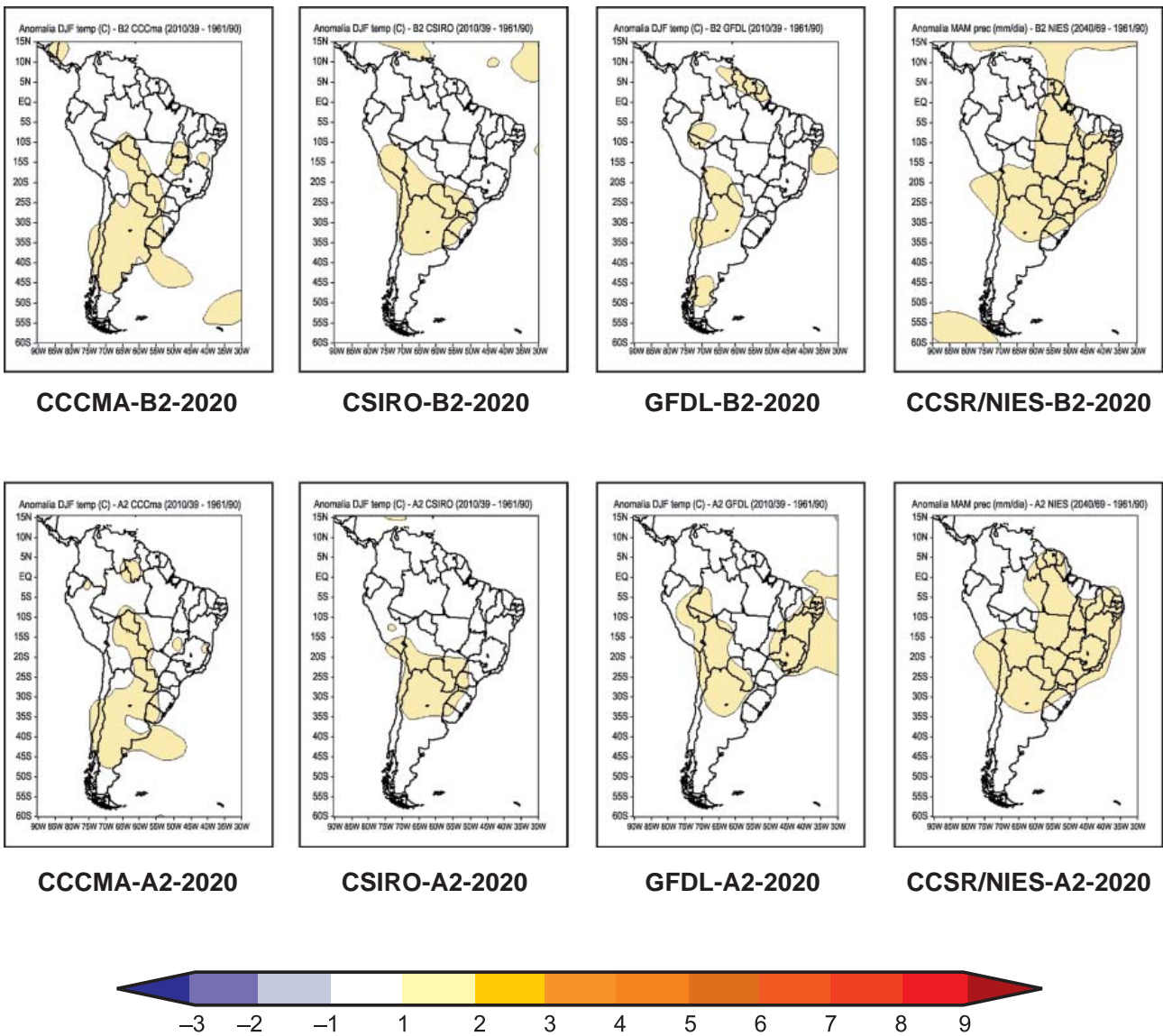


Figura 20. Projeções de anomalias de temperatura para DJF com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para *time-slice* centrado em 2020.

Em 2050 (**Figura 21**), o aquecimento observado em toda a América do Sul é de 1°C, chegando até 2°C na região subtropical da América do Sul, segundo os modelos CCCMA, CSIRO e CCSR/NIES no cenário B2. Em A2, o aquecimento chega a 3°C no Sudeste do Brasil em CCSR/NIES.

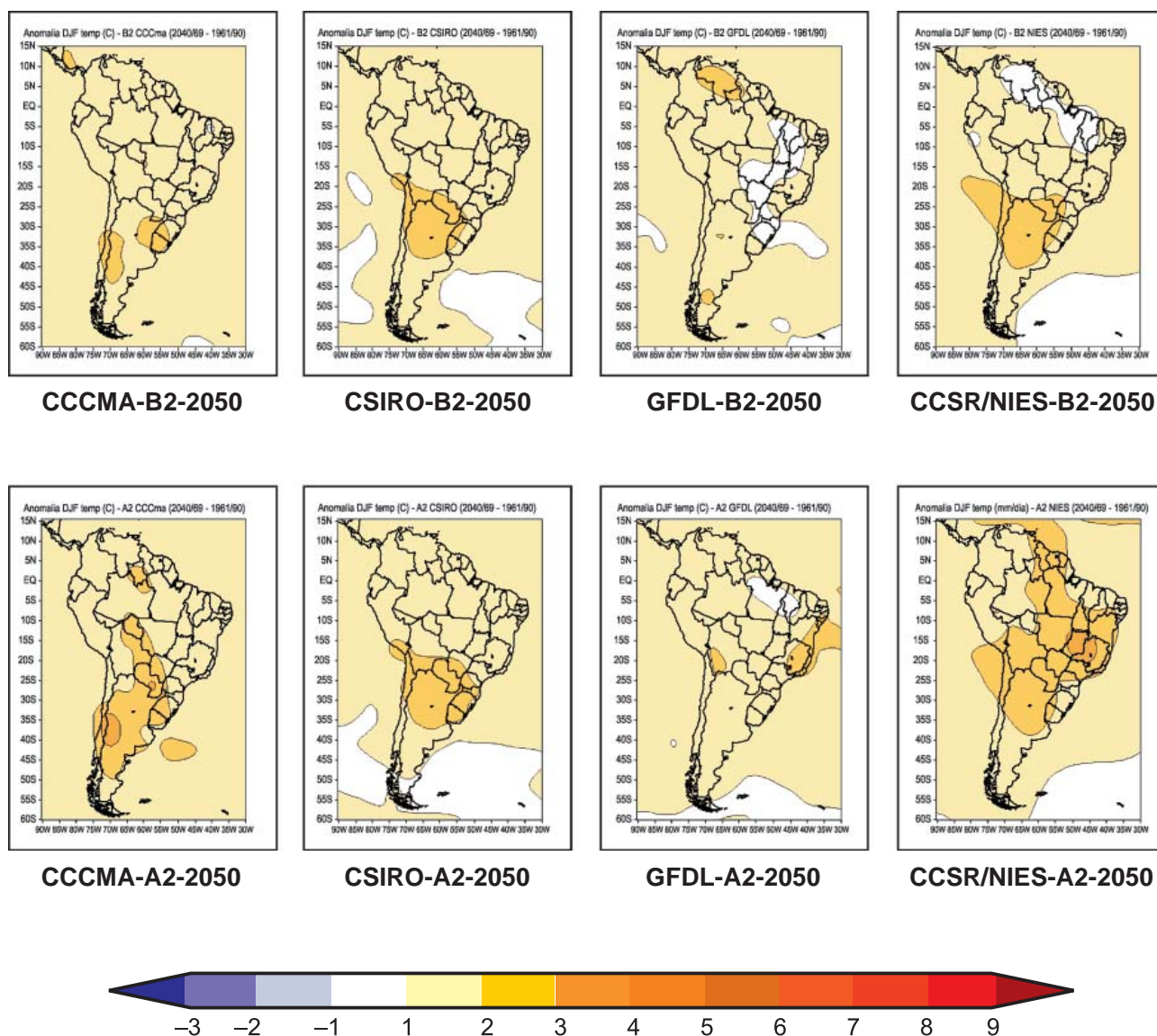


Figura 21. Projeções de anomalias de temperatura para DJF com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para *time-slice* centrado em 2050.

Em 2080 (**Figura 22**), durante o verão DJF, o aquecimento é maior na região subtropical da América do Sul (até 2°C) em todos os modelos no cenário B2. Enquanto que no cenário A2, observado em toda a América do Sul, é de 1°C, chegando até 2°C na região subtropical da América do Sul, segundo os modelos CCCMA, CSIRO e CCSR/NIES no cenário B2. Em A2, ao sul da latitude de 20 S, o aquecimento chega até 3-4°C para os modelos CCCMA, CSIRO, podendo chegar até 6 - 8°C no sudeste do Brasil e norte da Argentina, no modelo CCRS/NIES.

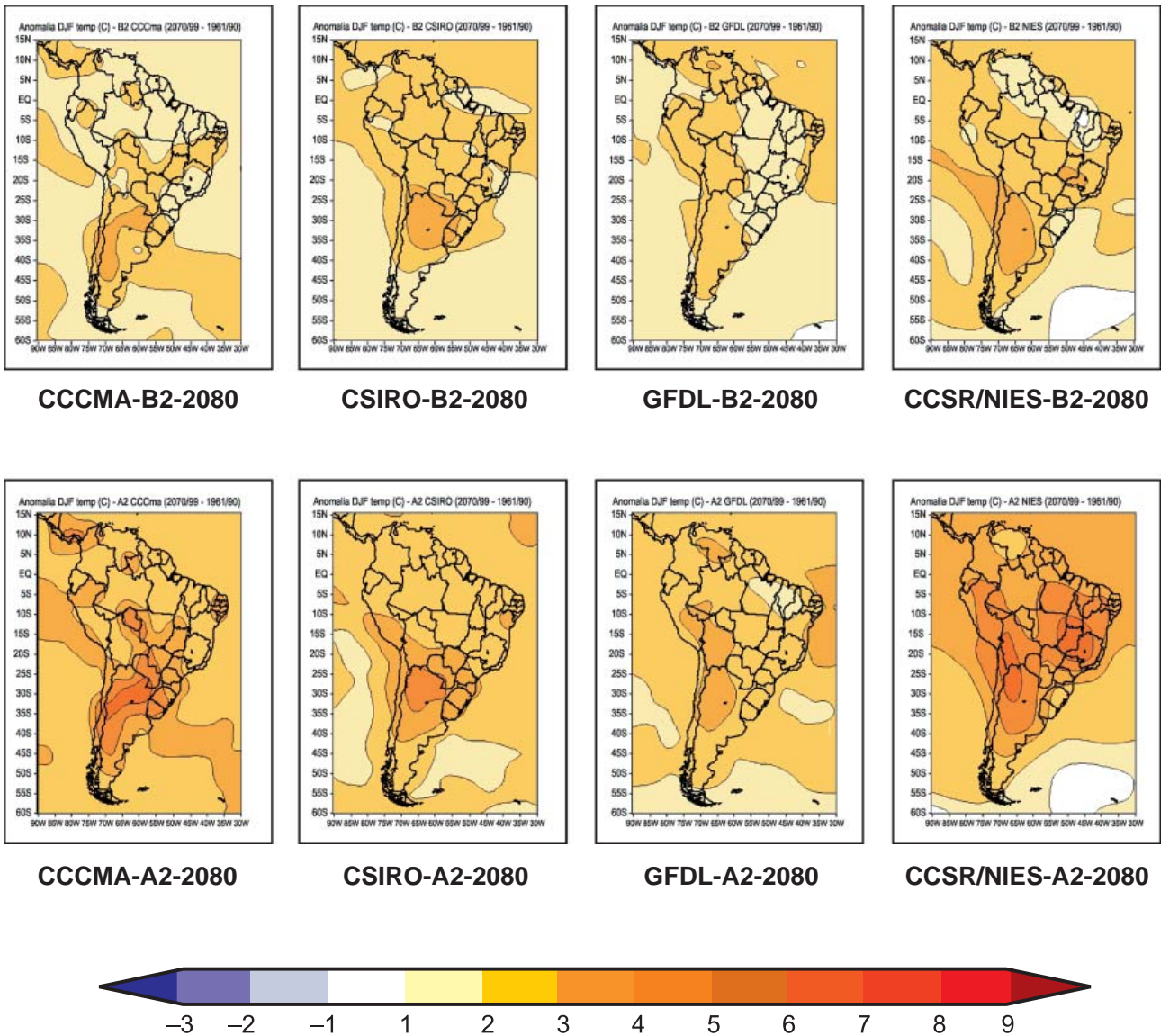


Figura 22. Projeções de anomalias de temperatura para DJF com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para *time-slice* centrado em 2080.

As **Figuras de 23 a 25** apresentam projeções de anomalias de temperatura do ar geradas pelos modelos CCCMA, CSIRO, GFDL, CCSR/NIES durante o inverno JJA, e nos *time slices* centrados em 2020, 2050 e 2080, cenários A2 e B2. Todos os modelos mostram aquecimento nos *time slices* centrados em 2020, 2050 e 2080. O maior aquecimento na América do Sul é simulado pelo modelo CCSR/NEIS, chegando a 3-4°C na região tropical nos cenários A2 e B2 em 2050 e até 7-8°C na Amazônia no cenário A2 e 4-6°C no cenário B2.

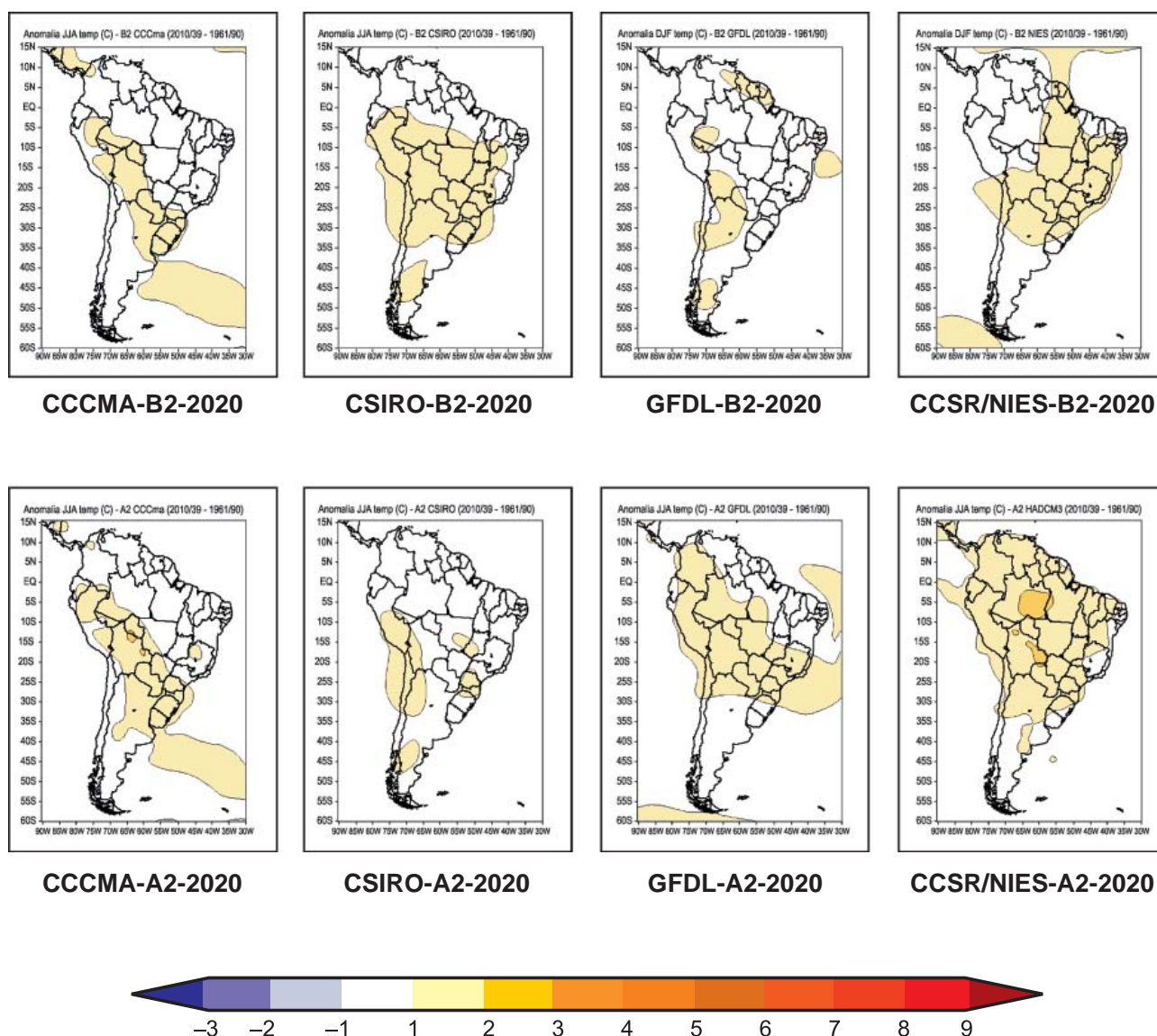


Figura 23. Projeções de anomalias de temperatura para JJA com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para *time-slice* centrado em 2020.

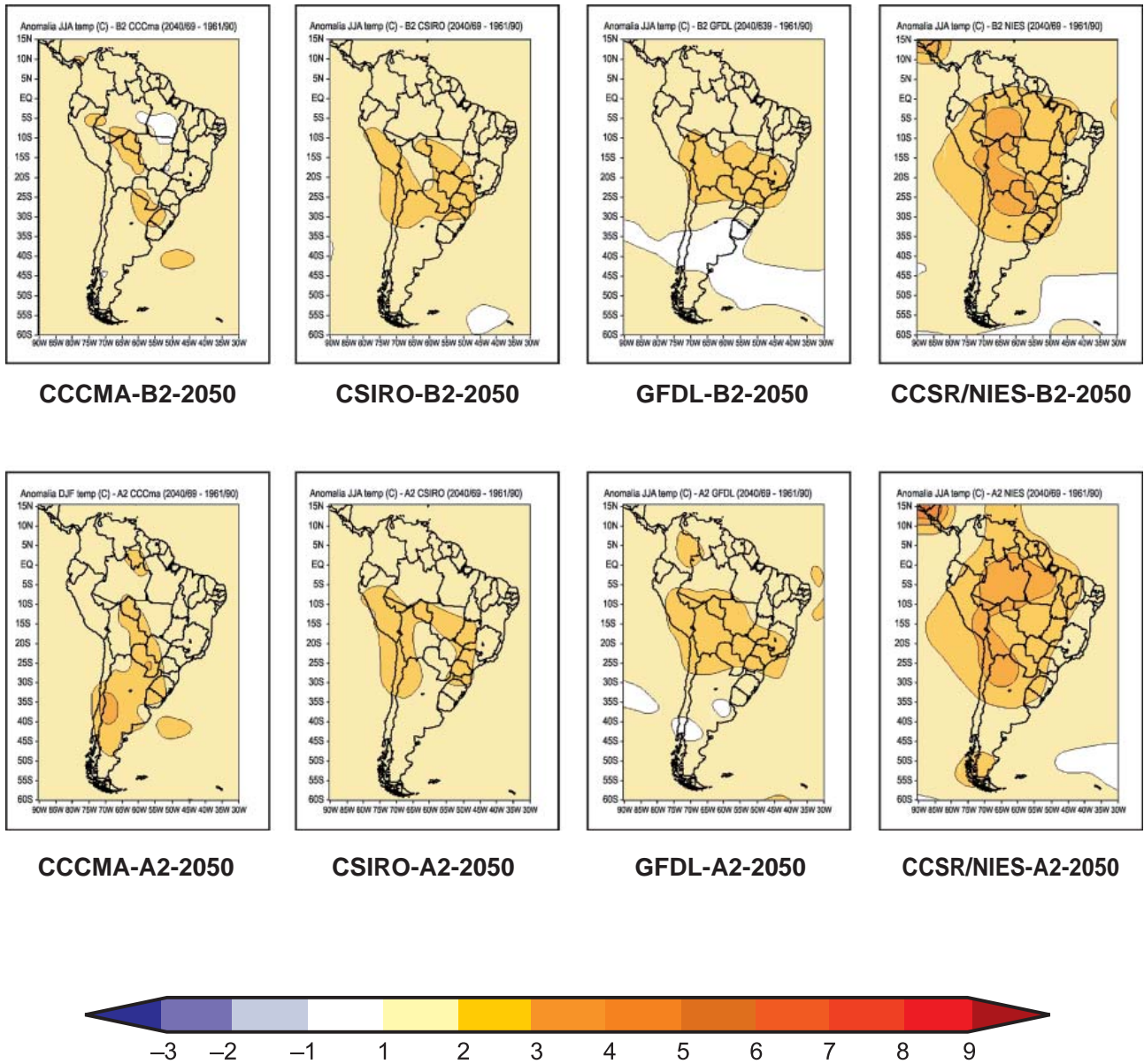


Figura 24. Projeções de anomalias de temperatura para JJA com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para *time-slice* centrado em 2050.

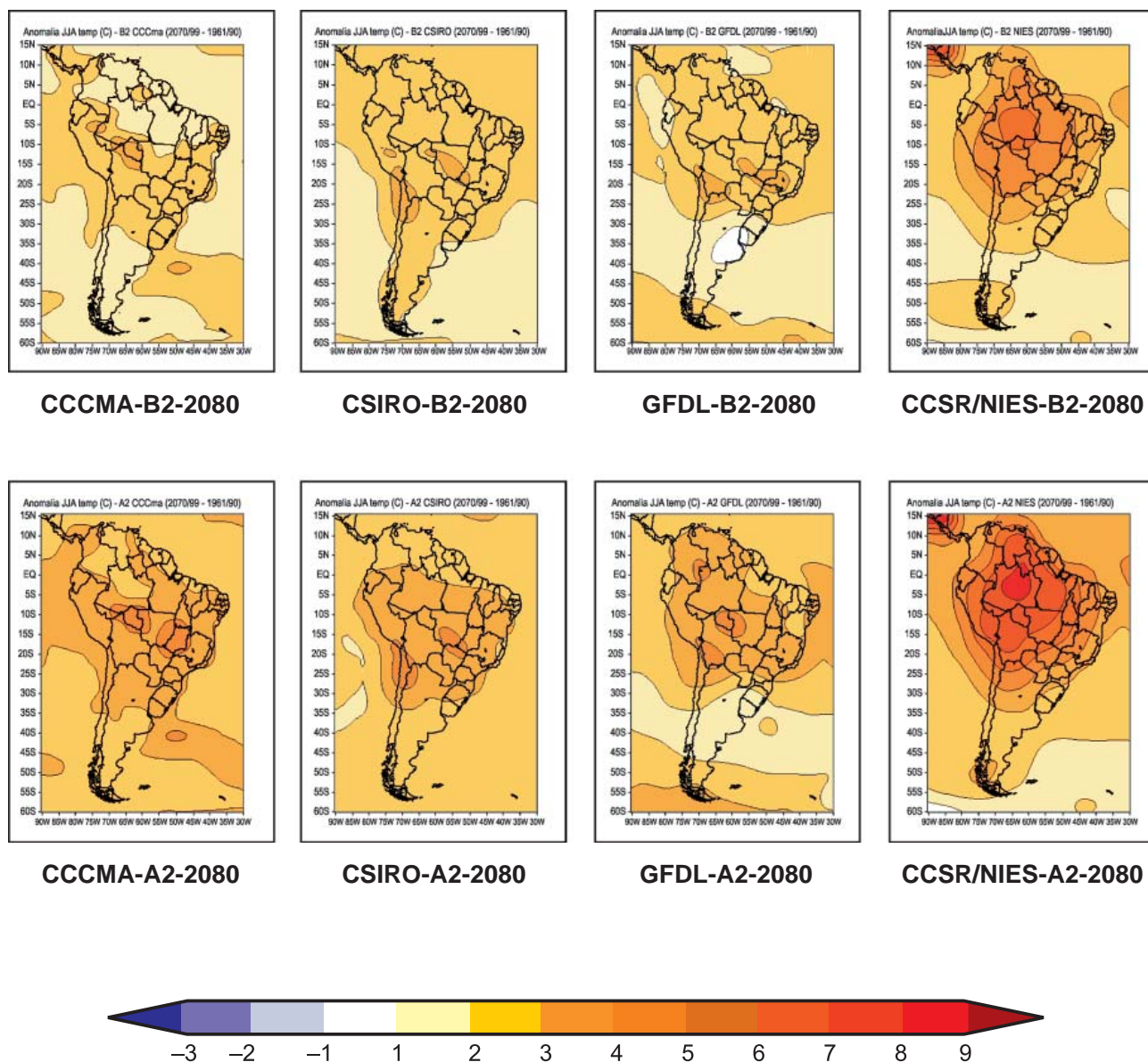


Figura 25. Projeções de anomalias de temperatura para JJA com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para *time-slice* centrado em 2080.

A **Figura 26** mostra uma média dos cinco AGCMs para anomalias de temperatura do ar nos cenários A2 e B2, nos períodos 2010-2040, 2041-2070 e 2071-2100. A diferença dos mapas com o composto de anomalias de precipitação dos modelos de IPCC e o composto de anomalias de temperatura do ar sugere um maior aquecimento durante o inverno, especialmente no cenário A2 para o período de 2071-2100. A região que aquece mais é a Amazônia, chegando até 3°C mais quente no inverno, no cenário B2 período 2071-2100, e até 5°C mais quente no inverno no cenário A2, no mesmo período.

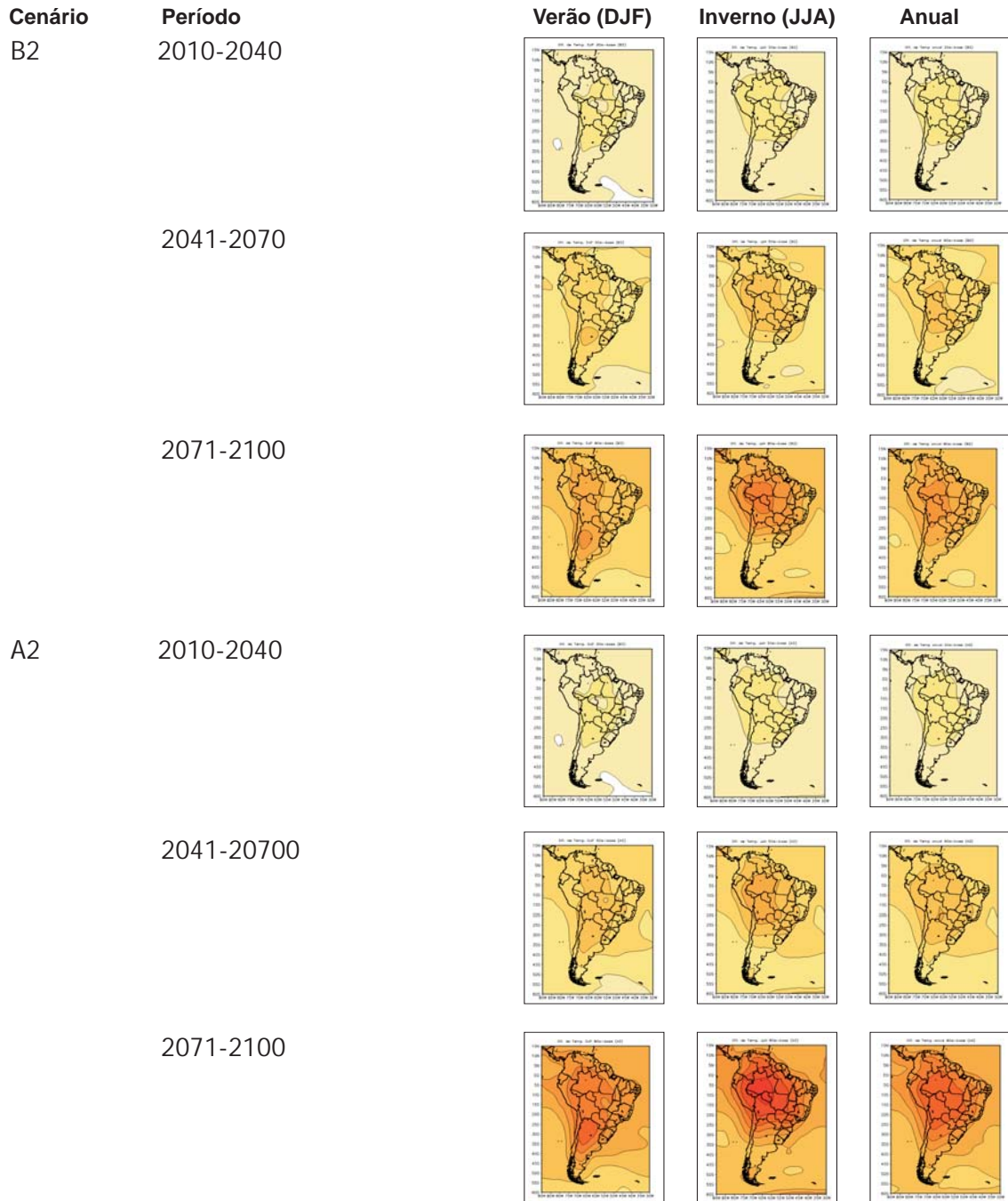


Figura 26. Média sazonal de verão (DJF), inverno (JJA) e anual dos cinco AGCMs para anomalias de temperatura do ar nos cenários A2 e B2, nos períodos 2010-2040, 2041-2070 e 2071-2100. As unidades estão em °C.

As projeções de chuva e temperatura do ar, pelos diferentes modelos, individualmente ou pelo composto de modelos, apresentam diferenças nos cenários futuros de chuva para América do Sul, mostrando às vezes anomalias de sinais opostos, especialmente nos modelos GFDL e HadCM3. Em relação à temperatura, os diferentes modelos mostram aquecimento na América do Sul, o que tende a ser sempre maior no cenário A2 se comparado com o cenário B2. As anomalias mais intensas de chuva aparecem nas simulações dos modelos HadCM3, GFDL e CCSR/NIES. Em DJF, os modelos HadCM3, CCSR/NIES mostram anomalias positivas de chuva, que podem ser indicadores de intensificação da ZCAS sobre o Sudeste do Brasil, estendendo-se até o oceano Atlântico, enquanto que o modelo GFDL mostra uma ZCAS mais continental. O modelo HadCM3 gera anomalias negativas de chuva no norte do Nordeste e Amazônia durante a estação chuvosa MAM, enquanto apresenta anomalias positivas de chuva mais intensas na costa do Peru - Equador, e no Sul do Brasil, similares ao padrão observado de anomalias de chuva durante anos de *El Niño* intensos. De fato, o modelo HadCM3 apresenta uma variabilidade interanual grande e simula eventos *El Niño* mais intensos. No Atlântico Tropical, este modelo mostra a ZCIT mais ao norte e mais próximo ao Equador no Pacífico Tropical do Leste, consistente com secas no Nordeste. As anomalias se intensificam em 2050 e 2080. O modelo GFDL mostra anomalias positivas de chuva no nordeste (substituir por Nordeste) e Sudeste do Brasil, e centro-leste da Amazônia, em contraste com o HadCM3. Os modelos CCSR/NIES, HadCM3 e GFD apresentam anomalias de chuva positivas no Sul do Brasil, especialmente em 2050 e 2080 no cenário A2.

As anomalias positivas de chuva no Sul do Brasil nos vários modelos para 2080, especialmente no cenário A2, poderiam ser explicadas pelo aumento da convergência nesta região. Todos os modelos apresentam aquecimento que chegam a 2°C no ano 2020 e até 6°C em 2080, especialmente na América do Sul subtropical. Os modelos de HadCM3 e CCSR/NIES nos três *time slices* e dois cenários apresentam aquecimento maior na região tropical, chegando até 6-8°C na Amazônia em 2080, que já apresenta uma redução na chuva de até 3-4mm dia⁻¹. É difícil estabelecer mudanças nos sistemas de circulação (intensidade dos ventos alísios do Atlântico tropical, do jato de baixos níveis, da intensidade e frequência de frentes do Sul ou na bacia do Chaco-Noroeste Argentina e anticiclones subtropicais do Pacífico e Atlântico), que podem explicar aumento da chuva no Sul, nos cenários de 2080. Uma possível explicação seria que o maior aquecimento no continente, em comparação aos oceanos adjacentes, altera a intensidade dos ventos alísios do Atlântico Tropical, que poderiam ficar mais acelerados. Uma possível explicação seria que o maior aquecimento no continente em comparação aos oceanos adjacentes altera a intensidade dos ventos alísios do Atlântico Tropical, que poderiam ficar mais acelerados. Em tanto que o ar na Amazônia ficaria mais seco, o transporte de umidade da Amazônia central e norte para o sul da Amazônia e sul do Brasil-Norte da Argentina seria menor. O clima mais quente pode intensificar a baixa do Noroeste Argentino, motivando também uma aceleração do jato de baixos níveis, que no futuro poderiam ser mais frequentes e intensos transportando ar mais "seco" que no clima atual. A convergência na saída do jato e a massa de ar transportada pelas frentes frias do Sul (que no futuro possivelmente sejam mais

intensas e freqüentes) geram este aumento de chuva. Esta intensificação poderia ser explicada considerando o aquecimento da região subtropical da América dos cenários futuros de clima e as anomalias de chuva observadas, em analogia com o clima do presente que mostra tendências de redução/aumento de chuva na região da Amazônia norte/sul do Brasil e jatos mais intensos e freqüentes (Marengo *et al.* 2004a).

No entanto, como a Amazônia está mais seca, o transporte de umidade é menor, e a pouca umidade que o Atlântico Tropical não condensa sobre a Amazônia vai diretamente para a região Sul, transportada por um jato de baixos níveis mais intenso e talvez mais freqüente, porém mais “seco” que no clima atual. O clima mais quente pode intensificar a baixa do Noroeste Argentino, motivando também uma aceleração do jato de baixos níveis. A convergência na saída do jato e a massa de ar transportada pelas frentes frias do Sul (que possivelmente são mais intensas e freqüentes) geram este aumento de chuva. Esta intensificação poderia ser explicada, considerando o aquecimento da região subtropical da América nos cenários futuros de clima e as anomalias de chuva observadas, em analogia com o clima do presente que mostra tendências de redução/aumento de chuva na região da Amazônia norte/sul do Brasil e jatos mais intensos e freqüentes (Marengo *et al.* 2004a).

Na primavera SON, estação que acontece no início do período chuvoso na maior parte do Brasil, o modelo HadCM3 tende a apresentar anomalias positivas de chuva na região do sul da Amazônia, Sudeste do Brasil e de monção na América do Sul, sugerindo também um possível adiantamento da estação chuvosa. No inverno, o modelo HadCM3 e, em menor grau o CCSR/NIES, apresentam anomalias positivas de chuva mais fraca no Sudeste que nos modelos HadCM3 e GFDL. No inverno, os modelos apresentam uma intensificação da ZCIT no Atlântico Tropical do Norte e Pacífico Tropical do Leste. Todos os modelos apresentam em maior ou menor grau anomalias de chuva na Amazônia do norte e na costa da Venezuela, e no leste da Colômbia, e com reduções mais intensas no cenário A2. O aquecimento é maior no inverno e na primavera que no verão. O aquecimento é maior no inverno e primavera que no verão, e mais intenso no cenários A2 comparado com B2.

2.3 Extremos de chuva e de temperaturas do ar

As análises de extremos de chuva e temperatura apresentados no ítem 2.2 e nos trabalhos de Vincent *et al.* (2005), Haylock *et al.* (2006) e Alexander *et al.* (2006) para América do Sul apresentam uma visão de aquecimento e de intensificação de eventos extremos de chuva, ainda que as mudanças de extremos de chuva sejam menos coerentes que as mudanças na temperatura do ar. Estas mudanças observadas são consistentes com estudos observacionais realizados em nível local e em vários países da região (Marengo e Camargo 2006, Rusticucci *et al.*, 2002, 2003, 2004).

Um estudo recente (Tebaldi *et al.* 2006) analisa projeções de extremos climáticos usando oito modelos globais do IPCC que atualmente estão sendo considerados para a implementação do Quarto Relatório Científico (IPCC-AR4). Considerando os mesmos índices de extremos

climáticos de chuva e temperatura discutidos no ítem 2.2 (sobre extremos), os oito modelos indicam que as projeções de temperatura do ar para meados e finais do século XXI (2080-2099) apontam para um clima mais quente, com algumas diferenças na distribuição do aquecimento em nível global, e também com diferenças entre os diferentes cenários de emissão. Alguns dos índices de chuva sugerem um aumento na frequência e intensidade de chuvas extremas. Porém, um consenso entre modelos e significância estatística é mais difícil de ser observado em regiões como a América do Sul tropical.

Os modelos analisados para projeções de extremos climáticos são: DOE/NCAR PCM, NCAR CSM3, CCSR-MIROC de baixa e média resolução, INM-CM3, CNRM-CM3, GFDL-CM2.0 e GFDL-CM2.1. Os cenários analisados por Tebaldi *et al.* (2006) são os de alta emissão A2, média emissão A1B e baixa emissão B1; os índices discutidos neste relatório são ondas de calor (HWI), porcentagem de noites quentes (TN90), número de dias com chuva acima de 10mm (R10), máximo número de dias secos consecutivos (CDD), precipitação máxima acumulada em cinco dias (RX5day), e fração total de precipitação devido a eventos de chuva acima do percentil de 95th (R95P).

A **Figura 27** apresenta um “zoom” para América do Sul do mapa global de Tebaldi *et al.* (2006) para uma média dos oito modelos globais e índices acima mencionados para o cenário A1B. As regiões com pontos apresentam áreas onde ao menos quatro dos oito modelos mostram a mesma magnitude e tendência estatisticamente significativa na mudança dos índices climáticos de extremos. Para a onda de calor HWI, se observam valores positivos em toda a América do Sul, especialmente na região subtropical onde o índice pode chegar até 3–4 °C. Os valores do índice de noites quentes TN90 são positivos e estatisticamente significativos em todo o continente, sendo mais intensos na região subtropical e no Norte da América do Sul, e com um gradiente negativo entre o Equador e a região subtropical.

O índice de CDD de dias secos consecutivos mostra que os modelos tendem a apresentar um sinal consistente no Sudeste do Brasil, sul do Nordeste e no extremo leste da Amazônia, onde o índice positivo sugere que no futuro poderiam se apresentar períodos secos mais intensos e de maior duração. Na Amazônia do Oeste e Norte do Peru - Equador e na Colômbia, o sinal negativo estatisticamente significativo sugere que no futuro poderiam se apresentar períodos secos mais curtos. Os índices de intensificação de chuva extremas que podem produzir enchentes, identificados como RX5day e R95P, mostram tendências positivas em ao menos quatro dos oito modelos na região Amazônia e em partes da região Sudeste. É mais difícil poder tirar alguma conclusão do mapa de R10, pois as tendências não parecem ser consistentes como as de RX5day e R95P. Áreas com anomalias negativas aparecem no Nordeste, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, Sul da Amazônia, Venezuela e Sul do Chile, sendo estatisticamente significativas no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil e Sul da Amazônia. Sugerindo reduções na frequência de eventos de chuva acima de 10mm dia⁻¹, enquanto que na Amazônia do Oeste e na Colômbia, quatro dos oito modelos apresentam uma tendência positiva de R10, que parecem ser consistentes com as tendências dos índices RX5day e R95P.

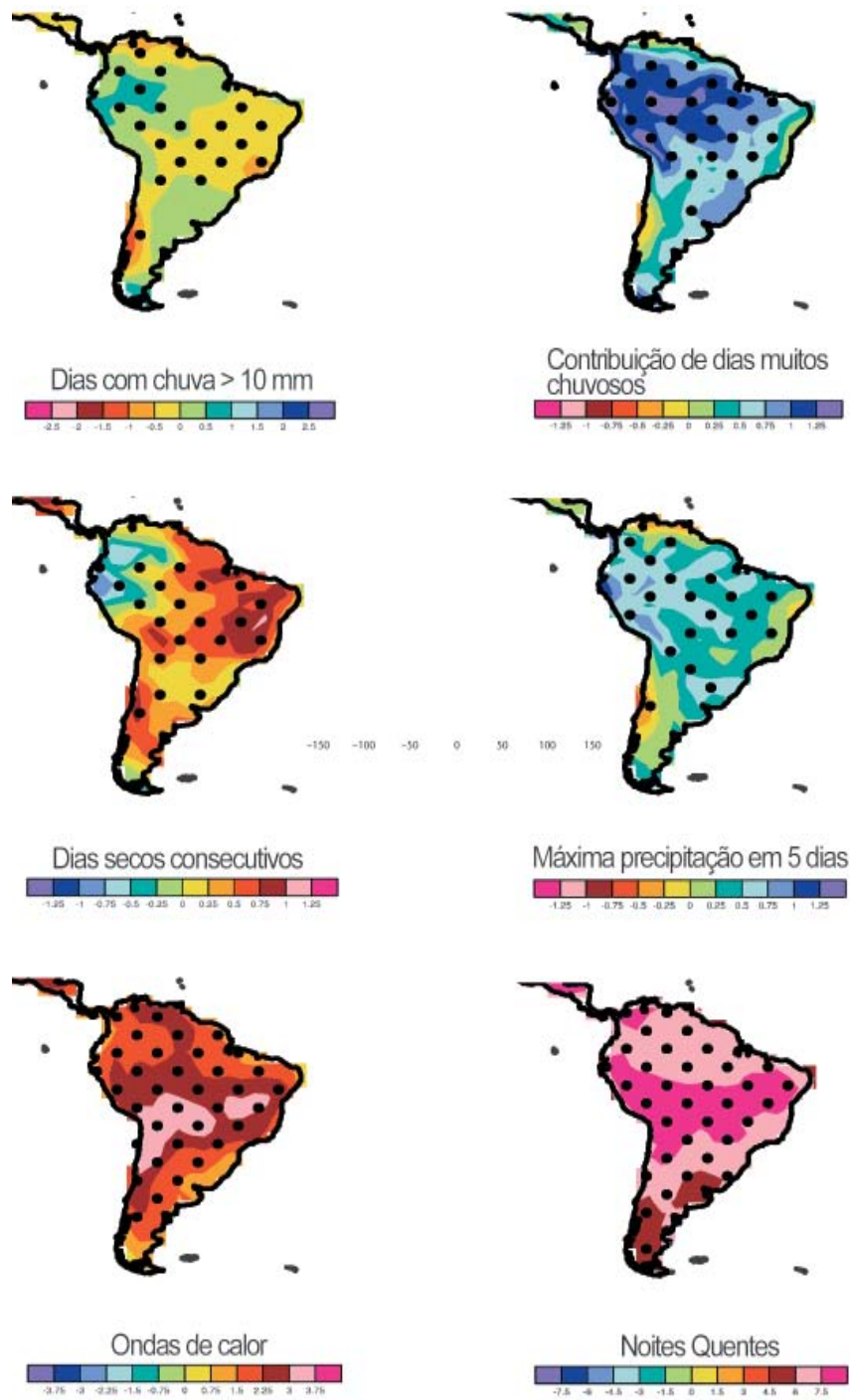


Figura 27. Compostos de mudanças em extremos climáticos de oito modelos do IPCC-AR4 para o cenário A1B, e apresentando diferenças entre o futuro (2080-2099) e o presente (1980-1999). Os índices de extremos são definidos no ítem 2.2: R10 - número de dias com chuva intensa acima de 10mm dia⁻¹, R95P- fração total de precipitação devido a eventos de chuva acima do percentual de 95th, CDD - dias secos consecutivos, RX5day - máxima precipitação acumulada em cinco dias, HWI - ondas de calor, TN90 - porcentagem de noites quentes. Valores gerados pelos modelos em cada ponto de grade foram normalizados em relação à média do modelo e depois o composto da média dos oito modelos foi calculada. Os pontos nos mapas correspondem a áreas, onde ao menos quatro dos oito modelos mostram mudanças estatisticamente significativas. (Fonte: Tebaldi *et al.* 2006).

2.4 Vazões e fluxos dos grandes rios do Brasil

No Brasil, os rios São Francisco, Amazonas e Paraná-Prata são muito importantes pelas contribuições ao potencial hidroelétrico do País. Assim como, pelos aspectos ecológicos, sociais, econômicos e agrícolas, considerando a grande vulnerabilidade do ecossistema Amazônico e da população do semi-árido nordestino às mudanças de clima, assim como o possível impacto de mudanças nos regimes hidrológicos e térmicos na bacia do Paraná-Prata, considerando, também, a grande contribuição desta bacia ao PIB do Brasil, e pelo fato de que as maiores e economicamente as mais importantes cidades do Brasil e do sudeste da América do Sul localizam-se nesta bacia.

Dois estudos publicados recentemente sugerem que já há evidência de que a atividade humana vem mudando o regime hidrológico e o fluxo dos rios em todo o mundo. Seja por causa do aumento da temperatura no planeta, seja em consequência de alterações nas atividades das plantas, em função do aumento de dióxido de carbono na atmosfera. Essas mudanças podem gerar consequências na produção de alimentos, na frequência de inundações e danos para os ecossistemas.

Um destes estudos é o relatório de mudanças de clima publicado pelo *Hadley Centre for Climate Prediction and Research*, ligado ao Centro Meteorológico Inglês (*UK Met Office* 2005), o qual prevê que ao longo do século XXI (2061-2100) no conjunto do planeta, o fluxo dos rios deve subir cerca de 2% até 2020. Se for considerado também o efeito da concentração de carbono na atmosfera sobre as plantas, o aumento pode chegar a 7% - agravando muito a possibilidade de inundações e deslizamentos de terra em várias partes. Este estudo é baseado nos cenários gerados pelo novo modelo do *Hadley Centre* HadCGEM1, para o cenário A1B, (que é menos extremo que o cenário A2), e que pelo fato de ter sido gerado por um único modelo apresenta ainda algum grau de incerteza. Este modelo HadGEM1 inclui o efeito direto de aumento na concentração de CO₂ atmosférico nas plantas. No Brasil, a descarga fluvial no semi-árido brasileiro aumentará entre 25% e 150%. Na Amazônia e no Pantanal haverá redução entre 25% e 50%, e na bacia do Paraná-Prata a descarga das vazões deverá aumentar entre 20-40%. Este aumento simulado para o futuro é consistente com o aumento observado de vazões na bacia do Paraná-Prata desde 1970 até 2000, como mostrado na **Figura 20** da **Parte I** e pode sugerir que a variabilidade natural do clima, juntamente com a variabilidade externa (aumento na concentração de gases de efeito estufa) seriam responsáveis pelo aumento das vazões (**Figura 28**).

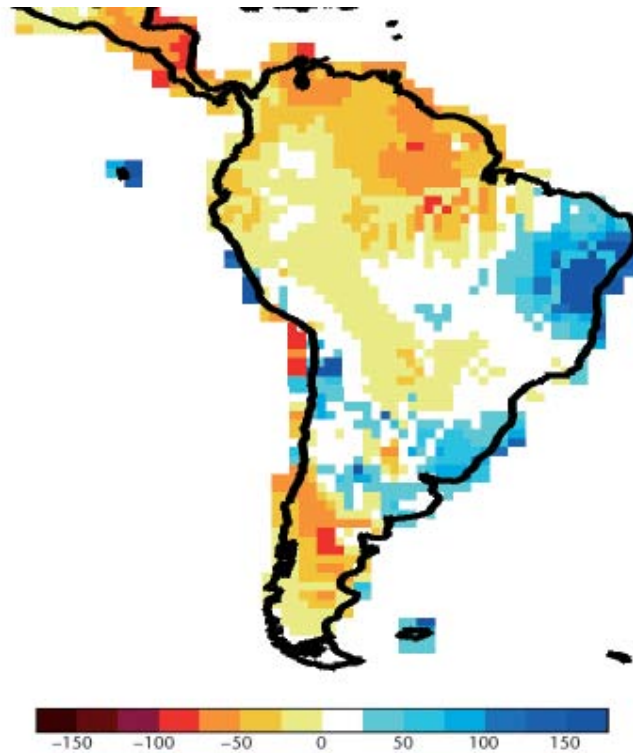


Figura 28. Mudanças previstas de vazões em porcentagem (%) na América do Sul, para o período 2061-2100, cenário A1B gerado pelo Modelo HadGEM1 (UK Met Office 2005).

O outro estudo foi publicado por um grupo de pesquisadores do Serviço Geológico dos Estados Unidos (Milly *et al.* 2005). Este estudo avalia o impacto de mudanças climáticas em vazões de rios em nível mundial. A média foi feita com 12 modelos do IPCC [CCSM3, CGCM3.1(T63), ECHAM5/MPI-OM, ECHO-G, FGOALS-g1.0, GFDL-CM2.0, GFDL-CM2.1, GISS-AOM, MIROC3.2(hires), MRI-CGCM2.3.2, UKMO-HadCM3 e UKMO-HadGEM1], para o período entre 2041-2060 em relação ao clima atual 1900-70. A **Figura 29** mostra aumentos de 20-60% nas vazões do rio Paraná-Prata, e reduções entre 10-15% na Amazônia e a bacia do São Francisco no Nordeste do Brasil, em contraposição com as projeções do modelo HadGEM1 para esta região (**Figura 28**). As projeções do HadGE1 e da média dos modelos (que também inclui o HadGEM1) apresentam aumentos nas vazões do Paraná-Prata e reduções na Amazônia e Pantanal. Milly *et al.* (2005) sugerem uma maior confiabilidade nas projeções para Amazônia e bacias do sudeste da América do Sul, enquanto que as incertezas para a bacia do São Francisco ainda são consideráveis.

A possível redução de vazões na Amazônia pode ter impactos graves na biodiversidade regional e no potencial hidroelétrico nesta região. No Sul do Brasil, poderiam ocorrer inundações mais intensas/freqüentes. O Brasil precisa repensar seus caminhos. Não pode continuar contribuindo (principalmente com desmatamentos, queimadas e mudanças no uso da terra, que representam cerca de 75% das nossas emissões) com cerca de 4% do total mundial de emissões de gases, que nos colocam entre os principais emissores. Precisa-se de mudanças radicais nas políticas amazônicas. O País não pode continuar indiferente ao que acontece no

Cerrado e no Pantanal. Precisa, além disso - como já se observou tantas vezes neste espaço - construir com urgência sistemas científicos mais avançados na área do clima e sistemas de defesa capazes de atender às emergências (O Brasil está em 11º lugar entre os países vítimas de desastres naturais).

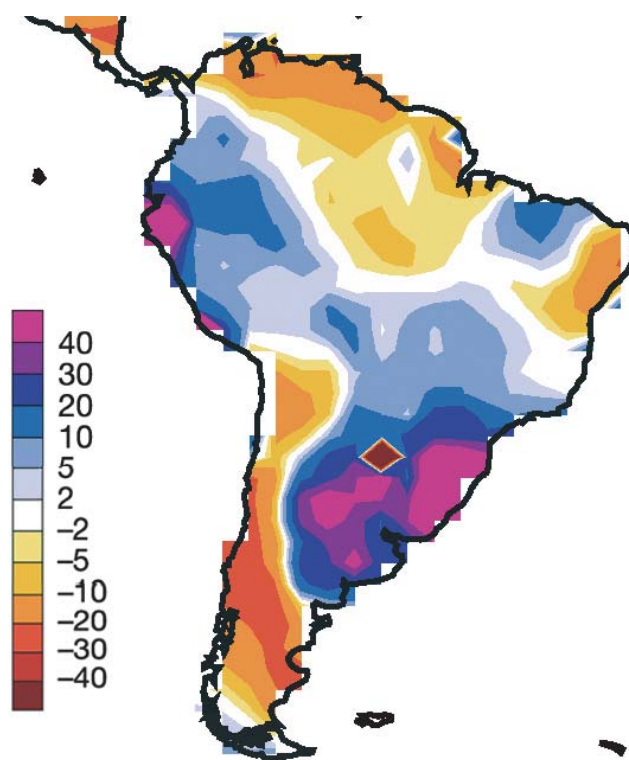


Figura 29. Média aritmética de vazões de 12 modelos do IPCC para o período entre 2041-2060 em relação ao período entre 1900-70 em porcentagem (%) para o cenário A1B (Fonte: (Milly *et al.* 2005)).

3. Análises regionais de cenários climáticos do futuro no Brasil e América do Sul

Os mapas dos cenários futuros de clima A2 e B2 dos diferentes modelos do IPCC-DDC apresentados nos itens 5.1 e 5.2, assim como as projeções dos cenários de extremos climáticos apresentados pelos modelos de IPCC-AR4 (item 5.3) mostram que para o Brasil, especialmente regiões como a Amazônia, Nordeste e Sul (com melhor previsibilidade climática), modelos diferentes, mas com iguais concentrações dos gases de efeito estufa prevêm, por vezes, diferentes climas regionais, especialmente em relação à chuva. No entanto, para a temperatura do ar, todos os modelos mostram um aquecimento sistemático, também com diferentes taxas de aquecimento para os diferentes modelos. Nos extremos, também se apresentam tendências de aumentos nos extremos de temperatura em todo o Brasil, enquanto que mudanças nos extremos de precipitação podem variar para as diferentes regiões. Para a Amazônia, enquanto um modelo mostra anomalias positivas de chuva, o restante dos modelos mostra diminuição de chuvas, ainda que em diferentes magnitudes. No Nordeste, os modelos apresentam sistematicamente menos chuvas e temperaturas mais altas, enquanto que nesta região o aquecimento é menor que aquele previsto para a Amazônia. Estas diferenças representam uma medida da incerteza dos cenários de emissões A2 e B2.

Em continuação, uma análise regional de mudanças de clima (temperatura e precipitação) usando os modelos globais do IPCC-DDC já introduzidos nos mapas do Capítulo 5 é feita para algumas regiões do Brasil. A **Figura 30** apresenta as regiões para as quais serão feitas as análises, considerando os cinco modelos e os cenários A2 e B2, e as anomalias em relação ao clima do presente (1961-90). As regiões são a Amazônia, Pantanal, Nordeste do Brasil e a bacia do Paraná-Prata, e foram escolhidas por sua importância estratégica na economia da região, e por seus aspectos sociais, econômicos e ecológicos. Os ecossistemas naturais da Amazônia e do Pantanal apresentam um alto grau de vulnerabilidade à variabilidade e mudança de clima. O semi-árido do Nordeste do Brasil é a região onde a população é a mais vulnerável à mudança de clima.

A importância da bacia do Paraná-Prata é óbvia, pois a região é importante sob o ponto de vista agropecuário e da geração de energia hidroelétrica para as grandes cidades do sudeste da América do Sul. As análises incluem descrições do ciclo sazonal de chuvas no presente (1961-90) e no futuro (2050-2100), as tendências de longo prazo na chuva até 2100, assim como uma análise de anomalias de chuva e temperatura do ar e chuva para as quatro regiões, nos cenários A2 e B2 e nos *time slices* centrados em 2020s, 2050s e 2080s.

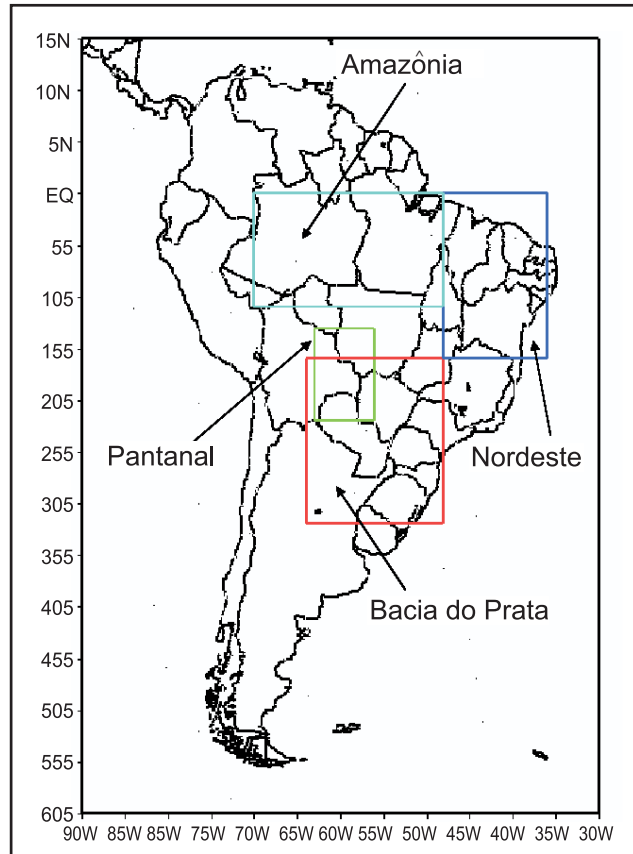


Figura 30. Regiões estrategicamente importantes para estudos detalhados de mudança de clima no Brasil.

3.1 Ciclo sazonal de chuvas

3.1.1 Amazônia

O ciclo sazonal de chuvas observado no clima atual (CRU durante 1960-98) é simulado pelos cinco modelos do IPCC-DDC para os cenários A2 e B2 no século XXI para a Amazônia, Nordeste e bacia do Prata. A **Figura 32** mostra que os modelos simulam para o futuro (2050-2100) um ciclo anual que é similar ao clima do presente (CRU, 1960-98), com o máximo de chuva de fevereiro a maio, e os modelos GFDL e CSIRO apresentam um segundo máximo entre outubro e novembro nos cenários futuros A2 e B2. O modelo de GFDL apresenta uma maior amplitude com os máximos/mínimos de chuva maiores/menores do que observados no clima do presente. Os outros cinco modelos apresentam menos chuva que no clima atual para os cenários A2 e B2, sendo o mais extremo o modelo CCSR/NIES, com chuva na estação de estiagem da ordem de 1mm dia⁻¹ comparado com o clima atual que é de 4mm dia⁻¹. Considerando que a chuva na estação de estiagem será 100mm mês⁻¹ (3.3mm dia⁻¹), observa-se que quatro modelos apresentam chuvas menores que este valor, no período de junho a setembro, sugerindo que a duração da estação seca no futuro para os cenários A2 e B2 pode ser maior que no clima atual. Os modelos GFDL e CSIRO superestimam a chuva durante a transi-

ção da primavera para a estação chuvosa em 4mm dia⁻¹, no entanto os outros modelos subestimam a chuva nesta transição até em 3mm dia⁻¹. Os cenários climáticos propostos pelos modelos sugerem igualmente um aumento da suscetibilidade aos fogos florestais em largas áreas da Amazônia, devido à combinação de altas temperaturas e reduções drásticas de chuvas durante a estação menos chuvosa que vai de maio até agosto. Estiagens mais frequentes, em especial durante o auge do período chuvoso, entre março e maio reduzirão a confiabilidade do alagamento sazonal da floresta como a região de floresta inundada. Isto seria uma condição de seca característica de um *El Niño* intenso, como foi em 1925-26, 1982-83 e 1997-98.

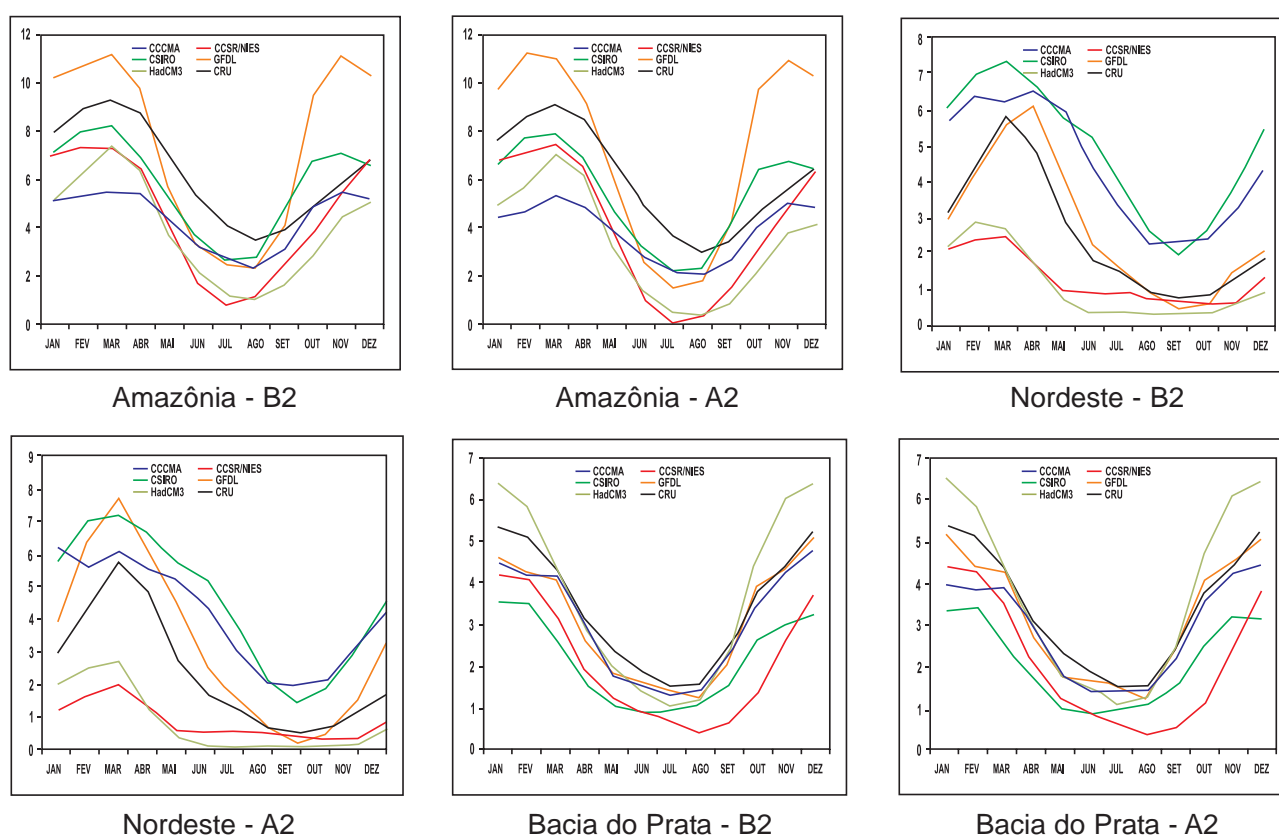


Figura 31. Variação sazonal de chuva em três regiões do Brasil (domínio na **Figura 25**) para o clima do presente (CRU) e para os futuros (2050-2100) cenários A2 e B2 dos modelos de IPCC: CCCMA, CSIRO, HadCM3, CCSR/NIES, GFDL. As unidades estão em mm dia⁻¹.

3.1.2. Nordeste

O impacto da variabilidade climática sobre os recursos hídricos no Brasil deverá ser mais dramático, porém no Nordeste, onde há escassez de água, já é um problema. Atualmente, a disponibilidade hídrica *per capita* na região é insuficiente nos Estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas e Sergipe, sem contar as variações regionais, que tornam a situação ainda mais insustentável para os oito milhões de habitantes do semi-árido.

A **Figura 32** mostra que os modelos para o século XXI (2050-2100) simulam um ciclo anual de chuva que é similar ao clima presente (CRU, 1960-98) com o máximo de chuva de fevereiro a maio. No cenário B2, os modelos CCCMA e CSIRO apresentam sistematicamente anomalias positivas de chuva de aproximadamente 3mm dia⁻¹ ao longo de ano todo. O modelo GFDL apresenta chuvas próximas ao presente no cenário B2, no entanto, o cenário A2 deste modelo apresenta até 2.5mm dia⁻¹ de chuva maior que o presente, durante a estação chuvosa. Os modelos HadCM3 e CCSR/NIES apresentam menos chuva durante a estação chuvosa e uma estação de estiagem mais longa nos dois cenários A2 e B2. Os modelos CCCMA e CSIRO superestimam a chuva durante a transição da primavera para a estação chuvosa em 2-3mm dia⁻¹, no entanto os modelos CCSR/NIES e HadCM3 adiam o início da estação chuvosa para novembro, sendo que no clima atual ele acontece em setembro.

3.1.3 Bacia do Prata

Na bacia do Prata - tanto nos rios Paraguai e Uruguai como no Paraná, verifica-se um acréscimo de vazão, a partir da década de 1970. É difícil precisar o quanto desse aumento, se deve a uma pluviosidade crescente e o quanto se deve a outros fatores, como desmatamento e agricultura. Há, porém, indicadores mostrando que, enquanto na América do Sul aumentou a vazão, na África ela diminuiu no mesmo período. As conseqüências dessas mudanças foram maior produtividade agrícola na bacia do Prata e menor na África. Além disso, esse volume maior de água nos rios aumentou a produtividade de usinas hidrelétricas, como Itaipu. Caso isso não tivesse acontecido, o racionamento de energia poderia ter acontecido antes ou ter sido muito pior.

As projeções do ciclo anual de chuva para o período futuro 2050-2100 (**Figura 31**) sugerem que o ciclo anual de chuvas na bacia do Prata seria similar ao do clima presente, com máximos de chuva de novembro a março. Para os dois cenários A2 e B2, o modelo HadCM3 aponta para aumentos da chuva em até 1mm dia⁻¹ durante a estação chuvosa, e uma redução de até 0.5mm dia⁻¹ durante a estação invernal. Os outros modelos CCCMA e GFDL apresentam o início da estação chuvosa similar ao clima do presente, mas sendo a chuva simulada por estes dois modelos de 1mm dia⁻¹ menor que o clima atual para os cenários B2 e A2. Para os dois cenários, os modelos CSIRO e CCSR/NEIS simulam uma redução de chuvas de até 2mm dia⁻¹ ao longo de todo o ano. Estes dois modelos, especialmente o CCSR/NIES, simulam uma estação seca mais longa com um adiamento do início da estação chuvosa em até dois meses.

3.2 Tendências de temperatura e chuva durante o século XXI

As **Figuras 32 e 33** apresentam séries de tempo das anomalias de chuva e temperatura geradas por seis modelos do IPCC para o período 2000-2100, e nas quatro regiões de interesse apresentadas na **Figura 30**. As anomalias são calculadas em relação à média de 1961-90 e as curvas mostradas representam a média móvel de 11 anos.

3.2.1 Amazônia

O modelo GFDL mostra aumentos na chuva de até 2mm dia⁻¹ em 2100. No entanto, o modelo HadCM3 apresenta reduções sistemáticas na chuva de até 2mm dia⁻¹ em 2100 para o HadCM3 (**Figura 33**). No cenário A2, o modelo CSIRO apresenta ligeiros aumentos da chuva até 2100. Os modelos HadCM3 e GFDL são talvez aqueles que mostram as maiores e mais contrastantes diferenças nos cenários B2 e A2. No cenário B2, o modelo HadCM3/GFDL simula anomalias de chuva de -2/+1.5mm dia⁻¹. No modelo HadCM3 para os dois cenários A2 e B2, o modelo simula anomalias negativas de chuva de até 0.7mm dia⁻¹ e a partir de 2060 começa a aumentar e, para 2100 apresenta anomalias negativas de até 2mm dia⁻¹. A **Figura 33** apresenta as séries de tempo de anomalias de temperatura geradas pelos cinco modelos do IPCC para os cenários A2 e B2. Todos os modelos apresentam aquecimento até 2100, chegando o aquecimento até 2-5°C no A2 e 2-6°C para o cenário B2, e o aquecimento variando entre modelos. O maior aquecimento é gerado pelo HadCM3 chegando até 8°C no A2 e 6°C no B2.

3.2.2 Nordeste

Para o cenário B2, os modelos CSIRO, GFDL, CCCMA desde 2000 e o modelo CCSR/NIES desde 2060 mostram anomalias positivas de chuva, que chegam até 2mm dia⁻¹ no GFDL para 2100. No cenário A2, o modelo CCSR/NIES apresenta anomalias positivas que são menos intensas que no cenário B2. No A2, a maior diferença com B2 está no modelo GFDL, que apresenta tendências positivas de chuva, chegando até 2-3mm dia⁻¹ em 2080 em A2 comparado com 2mm dia⁻¹ no cenário B2 (**Figura 32**). Nos dois cenários, o modelo HadCM3 apresenta anomalias de chuva negativas chegando até 1.5mm dia⁻¹ em 2100 nos dois cenários A2 e B2. A **Figura 63** apresenta as séries de tempo de anomalias de temperatura geradas pelos cinco modelos do IPCC para os cenários A2 e B2. Todos os modelos apresentam aquecimento até 2100, chegando o aquecimento em até 3–5.5°C no A2 e 1.5-2.5°C para o cenário B2 em 2100, com o aquecimento variando entre os modelos (**Figura 33**).

3.2.3 Pantanal

Para esta região, os modelos apresentam uma redução nas chuvas da região no cenário A2 da ordem de -0.5mm dia⁻¹, exceto o modelo GFDL que mostra um aumento da chuva de até 1mm dia⁻¹ em 2100. No cenário B2, os modelos HadCM3 apresentam anomalias positivas de

até 0.5mm dia-1 até 2060, e depois as anomalias são negativas (**Figura 32**). A **Figura 33** mostra que o aquecimento chega até 6°C em 2100, no cenário A2 dos modelos NIES/CCSR e HadCM3, enquanto que no B2 este aquecimento alcança 4.5°C nos mesmos dois modelos. O aquecimento entre modelos varia de 3-6°C em A2 e de 2-4.5°C ou B2 (**Figura 33**).

3.2.4 Bacia do Prata

Os modelos HadCM3 e GFDL apresentam para o cenário B2 uma tendência positiva da chuva, chegando até 0.5mm dia⁻¹, o modelo HadCM3 no cenário A2 apresenta até 2.100 anomalias negativas de chuvas de menos de 0.5mm dia⁻¹. Os modelos CSIRO e CCSR/NEIS apresentam períodos relativamente mais e menos chuvosos, apresentando anomalias que variam entre +0.5mm dia⁻¹ e -0.5mm dia⁻¹. Os dois modelos apresentam uma variabilidade contrastante. O modelo CCSR/NIES apresenta anomalias positivas no cenário A2 no período entre 2060 e 2080, mas que não ultrapassam o 1mm dia⁻¹. A Figura 63 mostra o maior aquecimento de até 5°C no A2 e 3°C no B2, e o aquecimento variando entre os modelos de 2–5°C no A2 e 2–3°C no B2. Os modelos HadCM3 e CCSR/NIES apresentam anomalias positivas de até 5°C em 2100, para A2, e de 3-4°C, até 2100 no cenário B2.

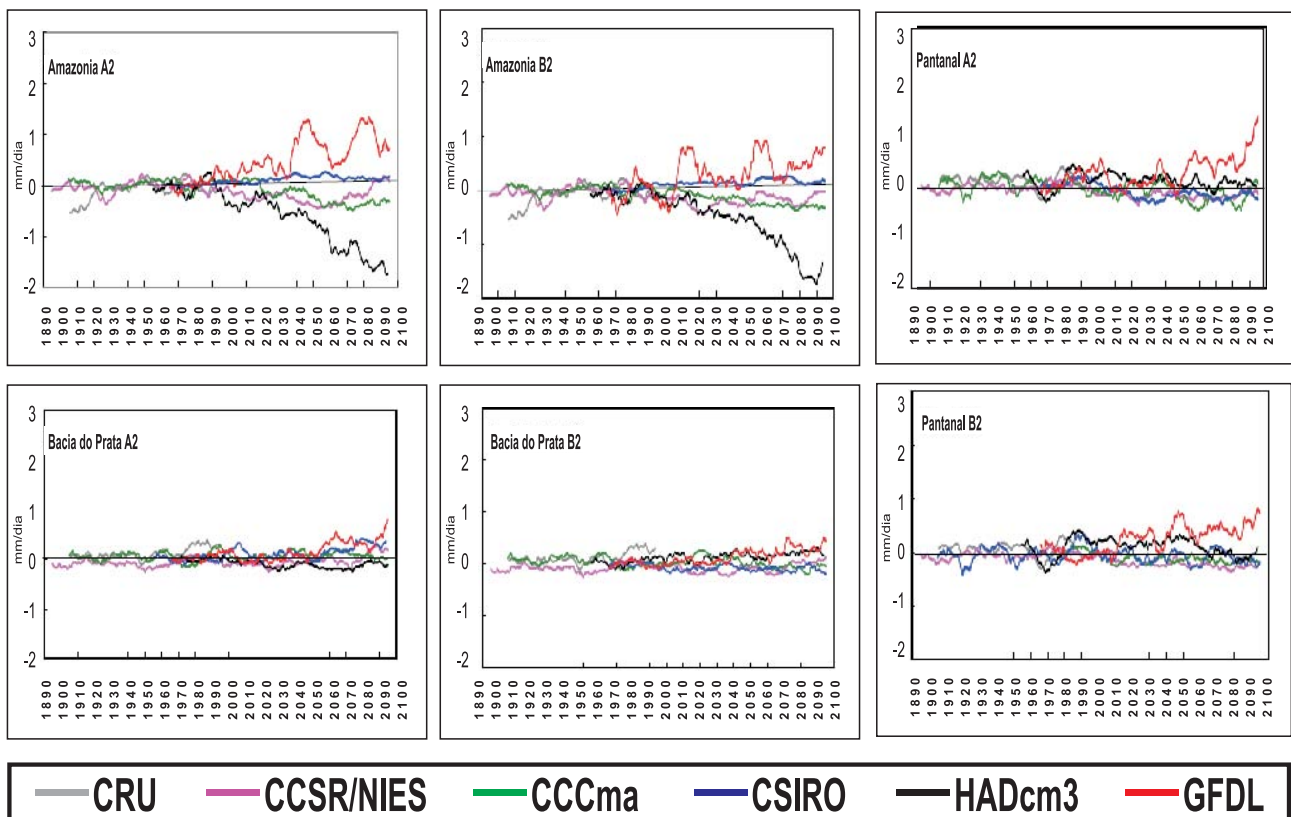


Figura 32. Séries de tempo de anomalias de chuva anual para o Nordeste, Amazônia, Pantanal e bacia do Prata, durante 2000-2100 geradas pelos modelos acoplados oceano-atmosfera do IPCC-TAR CCCMA, CCSR/NIES, CSIRO, GFDL e HadCM3. Domínio da região aparece na **Figura 8**. As anomalias foram calculadas em relação à climatologia de 1961-90 de cada modelo. As séries foram suavizadas usando uma média móvel de 11 anos.

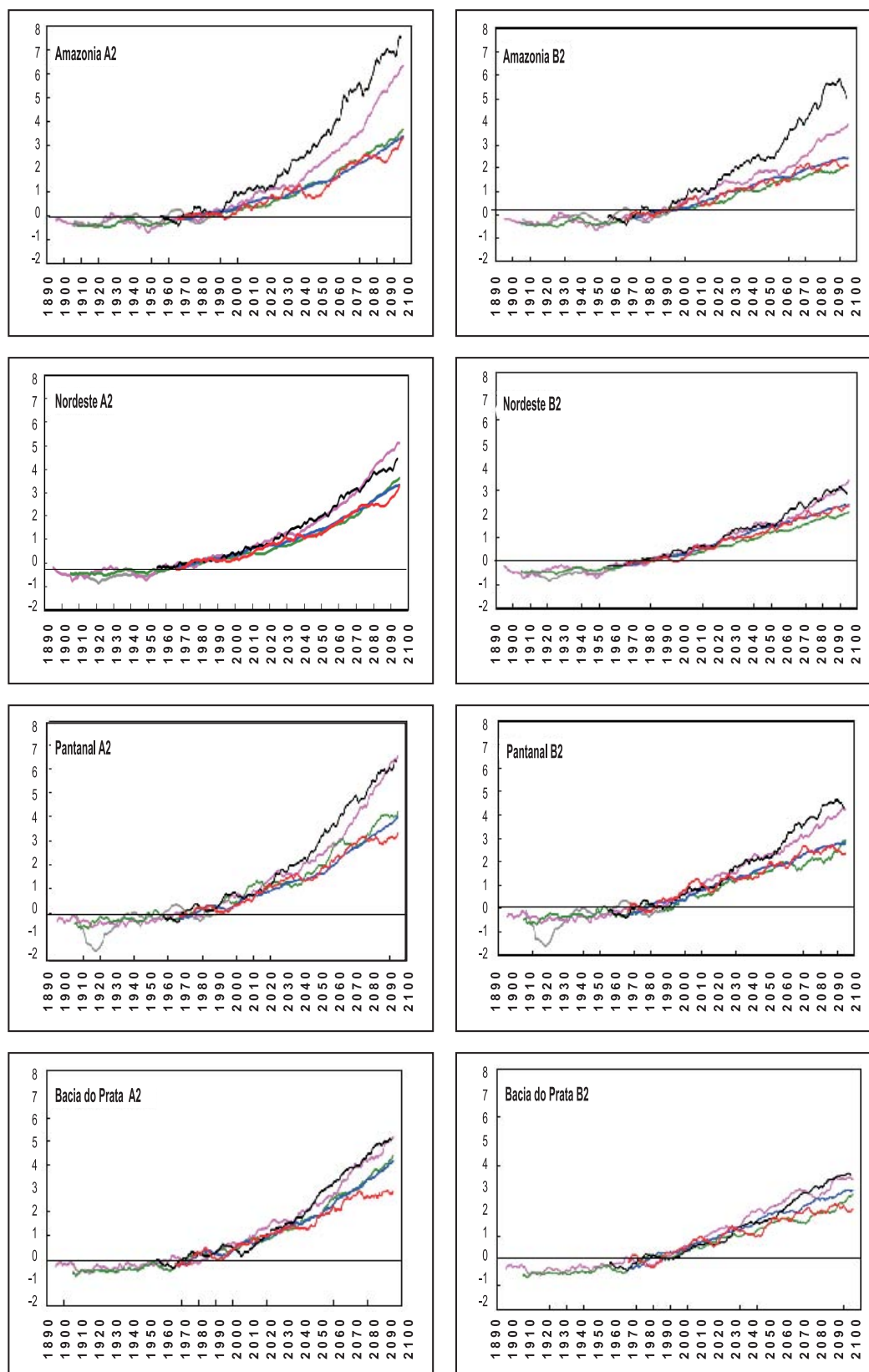


Figura 33. Séries de tempo de anomalias de temperatura anual para o Nordeste, Amazônia, Pantanal e bacia do Prata durante 2000-2100 geradas pelos modelos acoplados oceano-atmosfera de IPCC-TAR, CCCMA, CCSR/NIES, CSIRO, GFDL e HadCM3. Domínio da região aparece na **Figura 8**. As anomalias foram calculadas em relação à climatologia de 1961-90 de cada modelo. As séries foram suavizadas usando uma média móvel de 11 anos.

3.3 Análise comparativa de anomalias de temperatura e chuva para algumas regiões do Brasil

3.3.1 Amazônia

A **Figura 34** mostra para Amazônia um diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura e chuva para os *time slices* centrados em 2020, 2050 e 2080 em relação ao clima atual 1961-90. Os diagramas foram elaborados considerando os cinco modelos globais do IPCC-TAR. A maioria dos modelos apresenta um sinal consistente, com aquecimento na região juntamente com reduções de chuva, e estas tendências se intensificam mais nos *time slices* de 2050 e 2080, para os cenários A2 mais que B2. Em 2080, o modelo HadCM3 apresenta aquecimento de 3.5°C para B2 e de 5°C no A2, enquanto que para o modelo CSIRO mostra aquecimento de 2.5°C para B2 e de 3.6°C para A2. Em chuva, os modelos apresentam uma redução média anual de 0.4mm dia⁻¹ para 2080. Este cenário aponta para um futuro clima amazônico mais quente e menos úmido. A redução do volume anual de chuvas poderia chegar em até 20%, caso toda a floresta Amazônica fosse substituída por pastagens. Estes estudos mostram que o resultado de uma simulação de um cenário mais real, no qual apenas parte da Amazônia seria desmatada, não poderia ser deduzido facilmente da experiência de desmatamento total, indicando que as previsões dos modelos de clima são bastante sensíveis à representação das características de uma superfície vegetada.

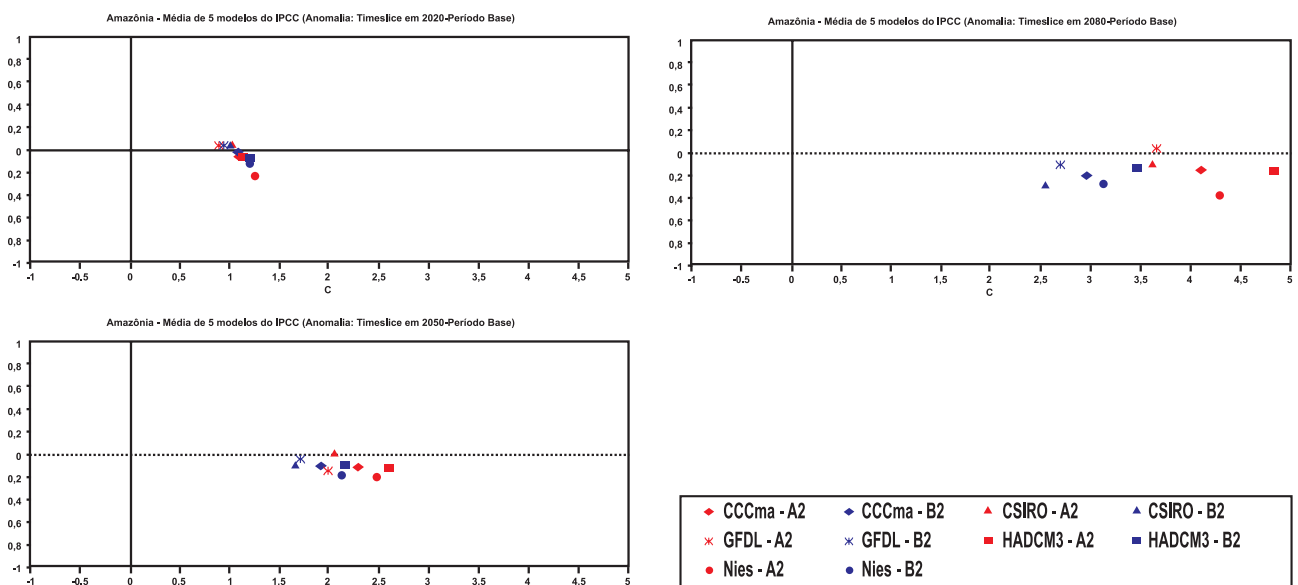


Figura 34. Diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura (°C) e chuva para (mm dia⁻¹) para a Amazônia, nos *time slices* centrados em 2020 (painel superior), 2050 (painel médio) e 2080 (painel inferior) em relação ao clima atual 1961-90. Os diagramas foram elaborados considerando os cinco modelos globais do IPCC-TAR mostrados na parte inferior da Figura, para os cenários A2 (vermelho) e B2 (azul).

3.3.2 Nordeste

Para a região Nordeste, a **Figura 35** mostra que para os três *time slices* o clima futuro tende a ser mais quente e úmido, e os cenários A2 e B2 têm respostas similares em termos de anomalia de chuva, enquanto que as anomalias de temperatura são bastante diferentes. Em 2050, a anomalia de chuva chega até +0.4mm dia-1 nos dois cenários A2 e B2, enquanto que o aquecimento varia de aproximadamente 1.6°C em B2 a 2 °C em A2. Para 2080, as anomalias de chuva podem chegar até +0.5mm dia-1 nos dois cenários, e o aquecimento é de 2.5°C em B2 a 3.5°C em A2.

Em 2080, o modelo HadCM3 apresenta aquecimento de 2.5°C para B2 e de 3.5°C no A2, enquanto que para o modelo CSIRO o aquecimento é de 2.1°C para B2 e de 3.3°C para A2. Em chuva, o modelo HadCM3 mostra anomalias de chuva próximas a zero para dois cenários, e de aumento de 0.4mm dia-1 para B2 a 0.5mm dia-1 para A2. Esta figura aponta para um clima no Nordeste mais quente e ligeiramente mais úmido. É de se esperar que as altas temperaturas do ar possam gerar aumento da evaporação na região e assim o futuro pode ser caracterizado por uma redução do volume de água armazenada no solo e deficiência no balanço hidrológico, e que não seria compensada pelas anomalias positivas de chuva como simuladas pelos modelos. Assim, o problema de “aridização” do Nordeste no futuro poderia ser devido a um aumento nas taxas de evaporação e às altas temperaturas do ar. Isto pode ter conseqüências graves na atividade agrícola e na irrigação.

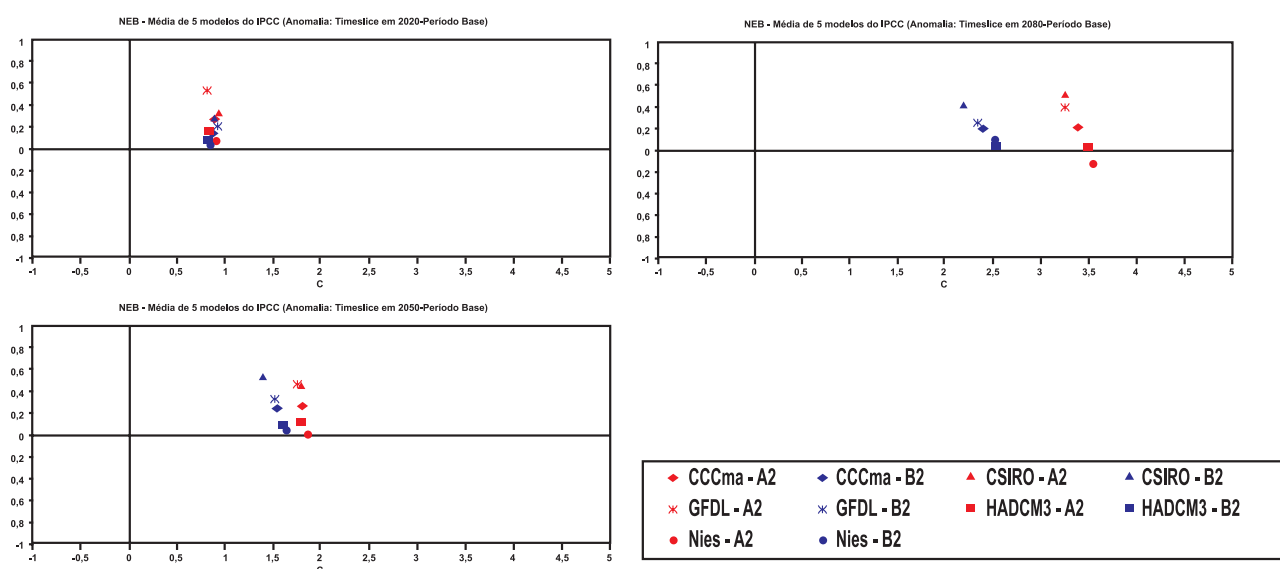


Figura 35. Diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura (°C) e chuva para (mm/dia-1) para o Nordeste, nos *time slices* centrados em 2020 (painel superior), 2050 (painel médio) e 2080 (painel inferior) em relação ao clima atual 1961-90. Os diagramas foram elaborados considerando os cinco modelos globais do IPCC-TAR mostrados na parte inferior da Figura, para os cenários A2 (vermelho) e B2 (azul).

3.3.3 Pantanal

O Pantanal, localizado no Sudoeste do Brasil, constitui uma das últimas grandes áreas inundadas de água doce no mundo, *habitat* de uma grande variedade de vida selvagem. Este ecossistema faz parte da bacia do rio Paraná e, durante a estação chuvosa (normalmente de novembro até abril), se comporta como um gigantesco mecanismo natural de controle das enchentes do rio Paraguai, resultantes das chuvas torrenciais sobre o Mato Grosso. Qualquer aumento significativo da vazão, resultante de alterações climáticas ou do desmatamento, irá afetar negativamente a capacidade de retenção e controle desta grande área alagada (Hulme e Sheard, 1999).

Para a região do Pantanal, o padrão de anomalias de chuva e de temperatura não é tão coerente como aqueles do Nordeste ou da Amazônia. Enquanto que todos os modelos apresentam aquecimento que tende a se intensificar até 2080 para o cenário A2, alguns dos modelos mostram aumento de chuva e outros apresentam redução de chuvas. A **Figura 36** mostra que para os três *time slices* o clima futuro tende a ser mais quente e os cenários A2 e B2 têm respostas similares em termos de anomalia de chuva, enquanto que as anomalias de temperatura são bastante diferentes. Em 2020, a anomalia de temperatura entre modelos e cenários varia de 1 a 1.5°C, enquanto que em 2050 o aquecimento varia de 1.5 a 3°C, e em 2080 varia de 2.5 a 4.7°C. Para 2050 e 2080 as anomalias de chuva variam de +0.4mm dia-1 do modelo CSIRO para B2 até -0.2mm dia-1 do modelo CCSR/NIES para o mesmo cenário. O modelo HadCM3 apresenta anomalias de chuva próximas a zero em 2080 para dois dos cenários, enquanto que para 2050 é ligeiramente negativa (**Figura 31**).

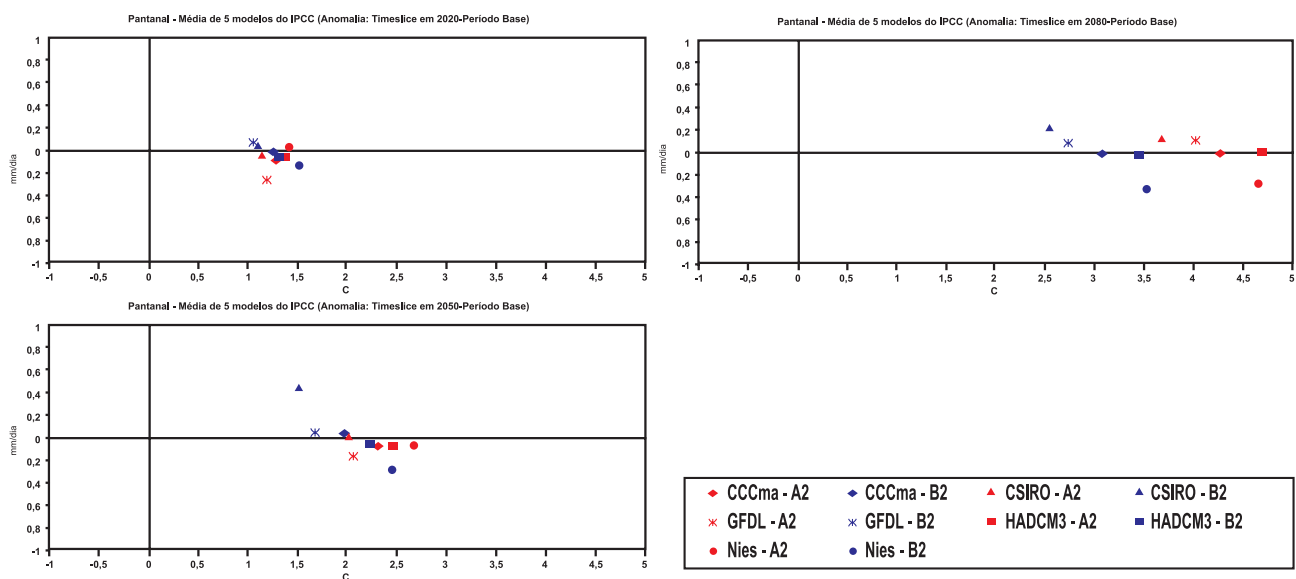


Figura 36. Diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura (°C) e chuva para o Pantanal, nos *time slices* centrados em 2020 (painel superior), 2050 (painel médio) e 2080 (painel inferior) em relação ao clima atual 1961-90. Os diagramas foram elaborados considerando os cinco modelos globais de IPCC-TAR mostrados na parte inferior da figura, para os cenários A2 (vermelho) e B2 (azul).

3.3.4 Bacia do Prata

A bacia do Prata representa uma das regiões de maior importância econômica na América do Sul. Variabilidade e mudanças de clima nesta região podem chegar a afetar seriamente a sociedade, podendo impactar a provisão de água para agricultura e para geração de energia: a produção de alimentos e ampliar a extensão de epidemias como dengue e malária. Alguns impactos causados pela mudança de clima podem aumentar a vulnerabilidade da bacia do Prata a desastres naturais, como enchentes.

O padrão de anomalias de chuva e de temperatura (**Figura 37**) é caracterizado por um aumento da temperatura que varia cerca de (média dos cinco modelos e cenários A2 e B2) de 1.2°C em 2020, 2.2°C em 2050 e 3.5°C em 2080. A diferença mais importante entre os cenários A2 e B2 acontece em 2080, onde a média dos modelos para B2 é de 2.7°C, e para A2 é 4°C. Em relação às anomalias de chuva, os modelos para 2020, 2050 e 2080 nos cenários A2 e B2 apresentam projeções que variam de 0.2 a 0.3mm dia-1. Considerando os cenários mais extremos entre os modelos, para 2050 e 2080, o modelo CSIRO é o que apresenta menores anomalias de temperatura, enquanto que o modelo CCSR/NIES apresenta as anomalias mais quentes. Em 2050, o CSIRO apresenta aquecimento de 1.6°C para B2 e 2.1°C para A2, e o CCSR/NIES apresenta aquecimento de 2.3°C para B2 e 2.6°C para A2. Em 2080, o CSIRO apresenta aquecimento de 2.4°C para B2 e 3.6 °C para A2, enquanto que o CCSR/NIES apresenta aquecimento de 3°C em B2 e 4.3°C para A2. Em geral, as mudanças na temperatura do ar são mais intensas que as anomalias de chuva, e assim como no caso do Nordeste, este aumento na temperatura do ar pode aumentar a evaporação e comprometer a disponibilidade de recursos hídricos para agricultura e geração de hidroeletricidade.

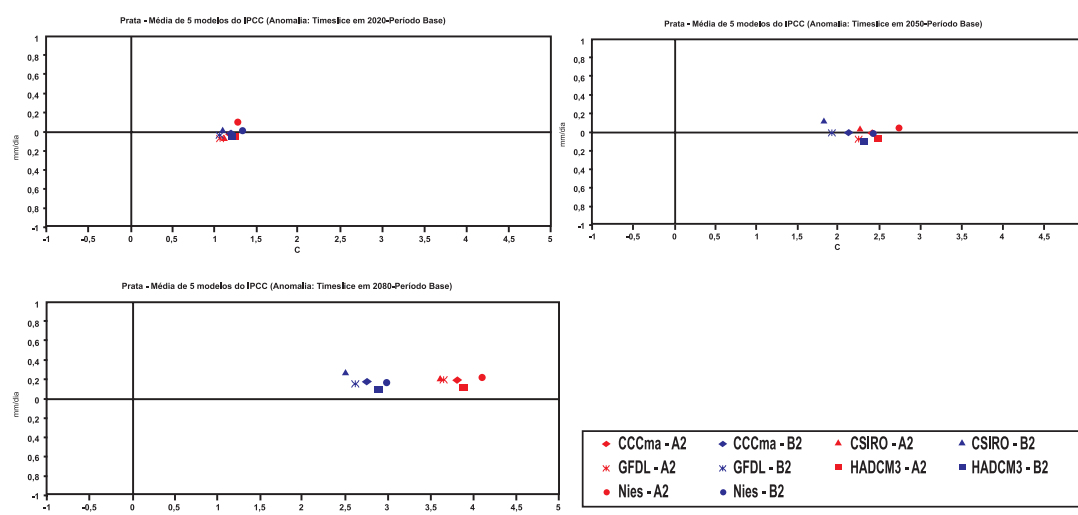


Figura 37. Diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura (°C) e chuva para (mm dia-1) para a bacia do Prata, nos *time slices* centrados em 2020 (painel superior), 2050 (painel médio) e 2080 (painel inferior) em relação ao clima atual 1961-90. Os diagramas foram elaborados considerando os cinco modelos globais de IPCC-TAR mostrados na parte inferior da Figura, para os cenários A2 (vermelho) e B2 (azul).

Recentemente, Barros *et al.* (2003) e Camilloni (2004 a, b) mostraram que o modelo HadCM3 é o que melhor representa o clima atual no Sul da América do Sul. As projeções do HadCM3 mostram que para os três *time slices*, as anomalias de chuva são muito próximas ao normal, chegando a aumentar em menos de 0.1mm dia⁻¹ para 2080 nos cenários A2 e B2. As anomalias de temperatura do ar variam de 2.3°C a 2.5°C para os cenários B2 e A2 em 2050, e de 2.9°C a 3.5°C para os cenários B2 e A2, em 2080.

3.4 Possíveis impactos de mudança de clima nos ecossistemas do Brasil

Eventos climáticos extremos, como secas induzidas pelo aquecimento global e pelo desmatamento, podem dividir a Amazônia em duas e transformar em Cerrado uma área de 600 mil quilômetros quadrados. O trabalho de Hutyra *et al.* (2005) inclui a preparação de um mapa das áreas mais sensíveis da floresta à seca, usando os registros de precipitação dos últimos cem anos. Os autores descobriram que uma faixa de mata correspondente a 11% da área da floresta, que vai de Tocantins à Guiana e atravessa a região de Santarém (Pará), tem padrões de precipitação mais semelhantes aos do Cerrado. Isto é consistente com os cenários futuros gerados pelo modelo do *Hadley Centre*, que projetam para a Amazônia um clima tipo savana a partir do ano 2050. Essa “Amazônia seca” possui vegetação com maiores índices de evapotranspiração, e seus solos tendem a ficar mais secos durante os meses sem água do que solos de regiões muito úmidas, e isso a torna muito mais vulnerável a incêndios florestais, o principal agente de conversão de floresta em savana.

Anteriormente, Oyama e Nobre (2003) estimaram que o desmatamento e o aquecimento pudessem converter até 60% da Amazônia em Cerrado, derivados do modelo de CPTEC com um esquema de vegetação dinâmica. Resultados similares foram achados usando o modelo de *Hadley Centre* com outro esquema de vegetação dinâmica (Cox *et al.* 2000, 2004, Betts *et al.* 2004). O aquecimento e a redução de chuvas na Amazônia apontados por este relatório parecem corroborar as conclusões dos estudos que sugerem a savanização da Amazônia, porém as incertezas são ainda grandes.

Os cenários mais quentes e secos no semi-árido do Nordeste projetados pelos modelos climáticos apontam para uma possível aridização desta região, que atualmente apresenta um clima semi-árido, com uma estação seca e uma estação chuvosa definidas. Alguns resultados do PROBIO (Salati, 2006) apontam esta aridização para climas futuros, em cenários de altas emissões. Isto teria conseqüências negativas na Caatinga, que é um dos biomas mais ameaçados do Brasil, com grande parte de sua área tendo já sido bastante modificada pelas atividades humanas. A Caatinga é o único bioma exclusivamente brasileiro, e abriga uma fauna e flora única, com muitas espécies endêmicas.

O World Wildlife Found - WWF (www.wwf.org.br) publicou um relatório em 2006 sobre os impactos de aumentos de 2 a 3° C na temperatura global do planeta em vários setores. Em termos de ecossistemas, o relatório sugere que existe 43% de risco de transformação de florestas para sistemas não-florestais, assim como riscos de uma alteração permanente dos su-

sumidouros de carbono para fontes de carbono em áreas tropicais-chaves como a Amazônia. O relatório também sugere perda de mais de 40% de angiospermas na Amazônia. As mudanças seriam mais radicais para um aquecimento de até 3°C, com um risco de 88% de transformação de florestas para sistemas não-florestais e riscos de perdas florestais na Amazônia. Risco bem maior de uma alteração permanente dos sumidouros terrestres de carbono para fontes de carbono. Danos irreversíveis para a Amazônia, resultando em seu colapso. Conseqüentemente, mais de 40% da Amazônia se transformará em Cerrado. Os resultados sobre a Amazônia pareceram ser consistentes com os cenários propostos por Cox *et al.* (2000, 2004) e Betts *et al.* (2002), ainda que o estudo do WWF não indique as fontes de informação nas quais se basearam para projetar os impactos de mudanças climáticas nos ecossistemas sendo, portanto, as incertezas bastante grandes.

O IPCC TAR (IPCC211a) sugere que as inundações associadas com a elevação do nível do mar poderiam ter conseqüências e graves impactos nas áreas mais baixas na foz do rio Amazonas. A taxa média de elevação do nível de mar durante os últimos 100 anos tem sido estimada em 1.0-2.5 mm por ano, e tem sido estimada em até 5 mm/ano em climas mais quentes. Aumentos na temperatura e mudanças na precipitação e vazões do rio, juntamente com a elevação do nível do mar vão ter impactos significativos nos *habitats* dos manguezais e criarão novas ondas de inundação. A elevação do nível do mar poderia eliminar os manguezais em aproximadamente 1%/ano. Este efeito poderia causar mudanças na distribuição de espécies e afetar a pesca na região, onde os peixes usam os manguezais como refúgio e berçário.

4. Conclusões e discussões

Embora se afirme que ainda não há certeza científica absoluta sobre a relação entre o aquecimento do planeta e os chamados desastres naturais e meteorológicos, a Organização Meteorológica Mundial (OMM) divulgou que esses desastres responderam pela morte de 350 mil pessoas e prejuízos de US\$200 bilhões no ano de 2005. Este foi o ano de maior número de tempestades tropicais (26, quebrando o recorde de 23, em 1933), de furacões (14, antes 12, em 1969). Segundo a OMM, eventos extremos ocorrem todos os anos em algum lugar do globo, mas o número deles tem crescido. Em 2005, os Estados Unidos aumentaram suas emissões de gases em 2%, principalmente por causa da queima de combustíveis fósseis (80% das emissões). Com isso, suas emissões já cresceram 16% sobre os níveis de 1990, a que se refere à Convenção do Clima, e devem subir mais 9% até 2012. Assim, as emissões norte-americanas têm crescido à média de 1,1% ao ano e representam 25% do total emitido no mundo. A Organização Meteorológica Mundial (OMM) afirmou que as concentrações de dióxido de carbono aumentaram 0,5% durante 2005 e não vão começar a cair a não ser que um acordo mais forte do que o Protocolo de Kyoto seja criado.

Mudanças climáticas são associadas ao aquecimento global como consequência do aumento da concentração de gases de efeito estufa, e também em mudanças do uso da terra. Ainda que a contribuição do Brasil, para a concentração global de gases de efeito estufa seja menor que a dos países industrializados, a contribuição devido a queimadas (fumaça e aerossóis) é bastante elevada. O Brasil é o 4º maior emissor do planeta, quando são levados em conta os gases lançados na atmosfera, por causa das queimadas feitas para desmatar.

A Organização Mundial da Saúde (OMS) estimou que as mudanças climáticas podem provocar até 150 mil mortes todos os anos e ao menos cinco milhões de casos de doenças. Além dos problemas de saúde, as temperaturas elevadas vão reduzir as geleiras e a precipitação de neve prejudicando o fornecimento de água em algumas regiões do mundo. Mais água vai cair na forma de chuva e não na forma de neve, enchendo os reservatórios mais cedo que o normal. A falta de água pode atingir áreas onde não há reservatórios ou represas suficientes para armazená-la.

As discussões baseadas nas análises das observações climáticas, hidrológicas e oceânicas, assim como dos indicadores de clima (corais, amostra de gelo e de árvores, crônicas históricas, etc.) têm permitido a identificação de variabilidade de clima e hidrologia em escalas que vão de interanual até decadal e de longo termo. Esta variabilidade, geralmente associada a causas naturais, tem sido forçada pelas condições dos oceanos tropicais, e pode ter grande impacto no clima de regiões como a Amazônia. Desde inícios de século XX, uma tendência de aquecimento tem sido observada em todo o País e este aquecimento tem sido detectado especialmente no inverno, cuja temperatura mínima tem apresentado uma taxa de aquecimento maior que a temperatura máxima. Um indicador de aquecimento é a tendência de haver uma maior frequência de dias mais quentes no inverno, e em menor grau, de um maior número de

dias mais quentes no verão e no inverno. Em relação à chuva, a tendência não é muito clara devido a poucos estudos, porém tendências de aumento na frequência de extremos de chuva têm sido observadas nas regiões Sul e Sudeste, e na Amazônia. Entretanto, talvez o mais importante seja a presença de variações interanuais, associadas ao *El Niño* ou a variabilidade do Atlântico Tropical e Subtropical, e interdecadais associadas a variações naturais de clima. Na Amazônia, o desmatamento não parece ter afetado a tendência de longo prazo de chuva, que tem apresentado uma tendência fraca de aumento. No Sul, e em menor grau no Nordeste, a tendência é de aumento, mas devido a causas diferentes, associadas à mudança na frequência da Oscilação Decadal do Pacífico, do Atlântico Tropical, e do Atlântico Sul, que geram mudanças na circulação de chuvas. As tendências para extremos climáticos têm sido menos estudadas, devido à falta de informação meteorológica em grandes áreas do País.

Baseado nas evidências observacionais e tendências já observadas no Brasil, assim como de estudos feitos, considerando as projeções climáticas do futuro derivadas dos modelos climáticos do IPCC, e juntamente com o apanhado de impactos da mudança de clima no Brasil apresentado pelo Greenpeace, no Relatório “Mudanças de Clima, Mudanças de Vida” (Greenpeace 2006), e outros estudos recentes, os impactos de clima no Brasil seriam os seguintes:

- ◆ **Amazônia** – Se o avanço da fronteira agrícola e da indústria madeireira for mantido nos níveis atuais, a cobertura florestal poderá diminuir dos atuais 5,3 milhões de km² (85% da área original) para 3,2 milhões de km² em 2050 (53% da cobertura original). O aquecimento global vai aumentar as temperaturas na região amazônica, e pode deixar o clima mais seco, provocando a savanização da floresta. O aquecimento observado pode chegar até 8°C no cenário pessimista A2. Os níveis dos rios podem ter quedas importantes e a secura do ar pode aumentar o risco de incêndios florestais.
- ◆ **Semi-árido** – As temperaturas podem aumentar de 2°C a 5°C no Nordeste até o final do século XXI. A Caatinga será substituída por uma vegetação mais árida. O desmatamento da Amazônia pode deixar o semi-árido mais seco. Com o aquecimento a evaporação aumenta e a disponibilidade hídrica diminui. O clima mais quente e seco poderia levar a população a migrar para as grandes cidades da região ou para outras regiões, gerando ondas de “refugiados ambientais”.
- ◆ **Zona Costeira** – O aumento do nível do mar vai trazer grandes prejuízos ao litoral. Construções à beira-mar poderão desaparecer, portos poderão ser destruídos e populações teriam que ser remanejadas. Sistemas precários de esgoto entrarão em colapso. Novos furacões poderão atingir a costa do Brasil.
- ◆ **Sudeste e bacia do Prata** – Ainda que a chuva tendesse a aumentar no futuro, as elevadas temperaturas do ar simuladas pelos modelos poderiam, de alguma forma, comprometer a disponibilidade de água para agricultura, consumo ou geração de energia

devido a um acréscimo previsto na evaporação ou evapotranspiração. A extensão de uma estação seca em algumas regiões do Brasil poderia afetar o balanço hidrológico regional, e assim comprometer atividades humanas, ainda que haja alguma previsão de aumento de chuva no futuro.

◆ **Região Sul** – A produção de grãos poderá ficar inviabilizada na região Sul do Brasil com o aumento da temperatura, secas mais freqüentes e chuvas restritas a eventos extremos de curta duração. As chuvas cada vez mais intensas poderiam castigar as cidades, com grande impacto social nos bairros mais pobres. Ventos intensos de curta duração poderiam também afetar o litoral. Com temperaturas mais altas e extremas em curto espaço, mais doenças seriam registradas.

◆ **Agricultura** – Culturas perenes, como a laranja, tendem a procurar regiões com temperaturas máximas mais amenas e a produção poderá se deslocar para o Sul. Elevadas temperaturas de verão vão condicionar o deslocamento das culturas como arroz, feijão, soja para a região Centro-Oeste, promovendo a mudança do atual eixo de produção.

◆ **Recursos hídricos** – A redução de chuvas e a diminuição da vazão nos rios vão limitar os esgotos e o transporte fluvial. Poderá haver transbordamento de estações de tratamento e de sistemas de sanitário. A geração de energia ficará comprometida com a falta de chuvas e altas taxas de evaporação devido ao aquecimento, em algumas regiões.

◆ **Grandes cidades** – Regiões metropolitanas ainda mais quentes, com mais inundações, enchentes e desmoronamentos em áreas principalmente nas encostas de morro.

◆ **Saúde** – Os casos de doenças infecciosas transmissíveis poderão aumentar. A dengue pode se alastrar pelo País. A proliferação tende a aumentar nas áreas urbanas.

Projeções dos modelos climáticos permitem a geração de cenários de clima no futuro, mas ainda não distinguem ou separam os efeitos da variabilidade natural do clima da variabilidade induzida pelo homem. Efeitos como as explosões dos vulcões podem produzir um esfriamento da atmosfera que pode durar até dois anos, mas o aquecimento continua depois. Níveis de confiança nas previsões podem ser maiores se for considerado o impacto de incremento nas concentrações dos gases de efeito estufa nas mudanças dos componentes dos balanços de energia e hidrológicos globais, enquanto que pode haver pouca confiança em previsões de mudanças na freqüência e intensidade de eventos extremos de tempo e clima (*El Niño*, períodos secos, chuvas intensas, freqüência e intensidade de ciclones tropicais e furações, tornados, etc).

Apenas alguns dos modelos climáticos usados pelo IPCC-AR4 têm simulado o *Amazon dieback* e dessecamento da Amazônia até virar cerrado; assim as incertezas ainda são grandes em relação a este futuro cenário para Amazônia. Os modelos também não têm apresenta-

do uma simulação satisfatória de eventos extremos de chuva no presente, e as afirmações de que extremos poderão ser mais intensos e freqüentes baseiam-se mais no que tem sido observado nos últimos 50 anos e não necessariamente nas projeções dos modelos. Se considerarmos os cenários climáticos discutidos nas seções anteriores como possíveis, as elevadas taxas de aquecimento e a diminuição da precipitação em vastas áreas da Amazônia implicariam em um aumento da respiração das plantas e no fechamento dos estômatos, conduzindo por fim ao colapso da floresta. Este cenário (ainda com incertezas grandes) é gerado pelo modelo do *Hadley Centre* e conduziria a uma “savanização” da Amazônia, que passaria a ter um clima semelhante ao do Cerrado, em meados de 2050.

As diferenças entre tendências de mudanças de temperatura e chuva geradas pelos diferentes modelos para algumas regiões, especialmente o Pantanal, sugerem que ainda há um grau de incerteza nos cenários de projeção de clima futuro. Isto sugere a necessidade de melhorar a representação dos processos naturais, como nuvens e interação da vegetação e clima, assim como o papel de aerossóis e mudança no uso da terra e na variabilidade e mudança de clima.

É certo que muitos dos cenários climáticos são produzidos pelos modelos, os quais ainda podem ter problemas em representar realmente os processos físicos que acontecem na natureza. Projeções de extremos climáticos geradas pelos modelos do IPCC apontam para um aquecimento maior durante o inverno e estações de transição, assim como para uma tendência de noites mais quentes, consistentes com tendências positivas mais intensas na temperatura mínima, que as da temperatura máxima. Também o risco de haver ondas de calor é bastante grande, especialmente nas regiões subtropicais da América do Sul. Existem também indicadores de períodos secos mais intensos e longos no leste da Amazônia e no Nordeste, assim como uma maior freqüência e intensidade de extremos de chuvas na maior parte da América do Sul Tropical.

O IPCC (2001 a-c) estima que próximo ao ano 2100, a temperatura média global aumentará entre 1,6°C e 5,8°C, representando taxas de aquecimento de 0,1°C a 0,4°C por década. Estes valores são comparáveis à taxa de 0,15°C por década observada desde os anos 1970. O aquecimento varia entre estações do ano, com valores entre 0,1°C e 0,4°C por década para os meses de dezembro até fevereiro, e 0,2°C a 0,6°C por década para a estação entre junho e agosto. Para o Brasil, os valores mais elevados da taxa de aquecimento serão observados na floresta amazônica e os menores nos estados do Sudeste, junto à costa da Mata Atlântica.

As incertezas sobre os cenários de mudanças climáticas para os próximos 100 anos têm duas origens principais e bem distintas. Em primeiro lugar, há incerteza sobre os cenários futuros de emissões dos gases de efeito estufa para este século. Dependendo do cenário de emissões de gases de efeito estufa até 2100, a temperatura global média na superfície pode subir de 1,5°C até 5,5°C, onde subjetivamente estima-se que o aumento da temperatura global

média acima de 3°C já seria suficiente para causar impactos adversos em inúmeros setores econômicos. Para a Amazônia, o aquecimento no ano 2100 pode chegar até 3-8°C para o cenário A2 e entre 1,5-6 °C no cenário B2, dependendo do modelo considerado. O aquecimento tende a ser menor em regiões como o Nordeste e a bacia do Prata. A outra fonte de incerteza diz respeito à efetividade de se usar modelos climáticos globais como a melhor ferramenta para estimar alterações climáticas resultantes do aquecimento global. Uma medida desta incerteza pode ser obtida ao calcular o aumento da temperatura média global simulada por diversos modelos climáticos globais para um mesmo cenário de emissões.

Uma outra fonte de incerteza relacionada é a dificuldade que estes modelos têm para representar adequadamente características do clima regional, que é onde há interesse de se avaliar impactos em setores econômicos, na sociedade e no meio ambiente. Por exemplo, para um mesmo cenário de emissões SRES, diferentes modelos indicam alterações até mesmo contraditórias com relação às chuvas em grande parte do Brasil. Há modelos indicando cenários de aumento das chuvas na Amazônia, enquanto outros simulam substanciais reduções das chuvas e drásticos efeitos sobre a floresta tropical. Diferenças desta magnitude também aparecem em outras partes do País, tornando difícil à plena utilização destes cenários em estudos de impactos para os quais a chuva é um parâmetro determinante, como por exemplo, na agricultura e na hidroeletricidade. Os cenários SRES não contemplam a presença de aerossóis produzidos pelas queimadas na Amazônia, e que podem afetar o clima regional. As queimadas na Amazônia não ameaçariam apenas a biodiversidade da maior floresta do planeta. Partículas liberadas nos incêndios da região são capazes de diminuir a quantidade de chuvas e alterar o balanço das estações, com impactos significativos para os climas amazônico e planetário. As queimadas também estão desordenando a divisão do ano em estação seca e chuvosa na Amazônia - a última está começando duas semanas após o normal. É bem possível, no entanto, que o impacto deste mecanismo vá muito além dos limites do Brasil. A Amazônia é uma fonte importante de vapor d'água para a atmosfera do planeta e regionalmente também é fonte de umidade para a bacia do Prata, e certamente uma seca na Amazônia pode afetar o sistema de chuvas em cidades como São Paulo ou Buenos Aires.

No momento, estudos de impactos devem concentrar-se nas atividades mais sensíveis aos aumentos da temperatura e do nível do mar, pois há menor incerteza com relação a estes. Nestes estudos, também deverão ser abordadas as possíveis mudanças na frequência de ocorrência de extremos climáticos, como secas, tempestades severas, inundações, etc. Pela própria natureza dos sistemas, o estudo das mudanças climáticas globais deve ser(- excluir) analisado interdisciplinarmente. A integração destes estudos se faz necessária a fim de que se possam desenhar estratégias, tanto de mitigação quanto de adaptação, eficazes para enfrentar mudanças adversas do clima.

A questão da vulnerabilidade e adaptação deve ser tratada de maneira pragmática, inclusive com o desenvolvimento de modelos que levem em conta as necessidades dos países em

desenvolvimento. Nesse esforço, é crucial a participação de técnicos e cientistas, bem como o fortalecimento das instituições dos países em desenvolvimento. A experiência brasileira nesse domínio mostra a necessidade de se ajustar os métodos aplicáveis aos cenários de mudança do clima resultantes de modelos globais para projeções de escopo regional ou local. Esse ajuste seria útil para estudos sobre os impactos da mudança do clima em áreas como gerenciamento de recursos hídricos, ecossistemas, atividades agrícolas e mesmo a propagação de doenças. A maior resolução obtida em modelos de escopo regional ou local concorreria para uma previsão realista de alterações extremas e a uma melhoria substancial da avaliação da vulnerabilidade dos países à mudança do clima e de sua capacidade de adaptação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEITUNO, P. 1988: On the Functioning of the Southern Oscillation in the South-American Sector .1. Surface Climate. *Monthly Weather Review*, 116, 505-524.

ALEXANDER, L. V., ZHANG, X., PETERSON, T. C., CAESAR, J., GLEASON, B., KLEIN TANK, A., HAYLOCK, M., COLLINS, D., TREWIN, B., RAHIMZADEH, F., TAGIPOUR, A., AMBENJEK, P., RUPA KUMAR, K., REVADEKAR, J., GRIFFITHS, G., VINCENT, L., STEPHENSON, D., BURN, J., AGUILAR, E., BRUNET, M., TAYLOR, M., NEW, M., ZHAI, P., RUSTICUCCI, M. and VAZQUEZ-AGUIRRE J. L., 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *J. Geophys Res.* VOL. 111, D05109, doi:10.1029/2005JD006290, 2006.

ALVES, J. M. B., REPELLI, C. A. N., MELLO G. 1993: A pré-estação chuvosa do setor norte do Nordeste brasileiro e sua relação com a temperatura dos oceanos adjacentes. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 8, 22-30.

ALVES, J. M. B., SOUZA, E., REPELLI, C. A., VITORINO, M. FERREIRA, N. 1997: Episódios de *La Niña* na bacia de oceano Pacífico Equatorial e a distribuição sazonal e intra-sazonal das chuvas no setor norte do Nordeste Brasileiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 12, 63-76.

BARROS, V., CASTAÑEDA, M. E., DOYLE M. 1995: Recent Precipitation Trends in Southern South America to the East of the Andes: An Introduction of a Mode of Climatic Variability. In: *Proceedings of Latin American Workshop on Greenhouse Gas Emission of Energy Sector and their impacts: COPPE/UFRJ*, Rio de Janeiro.

BARROS, V., DOYLE, M. 1996: Precipitation trends in Southern South America to the east of the Andes. *Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies*. Report N° 26. Editors J. I. Kinter III and E. K. Schneider. pp. 76-80.

BARROS, V. R., DOYLE M., 1997: Interannual variability of Precipitation in Southern South America. *Fifth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Pretoria, South Africa, MAS, 228-229.

BARROS, V., CAMILLONI, I., MENÉNDEZ A. 2003: Impact of global change on the coastal areas of the Río de la Plata. *AIACC Notes* 2, 9-12.

BARROS, V., DOYLE, M., GONZÁLEZ, I., CAMILLONI, R., BEJARÁN and CAFFERA R. 2002: Climate variability over subtropical South America and the South American Monsoon System: A Review. *Meteorológica*, 27, 33-58.

BARRUCAND, M. G., RUSTICUCCI, M. M. 2001: Climatología de temperaturas extremas en la Argentina. Variabilidad temporal y regional. *Meteorológica*, 26, 85-102, 2001.

- BEHRENFELD, M. J., O'MALLEY, R.T., SIEGEL, D. A., MCCLAIN, C. R., SARMIENTO, J. L., FELDMAN, G. C., MILLIGAN, A. J., FALKOWSKI, P. J., LETELIER, R. M., BOSS, E. S, 2006: Climate-driven trends in contemporary ocean productivity, *Nature*, Vol 444|7 December 2006| doi:10.1038/nature05317
- BERBERY E. H. and BARROS V. 2002: The hydrological cycle of the La Plata Basin in South America. *J Hydromet* 3: 630-645.
- BERLATO, M, FONTANA, D. C. 2003. *El Niño e La Niña: impactos no clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul; aplicações de previsões climáticas na agricultura. Editorial UFRGS. Porto Alegre, RS. 110 pp.*
- BETTS, R., COX, P., COLLINS, M., HARRIS, P., HUNTINGFORD, C., and JONES, P. 2004: The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global change warming. *Theoretical and Applied Climatology*, 78, 157-175.
- BOTTA A., RAMANKUTTYM N., FOLEY J. A. 2003: Long-term variations of climate and carbon fluxes over the Amazon Basin. *Geophysical Research Letters* 29.
- CAMILLONI, I. 2004a: Verificación de modelos climáticos globales en el sur de *Sudamérica. Informe Proyecto ARG/03/001*. Fundación Torcuato Di Tella – Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable, 16 pp.
- CAMILLONI, I. 2004b: Escenarios climáticos futuros. *Informe Proyecto ARG/03/001*. Fundación Torcuato Di Tella – Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable, 11pp.
- CARTER, T., HULME, M. 2000: Interim characterizations of Regional Climate Related Changes up to 2100 Associated with the Provisional SRES Marker Emissions Scenarios. *IPCC Secretariat*, Geneva, Switzerland.
- CARVALHO, L. M. V., C. JONES, B. LIEBMANN, 2002: Extreme Precipitation Events in Southeast South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, 15, 2377-2394.
- CARVALHO, L. M. V., C. JONES, B. LIEBMANN 2004: The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *Journal of Climate*, 17, 88-108.
- CAZES-BOEZIO, G. H., ROBERTSON, A. W., MECHOSO, C. R. 2003: Seasonal dependence of ENSO teleconnections over South America and relations with precipitation in Uruguay. *Journal of Climate*, 16, 1159-1176.
- CHEN, T. C., TAKLE E. S., YOON J. H., ST CROIX K., HSIEH P. 2003: Impacts on tropical South America Rainfall due to changes in global circulation. In: *Proceedings of the 7th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*. Wellington, New Zealand. Ed. By American Meteorological Society, Boston, Massachusetts. pp 92-93.

- CHU, P. S., YU, Z-P., HASTENRATH, S, 1995: Detecting climate change concurrent with deforestation in the Amazon basin: which way has it gone?. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 75, 579-583.
- COLLISCHOONN, W. 2001: *Simulações hidrológicas em grandes bacias*. Tese de doutorado. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. UFRGS.
- COSTA M, H., FOLEY J. A. 1999: Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin. *J Geophys Res*, 104: 14189-14198
- COSTA, M. H., FOLEY, J. A. 2000: Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO₂ concentrations on the climate of Amazonia. *Journal of Climate* 13, 18-34.,
- COX P.M., BETTS R. A., JONES C. D, SPALL S.A, TOTTERDELL I.J., 2000: Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature* 408:184-187.
- COX, P., BETTS, R., COLLINS, M., HARRIS, P., HUNTINGFORD, C., JONES, C. 2004: Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. *Theoretical and Applied Climatology*, 78, 137-156.
- CURTIS S., HASTENRATH S. 1999: Trends of upper-air circulation and water vapor over equatorial South America and adjacent oceans. *Int J Climatol*, 19: 863-876.
- DIAS DE PAIVA E. M. C., CLARKE R. 1995: Time trends in rainfall records in Amazonia. *Bull Amer Met Soc.*, 75: 579-583.
- DIAZ, A., STUDZINSKI C. D. S., 1994: Rainfall anomalies in the Uruguay-Southern Brazil region related to SST in the Pacific and Atlantic Oceans using canonical correlation analysis. *VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, S. B. Met, Belo Horizonte, 2, 42-45.
- DIAZ, A., STUDZINSKI C. D. S., MECHOSO, C. 1998: Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature the Pacific and Atlantic Oceans. Aceito para publicação no *Journal of Climate*.
- DOYLE M. E., BARROS V. R. 2002: Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. *Journal of Climate*, 15, 3394-3410.
- DUURSMA, E. 2002: *Rainfall, River flow and temperature profile trends; consequences for water resources*. Eds. Th. A. de Man, P.E. van Oeveren, S. Montjijn, Heineken, N. V. Company. Amsterdam.
- ELTAHIR, E. A. B., BRAS, R. L. 1994: Precipitation recycling in the Amazon Basin. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 120, 861-880.
- FOLEY, J. A., BOTTA, A., COE, M.T., COSTA, M. H. 2002: The *El Niño*/Southern Oscillation and the climate, ecosystems and rivers in Amazonia. Submetido ao *Global Biogeochemical Cycles*.

FONSECA DUARTE, A., 2006: Variabilidade e tendência das chuvas no Rio Branco AC, Brasil. No prelo, *Revista Brasileira de Meteorologia*.

GARCIA A., N. O., VARGAS, W. M. 1998: The temporal climatic variability in the Rio de La Plata basin displayed by the river discharges. *Climatic Change*, 38, 359-379.

GASH, J. H., NOBRE C. A., ROBERTS J., VICTORIA, R. L. 1996: An overview of ABRACOS. In *Amazon deforestation and climate*. J. Gash, C. Nobre, J. Roberts and R. L. Eds. John Wiley and Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto and Singapore, 1-14 pp.

GIANNINI, A., SARAVANAN, R., CHANG, P. 2004: the preconditioning role of Tropical Atlantic Variability in the development of the ENSO teleconnection: implications for the prediction of Nordeste rainfall. *Climate Dynamics*, 22, 839-855.

GIORGI, F., WHETTON P. H., JONES R. G., CHRISTENSEN J. H., MEARNES L.O., HEWITSON, B., VONSTORCH, H., FRANCISCO, R., JACK, C. 2001: Emerging Patterns of Simulated Regional Climatic Changes for the 21st Century Due to Anthropogenic Forcings. *Geophysical Research Letters*, 28, 3317-3320.

GIORGI, F. and MEARNES L. O., 2003: Probability of regional climate change calculated using the Reliability Ensemble Averaging (REA) method. *Geophysical Research Letters*, 30, 1629-1640.

GONÇALVES, F. L. T., SILVA DIAS, P. L., ARAÚJO G. P. 2002: Climatological analysis of wintertime extreme low temperatures in São Paulo City, Brazil: Impacts of seas surface temperatures anomalies. *Int. J. Climatol.*, 22, 1511-1526.

GREENPEACE, 2006: *Mudanças de clima, mudanças de vida: como o aquecimento global já afeta o Brasil*. 64 pp. Preparado pelo Greenpeace-Brasil, São Paulo. www.greenpeace.org.br.

GRIMM, A. M. 1997a: *El Niño* impact on rainfall over southern Brazil. In extended abstract of the *Seventh Conference on Climate Variations*. Feb. 2-7, 1997. Long Beach. California, USA. pp. 109-113.

GRIMM, A. M. 1997b: Dynamical mechanisms of the *El Niño* impact on rainfall over southern Brazil in the austral spring. In extended abstract of the *Seventh Conference on Climate Variations*. Feb. 2-7, 1997. Long Beach. California, USA. pp. 114-118.

GRIMM A. M., BARROS V., DOYLE M. E. 2000: Climate variability in southern South America associated with *El Niño* and *La Niña* events. *Journal of Climate*, 13, 35-58.

GRIMM A. M., FERRAZ S. E. T., GOMES J. 1998: Precipitation anomalies in southern Brazil associated with *El Niño* and *La Niña* events. *Journal of Climate*, 11, 2863-2880.

GRIMM, A. M., PSCHIEDT, G. I. 2001: Padrões atmosféricos associados a eventos severos de chuva na primavera durante *El Niño*, *La Niña* e anos neutros. *Anais do IX Congresso da Federação Latino-Americana e Ibérica de Sociedades de Meteorologia e VIII Congresso Argentino de Meteorologia* (em CD, nº 269), Buenos Aires, maio de 2001, Centro Argentino de Meteorologistas e Federação Latino-Americana e Ibérica de Sociedades de Meteorologia.

GROISMAN, P., KNIGHT, R., EASTERLING, D., KARL, T., HEGERL, G., RAZUVAEV V. 2005: Trends in tense precipitation in the climate record. In Press, *Journal of Climate*

HASTENRATH, S. 1984: Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1097-1107.

HASTENRATH, S. 2001: Interannual and longer-term variability of upper air circulation in the Northeast Brazil-Tropical Atlantic sector. *J Geophys Res.*, 105, 7327-7335.

HASTENRATH, S., GREISCHAR, L. 1993: Further work of Northeast Brazil rainfall anomalies, *Journal of Climate.*, 6, 743-758.

HASTENRATH, S., HELLER, L. 1977. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 103; 77-92.

HAYLOCK M. R., PETERSON T., ABREU DE SOUSA J. R., ALVES L. M., AMBRIZZI T., BAEZ J., BARBOSA DE BRITO J. I., BARROS V. R., BERLATO M. A., BIDEGAIN M., CORONEL G., CORRADI V., GARCIA V. J., GRIMM A. M., JAILDO DOS ANJOS R., KAROLY D., MARENGO J. A., MARINO M. B., MEIRA P. R., MIRANDA G. C., MOLION L., MUNCUNIL D. F., NECHET D., ONTANEDA G., QUINTANA J., RAMIREZ E., REBELLO E., RUSTICUCCI M., SANTOS J. L., VARILLAS I. T., VINCENT L., AND YUMIKO M. 2006: Trends in total and extreme South American rainfall 1960-2000 and links with sea surface temperature. *Journal of Climate*, 19 , 1490-1512.

HULME, M., SHEARD N., 1999: Cenários e alterações climáticas para o Brasil. *Climate Research Unit*, Norwich, UK. 6 pp

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC 1990: Climate Change: The IPCC Scientific Assessment-Report of IPCC Working Group. Cambridge Univ. Press. 1990.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC 1996a: Climate Change 1995: The Science of Climate Change-Contribution of Working Group 1 to the IPCC Second Assessment Report. Houghton, J. T., Meira Filho, L. G., Callander, B. A., Harris, N., Kattemberg A. and Maskell K. (Eds.) *Cambridge Univ. Press*. 1996.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC 1996b: Climate Change 1995: The Science of Climate Change-Summary for Policymakers and Technical Summary of the Working Group I Report. *Cambridge Univ. Press*. 1996. 56 pp.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC 2001a: Climate Change 2001: The Scientific Basis-Contribution of Working Group 1 to the IPCC Third Assessment Report. *Cambridge Univ. Press*. 2001.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC 2001b: Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability- Contribution of Working Group 2 to the IPCC Third Assessment Report. *Cambridge Univ. Press*. 2001.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC 2001c: Climate Change 2001: The Scientific Basis-Summary for Policymakers and Technical Summary of the Working Group I Report. *Cambridge Univ. Press*. 2001. 98 pp.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC 2001d: Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability.-Summary for Policymakers and Technical Summary of the Working Group II Report. *Cambridge Univ. Press*. 2001. 86 pp.

JONES, R., NOGUER, M., HASSELL, D., HUDSON, D., WILSON, S., JENKINS G., MITCHELL, J. 2004: Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS. *Met Office Hadley Centre*, Exeter UK, 40 pp.

KANE, R. P. 1989: Relationship between the southern oscillation/*El Niño* and rainfall in some tropical and midlatitude regions. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet Sci.)*, 3, 223-235.

KILADIS, G. N., DIAZ, H. F. 1989: Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 2, 1069-1090.

KOUSKY, V. E. 1987: The global climate for December 1986-February 1987: *El Niño* returns to the Tropical Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2822-2838.

LABRAGA, J. C., FRUMENTO, O., LOPEZ, M. 2000: The atmospheric water vapor in South America and the tropospheric circulation. *J. Climate*, 13, 1899-1915.

LAURENCE, W. F. 2005: A crisis in the making: responses of Amazonian forests to land use and climate change. *Trends in Ecology and Evolution*, 13:411-415.

LETTAU, H., LETTAU, K., MOLION, L. 1979: Amazonia's hydrologic cycle and the role of atmospheric recycling in assessing deforestation effects. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 227-238.

LIEBMANN, B., KILADIS G., MARENGO J. A., AMBRIZZI, T., GLICK, J. 1999: Sub monthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, 12: 1877-1891.

LIEBMANN, B., VERA, C., CARVALHO L., CAMILLONI, I., HOERLING, M. P., ALLURED, D., BARROS, V., BAEZ, J., BIDEGAIN, M., 2004: An Observed Trend in Central South American Precipitation. Accepted. *Journal of Climate*

MAGALHÃES, A., FILHO, H. C., GARAGORRY, F., GASQUES, J. G., MOLION, L. C., NETO, M., NOBRE, C. A., PORTO, E., REBOUÇAS, O. 1988: The effects of climate variations on agriculture in Northeast Brazil. pp. 277-304. *In: The Impact of Climate Variations on Agriculture*. Vol 2. Assessments in Semi-Arid Regions. Eds. M. Parry, T. Carter, N. Konijn. Kluwer Academic Publishers.

MALCOLM J., MARKHAM, A. 2000: Global Warming and Terrestrial Biodiversity Decline. *Relatório publicado pelo WWF-World Wide Fund*, 56 pp.

MALCOLM, J., PITELKA, LF., 2000: Ecosystems & Global climate change: A Review of Potential Impacts on U.S. Terrestrial Ecosystems and Biodiversity. *Pew Center on Global Climate Change*, Washington DC, 41 pp.

- MARENGO, J. 1992: Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *Int J Climatol* 12: 853-863.
- MARENGO, J. 2002: Mudanças climáticas globais e regionais: Avaliação do clima atual do Brasil e projeções de cenários climáticos do futuro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 16, 1-18.
- MARENGO, J. 2003: Condições climáticas e recursos hídricos no Norte Brasileiro. In: Tucci, C. E.; Braga, B. *Clima e Recursos Hídricos no Brasil*, Associação Brasileira de Recursos Hídricos FBMC/ANA. Porto Alegre, Brasil, v. 9, p. 117-161.
- MARENGO, J. 2004: Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology*. 78, 79-96
- MARENGO, J. 2005: Characteristics and variability of the water budget in the Amazon Basin. *Climate Dynamics*, 24:11-22.
- MARENGO, J., 2006: On the Hydrological Cycle of the Amazon Basin: A historical review and current State-of-the-art, no prelo, *Revista Brasileira de Meteorologia*.
- MARENGO, J., ALVES, L. M. 2005: Tendências hidrológicas da bacia do rio Paraíba do Sul, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 20, 215-226.
- MARENGO, J, ALVES, L. CAMARGO, H.: An overview of global climate predictability at seasonal to interannual time scales, No prelo, *GEWEX Newsletter*
- MARENGO, J. and CAMARGO, C. G. C.: Trends in Extreme air temperatures in Southern Brazil, aceito para publicação, *Int. J. Climatology*.
- MARENGO, J., HASTENRATH, S. 1993: Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. *Journal of Climate*, 6, 617-617.
- MARENGO, J., LIEBMANN, B., VERA, C., PAEGLE, J., BAEZ, J. 2004b: Low Frequency Variability of the SALLJ, *CLIVAR Exchanges*, 9, 26-27.
- MARENGO, J. A., MILLER, J. A., RUSSELL, G., ROSENZWEIG, C., ABRAMOPOULOS, F. 1994: Calculations of river-runoff in the GISS GCM: impact of a new land surface parameterization and runoff routing on the hydrology of the Amazon River. *Climate Dynamics*, 10, 349-361.
- MARENGO, J., NOBRE, C. A. 2001: The Hydroclimatological framework in Amazonia. In *Biogeochemistry of Amazonia*, Richey, J., McClaine, M., Victoria, R., Eds., pp. 17-42.
- MARENGO, J., NOBRE, C. 2005. Lições do Catarina e do Katrina: As mudanças do clima e os fenômenos extremos. *Ciência Hoje*, 37, 22-27.
- MARENGO, J., NOBRE, C., TOMASELLA, J., SAMPAIO, G., DE OLIVEIRA R., CAMARGO, H., OYAMA, M., ALVES, L.,: The drought of Amazonia in 2005. Submetido ao *Journal of Climate*.

- MARENGO, J., TOMASELLA, J., UVO, C. 1998: Long-term stream flow and rainfall fluctuations in tropical South America: Amazônia, Eastern Brazil and Northwest Peru. *J. Geophys. Res.* 103, 1775-1783.
- MARENGO, J., SILVA DIAS, P., 2006: Mudanças climáticas globais e seus impactos nos recursos hídricos. Capítulo 3 em *Águas Doces do Brasil: Capital Ecológico, Uso e Conservação*, pp.63-109. Eds. A. Rebouças, B., Braga e J. Tundisi. Editora Escrituras, SP.
- MARENGO, J., SOARES, W. R., SAULO, C., NICOLINI, M. 2004a: Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as derived from the NCEP – NCAR reanalysis. *Journal of Climate*, 17, 2261-2280.
- MARENGO, J. A., SOARES, W., 2003: Impacto das modificações da mudança climática. Síntese do Terceiro Relatório do IPCC. Condições climáticas e recursos hídricos no Norte do Brasil. Clima e Recursos Hídricos 9. *Associação Brasileira de Recursos Hídricos*, FBMC-ANA. Porto Alegre, Brasil, pp 209-233.
- MATSUYAMA, H. 1992: The water budget in the Amazon River basin during the FGGE period. *J. Meteorol. Soc. Jap.*, 70, 1071-1083.
- MATSUYAMA, H., MARENGO, J., OBREGON, G., NOBRE, C. A. 2002: Spatial and temporal variability of rainfall in tropical South America as derived from the Climate Prediction Center Merged analysis of precipitation. *Int. J. Climatol.* 22, 175-195, 2002.
- MECHOSO, C., LYONS, S., SPAHR, J., 1990: The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall in northeast Brazil. *Journal of Climate*, 3, 812-826.
- MEGGERS, B. J. 1994: Archeological evidence for the impact of mega-Niño events on Amazonia during the past two millenia. *Climatic Change*, 28, 321-338.
- MESQUITA, A. R., Franco, A. S., Harari, J., Sampaio França, C. A. 2005 *On sea level along the Brazilian coast – part 2*. http://www.mares.io.usp.br/aagn/aagn8/ca/sea_level3_partii.html
- MILLY, P. C. D., DUNNE, K. A., VECCHIA A. V. 2005: Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, Vol 438, 17 November 2005|doi:10.1038/nature04312.
- MOLION, L. C. B. 1975: A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the Amazon basin with considerations of deforestation effects. Ph. D. thesis, University of Wisconsin, Madison, 1975.
- MOLION, L. C. B., 1987: Climatologia Dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2: 107 - 117.
- MOURA, A. D., SHUKLA, J. 1981: On the dynamics of the droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmospheric Science*, 38: 2653-2673.
- MÜEHE, D., NEVES, C. F. 2005: Impactos das mudanças climáticas nas zonas costeiras*. *Cadernos NAE*, 3, vol.1: 187-194, 2005. <http://www.nae.gov.br>
- NAE 2005a: Mudança de Clima, Vol. I: Negociações internacionais sobre a mudança de clima; vulnerabilidade, impactos e adaptação á mudança de clima. *Cadernos NAE*, Núcleo de Assuntos Estratégicos da Presidência da Republica, NAE-SECOM 2005. Brasília, 250 pp.

- NAE 2005b: Mudança de Clima, Vol. II: Mercado de Carbono. *Cadernos NAE*, Núcleo de Assuntos Estratégicos da Presidência da Republica, NAE-SECOM 2005. Brasília, 500 pp.
- NAKIC'ENOVIC', N., Alcamo, J., Davis, G., de Vries, B., Fenhann, J., Gaffin, S., Gregory, K., Grübler, A. *et al.* 2000: *Special Report on Emissions Scenarios*, Working Group III, Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 595 pp.
- NAMIAS, J., 1972: Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil. *Tellus*, 24, 336-342.
- NEPSTAD, D., MOREIRA, A., ALENCAR, A. 1999: A Floresta em chamas: origens, impactos e Prevenção de Fogo na Amazônia. PPG7. Brasília, 172 pp.
- NEPSTAD, D., LEFREVE, P., SILVA U. L., TOMASELLA J., SCHLESINGER, P., SOLÓRZANO L., MOUTINHO P., RAY D., BRNITO J. G. 2004: Amazon drought and its implications for forest flammability and tree growth: a basin-wide analysis. *Global Change Biology*, 10: 704-717.
- NERY, J., VARGAS, W., MARTINS, M. L., 1997: Variabilidade interanual da precipitação do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 12, 49-62.
- NEW, M., TODD, M., HULME, M., JONES, P. 2001: Precipitation measurements and trends in the twentieth century, *Int. J. Climatol.* 21: 1899–1922.
- NOBRE P., SHUKLA J. 1996: Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, 9: 2464-2479
- NOGUÉS-PAEGLE, J., AND COAUTHORS, 2002: Progress in Pan American CLIVAR Research: Understanding the South American Monsoon. *Meteorologica*, 27, 3-30.
- OBREGON, G., NOBRE, C. A. 2003: A climate shift in mid-1970 in Northwest Amazonia and Southern Brazil. In *Proceedings of the 7th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*. Wellington, New Zealand, Ed. By American Meteorological Society, Boston, Massachusetts. pp 88-89
- PEZZA, A., SIMMONDS, I. 2005: The first South Atlantic hurricane: unprecedented blocking, low shear and climate change. *Geophysical Research letters* (no prelo)
- POUNDS, J. A., BUSTAMANTE, M. R., COLOMA, L. A., CONSUEGRA, J. A., FOGDEN, M. P. L., FOSTER, P., LA MARCA E., MASTERS, K. L., MERINO-VITERI, A., PUSCHENDORF, R., RON, S. R., SANCHEZ-AZOFEIFA, G. A., STILL, C. J., YOUNG, B. E. 2006: Widespread amphibian extinctions from epidemic disease driven by global warming, *Nature*, Vol 439|12 January 2006|doi:10.1038/nature04246.
- RAO, V. B., CAVALCANTI, I., HADA, K., 1996: Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. *J. Geophys. Res.*, 101, 26539-26551.
- RAO, V. B., LIMA, M. C. D., FRANCHITO, S. H. 1993: Seasonal and Interannual variations of rainfall over eastern Northeast Brazil. *Journal of Climate*, 6, 1754-1763.

- ROADS, J., KANAMITSU, M., STEWART, R. 2002: CSE Water and Energy Budgets in the NCEP-DOE Reanalysis. *J Hydromet*, 3, 227-248
- ROBERTSON, A. W., MECHOSO, C. R. 1998: Interannual and decadal cycles in river flows of southeastern South America. *Journal of Climate* , 11, 2570 –2581.
- ROCHA, E. J. P. 2004: Balanço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia. E. J. P. Rocha. – São José dos Campos: INPE, 2001. 210p. – (INPE-10243-TDI/904).
- RONCHAIL, J., COCHONNEAU, G., MOLINIER M., GUYOT J. L., GORRETI, A., GUIMARÃES, V., DE OLIVEIRA, E. 2002: Interannual rainfall variability in the Amazon Basin and sea surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans. *Int. J. Climatol.* 22: 1663–1686.
- ROPELEWSKI C. F., HALPERT, M. S. 1987: Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El-Niño Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115, 1606-1626.
- ROPELEWSKI, C. F., HALPERT, M.,S. 1989: Precipitation Patterns Associated with the High Index Phase of the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 2, 268-284.
- RUSTICUCCI, M. M., BARRUCAND, M. G. 2001: Climatología de temperaturas extremas en la Argentina consistencia de datos. Relación entre la temperatura media estacional y la ocurrencia de días extremos. *Meteorológica*, 26, 69-83.
- RUSTICUCCI, M., BARRUCAND, M. 2004: Observed trends and changes in temperature extremes over Argentina, *Journal of Climate* 17, 4099-4107
- RUSTICUCCI, M. M., VARGAS, W. M. 1998: Variabilidad Interanual de las Olas de Calor y de Frío sobre la Argentina, su Relación con el ENSO. *Congreso Nacional del Agua*, Santa Fé, Argentina, pp. 115-122.
- RUSTICUCCI, M. M., VENEGAS, S. A., VARGAS W. M. 2003: Warm and cold events in Argentina and their relationship with South Atlantic and South Pacific Sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 108, 2130-22140.
- SELUCHI, M., MARENGO, J. 2000: Tropical-Mid Latitude Exchange of Air Masses during Summer and Winter in South America: Climatic aspects and extreme events, *Int. J. Climatol*, 20, 1167-1190.
- SALATI, E. 1987: The Forest and the Hydrological Cycle, pp. 273-296 J. H. Gash, C. A. Nobre, J. M. Roberts, and R. L. Victoria, editors. *Amazonian deforestation and climate*. John Wiley and Sons, Chichester, UK.
- SALATI, E., MARQUES, J. 1984: Climatology of the Amazon region, in H. Sioli, Ed., *The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin*. W. Junk, Dordrecht, The Netherlands.
- SALATI, E., NOBRE, C. A. 1991: Possible climatic impacts of tropical deforestation. *Climatic Change*, 19, p. 177-196.

- SALATI, E. 2006: Tendências das Variações Climáticas para o Brasil no Século XX e Balanços Hídricos para Cenários Climáticos para o Século XXI. In: *Relatório 4. Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade-Sub projeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI*. SBF/MMA. Brasília, setembro 2006.
- SERRA, A. B., 1941: The general circulation over South America. *Bull. of the Am. Meteorol. Soc.*, 22, 173-179.
- SILVA DIAS, P., MARENGO, J., 2002: Águas atmosféricas. *Águas Doces no Brasil - capital ecológico, usos múltiplos exploração racional e conservação*. Aldo da Cunha Rebouças, Benedito Braga Jr., José Galizia Tundisi, Eds. 2ns Edition, IEA/USP, pp. 65-116.
- SOUZA, E. B., AMBRIZZI, T. 2006: Modulation of the Intraseasonal Rainfall over Tropical Brazil by the Madden–Julian Oscillation. *Intern. Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.1331.
- SOUZA FILHO, F. A. 2003: Variabilidade e mudanças de cima no semi-árido. *Clima e Recursos Hídricos*. Editores. C. Tucci e B. Braga. Coleção ABRH Vol. 9, Porto Alegre, RS, pp. 77-11.
- SOUZA, E. B., KAYANO, M. T., AMBRIZZI, T. 2004: The regional precipitation over the eastern Amazon/northeast Brazil modulated by tropical Pacific and Atlantic SST anomalies on weekly timescale. *Revista Brasileira de Meteorologia* 19: 113-122.
- SOUZA, E. B., KAYANO, M. T., AMBRIZZI, T. 2005: Intraseasonal and sub monthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. *Theoretical and Applied Climatology* 81: 177-191.
- TEBALDI, C., HAYHOE, K., ARBLASTER, J., MEEHL, G. 2006: Going to the extremes An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. *In Press, Climatic Change*.
- TEIXEIRA, M. S. 2004: Atividade de ondas sinópticas relacionadas a episódios de chuvas intensas na região Sul do Brasil. Dissertação de Mestrado-Meteorologia. INPE, São Jose dos Campos. 94 pp.
- TRENBERTH, K. 2005: Uncertainty in hurricanes and global warming, *Science*, 308, 1753-1754
- TUCCI, C.E.M. 2003: Variabilidade e mudanças de cima no semi-árido. *Clima e Recursos Hídricos*. Editores. C. Tucci e B. Braga. Coleção ABRH Vol. 9, Porto Alegre, RS, pp. 1-22.
- TUCCI, C. E. M., CLARKE, R. T. 1998: Environmental issues in the La Plata Basin. *Water Resources Development*, 14, 157-174.
- UK MET OFFICE, 2005; Climate change, rivers and rainfall. Recent research on climate change science from the Hadley Centre. December 2005. *UK Met Office, Exeter*.
- UVO, C. R. B., REPELLI, C. A., ZEBIAK, S., KUSHNIR, Y. 1998: The relationship between tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil monthly precipitation. *Journal of Climate*, 11: 551-562
- VICTORIA, R., MARTINELLI, L., MORAES, J., BALLESTER, M. V., KRUSHCHE, A., PELLEGRINO, G., ALMEIDA, R., RICHEY, J. 1998: Surface air temperature variations in the Amazon region and its border during this century. *Journal of Climate*, 11: 1105–1110, 1998.

- VINCENT, L., PETERSON, T. C., BARROS, V. R., MARINO, M. B., RUSTICUCCI, M., MIRANDA G., RAMIREZ E., ALVES L. M., AMBRIZZI T., BAEZ, J., BARBOSA DE BRITO, J. I, BERLATO, M., GRIMM, A. M., JAILDO DOS ANJOS, R., MARENGO, J. A., MEIRA, C., MOLION, L., MUNCUNIL, D. F., NECHET, D., REBELLO, E., ABREU DE SOUSA, J., ANUNCIAÇÃO, Y. M. T., QUINTANA, J., SANTOS, J., ONTANEDA, G., BAEZ, J., CORONEL, G., GARCIA, V. L., VARILLAS, I. T., BIDEGAIN, M., CORRADI, V., HAYLOCK, M. R., KAROLY, D. 2005: Observed Trends in Indices of Daily Temperature Extremes in South America, 1960-2002. *Journal of Climate*. 19, 1490-1512.
- VOLDOIRE, A., ROYER J. F. 2004: Tropical deforestation and Climate Variability. *Climate Dynamics*, 22, 857-874.
- VOROSMARTY, C., WILLMOTT, C., CHOUDHURY, B., SCHLOSS, A., STEARNS, T., ROBERTSON, S., DORMAN, T. 1996: Analysing the discharge regime of a large tropical river trough remote sensing, ground climatic data, and modeling. *Water Resour Res*, 32, 3137-3150.
- WANG, B. 1995: Interdecadal changes in *El Niño* onset in the last four decades. *Journal of Climate*, 8:267-285.
- WAGNER, R. 1996: Decadal-scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in the tropical Atlantic. *J Geophys Res* 101: 16683-16694.
- WEBSTER, P. J., HOLLAND, G. J., CURRY, J. A., CHANG, H. -R. 2005: Changes in Tropical cyclone, number and duration and intensity in a warming environment. *Science*, 309, 1844-1846.
- WILLIAMS, E., DALL'ANTONIA, A., DALL'ANTONIA V., DE ALMEIDA J., SUAREZ, F., LIEBMANN, B., MALHADO, A. 2005: The Drought of the Century in the Amazon Basin: An Analysis of the Regional Variation of Rainfall in South America in 1926. *Acta Amazonica* 35(2): 231 – 238.
- XAVIER, T. M. B. S. 2001: *Tempo de Chuva. Estudos climáticos e de previsão para o Ceará e Nordeste setentrional*. ABC Editora, Fortaleza, Ceará, 2003, 461 pp.
- XAVIER, T. M. B. S., SILVA DIAS, M. A. F., XAVIER, A. F. S. 1992: Tendências da Pluviometria na Grande São Paulo e a Influência dos Processos de Urbanização e Industrialização. ar maiúscula de todas) Anais, (pôr em itálico) *VII Congresso Brasileiro de Mete orologia*, V1, 220-224.
- XAVIER, T. M. B. S , XAVIER, A. F. S., SILVA DIAS, M. A. F. 1994: Evolução da Precipitação Diária num Ambiente urbano: O Caso da Cidade de São Paulo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 9, 44- 53.
- ZENG, N. 1999: Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. *J Geophys Res*, 104, 9097-9106
- ZHANG, H., HENDERSON-SELLERS, A., MCGUFFIE, K, 2001: The compounding effects of tropical deforestation and greenhouse warming on Climate, *Climatic Change* 49: 309–338.
- ZHOU, J., LAU K. M. 2001: Principal modes of interannual and Decadal variability of summer rainfall over South America, *Int J Climatol* 21: 1623-1644.

GLOSSÁRIO

Adaptação – Ajustes nos sistemas natural ou humano em resposta ao atual ou esperado *stimuli* climático ou seus efeitos, que modera danos ou explora oportunidades benéficas. Vários tipos de adaptação podem ser distinguidos, incluindo adaptação antecipatória ou reativa e adaptação autônoma e planejada:

◆ **Adaptação antecipatória** – Adaptação que acontece antes de os impactos de mudança de clima serem observados. Também se refere à adaptação proativa.

◆ **Adaptação autônoma** – Adaptação que não constitui uma resposta justa ao estímulo climático, mas está formada por mudanças ecológicas em sistemas naturais e através de mudanças de comércio ou bem-estar nos sistemas humanos. Também se refere à adaptação espontânea.

◆ **Adaptação planejada** – Adaptação que é o resultado de uma política de decisão deliberada, baseada no medo de que as condições têm mudado ou mudarão, e que a ação é necessária para retornar, para manter ou para alcançar um estado desejável.

◆ **Adaptação privada** – Adaptação que é iniciada e implementada por indivíduos, famílias ou companhias privadas. Adaptação privada é usualmente no próprio interesse racional do ator.

◆ **Adaptação pública** – Adaptação que é iniciada e implementada por governantes de todos os níveis. A adaptação pública é usualmente direcionada às necessidades coletivas.

◆ **Adaptação reativa** – Adaptação que acontece após a observação dos impactos de mudança de clima.

Veja também “avaliação de adaptação”, “benefícios de adaptação”, “custos de adaptação”, “capacidade adaptativa” e “adaptação inadequada”.

Avaliação de adaptação – A prática de identificar opções para a adaptação às mudanças de clima e avaliá-las em termos dos critérios tais como disponibilidade, benefícios, custos, efetividade, eficiência e praticabilidade.

Aerossóis – Partículas em suspensão no ar. O termo também veio a ser associado, erroneamente, ao propulsor usado em aerossóis do tipo *spray*.

Antropogênico – Resultante ou produzido por seres humanos.

Atribuição – Veja “Detecção e atribuição”.

Cenário climático – Uma representação plausível e freqüentemente simplificada do clima futuro, baseada numa gama de relacionamentos climatológicos internamente consistentes, que foram construídos pelo uso explícito na investigação de conseqüências potenciais de mudança de clima antropogênica, geralmente servindo de introdução aos modelos de impacto. Projeções climáticas muitas vezes servem como um material inicial para construção de cenários climáticos,

o que geralmente exigem informações adicionais, tais como o clima atual observado. Um cenário de mudança de clima é a diferença entre um cenário climático e o clima atual.

Cenário de Emissão – Uma representação plausível do desenvolvimento futuro de emissões de substâncias que são potencialmente radiativamente ativas (ex. Gases de efeito estufa, aerossóis), baseados numa gama de suposições coerentes e internamente consistentes sobre forças de direção (tais como desenvolvimento demográfico e sócioeconômico, e mudança tecnológica) e seus relacionamentos mais importantes. Os cenários de concentração, derivados de emissão de cenários, são usados como uma introdução ao modelo climático para computar projeções climáticas.

Cenários SRES – Os cenários SRES (*Special Report Emission Scenario*) são cenários de emissões de gases de efeito estufa desenvolvidos pelo IPCC. Os termos que se seguem são relevantes para um melhor entendimento da estrutura e uso destes cenários SRES:

- ◆ **Cenário familiar** – São cenários com históricos demográficos, sociais, econômicos e de mudanças-técnicas similares. Estes quatro cenários compreendem a gama de cenários SRES: A1, A2, B1 e B2.

- ◆ **Cenário grupo** – São cenários dentro de uma família que refletem uma variação consistente do histórico. O cenário de família A1 inclui quatro grupos designados como A1T, A1C, A1G e A1B que exploram estruturas alternativas de futuros sistemas de energia. No Sumário para Formuladores de Decisão de Nakic'enovic' *et al.* (2000), os grupos A1C e A1G foram combinados como grupo de cenário “Fóssil Intensivo” A1FI. Os outros três cenários de família consistem de um grupo cada um. A gama de cenários SRES mostrados no Sumário para Formuladores de Decisão de Nakic'enovic' *et al.* (2000), embora consista de seis grupos distintos de cenários, todos são igualmente combinados e juntos captam a extensão de incertezas associadas com as forças de direção e emissões.

- ◆ **Cenário histórico** – Descrição narrativa de um cenário (ou família de cenários) enfatizando suas características principais, relacionamentos entre as forças principais de direção e as dinâmicas de sua evolução.

- ◆ **Cenário ilustrativo** – Cenário que é ilustrativo para cada um dos seis grupos de cenários mostrados no Sumário para Formuladores de Decisão de Nakic'enovic' *et al.* (2000). Incluem quatro formuladores de cenários revisados para os grupos de cenários A1B, A2, B1, B2, e dois cenários adicionais para os grupos A1FI e A1T. Todos os grupos de cenários são igualmente combinados.

Clima – Clima, num senso estreito, é geralmente definido como a “média do tempo” ou, mais rigorosamente, como a descrição estatística em termos de média e variabilidade de quantidades relevantes sobre o período de tempo numa distância de meses a milhares de anos. O período clássico é de 30 anos, como definido pela Organização Mundial Meteorológica (WMO). Estas quantidades são, em sua maioria, variáveis de superfícies tais como temperatura, precipitação e vento. Clima, num senso mais amplo, é um estado, incluindo uma descrição estatística, do sistema climático.

◆ **(Clima) Avaliação de Impacto** – Prática de identificar e avaliar as conseqüências benéficas e danosas à mudança de clima nos sistemas naturais e humanos.

◆ **(Clima) Impactos** – Conseqüências da mudança de clima nos sistemas naturais e humanos. Dependendo da consideração de adaptação, pode ser distinguido entre os impactos potenciais e residuais.

Impactos potenciais – Todos os impactos que ocorram, dado uma mudança projetada no clima, sem considerar adaptação.

Impactos residuais – Os impactos de mudança de clima que ocorreriam após a adaptação.

Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima (UNFCCC) de 1992 faz parte de uma série de acordos por meio dos quais países do mundo inteiro estão se unindo para enfrentar esse desafio. Outros acordos tratam de questões como a poluição dos oceanos, a degradação da terra, danos na camada de ozônio e a rápida extinção de espécies animais e vegetais. A Convenção sobre Mudança do Clima enfoca um problema especialmente inquietante: nós estamos mudando a forma com que a energia solar interage com a atmosfera e escapa dela. Fazendo isso, nós corremos o risco de alterar o clima global. Entre as conseqüências possíveis estão: um aumento na temperatura média da superfície da Terra e mudanças nos padrões climáticos mundiais. Outros efeitos, ainda imprevisíveis, não podem ser descartados.

CO2 equivalente – A concentração de CO2 que causaria a mesma quantidade de forçamento radiativo que uma dada mistura de CO2 e outros gases de efeito estufa.

Desmatamento – Conversão da floresta em não-floresta. Para uma discussão do termo floresta e termos relacionados tais como florestamento, reflorestamento, e desmatamento; veja o Relatório Especial do IPCC sobre o Uso da Terra, Mudança no Uso da Terra e Área Florestal (IPCC, 2000).

Desertificação – Degradação da terra em áreas áridas, semi-áridas e sub-úmidas secas resultantes de vários fatores, incluindo variações de clima de atividades humanas. Além disso, a UNCCD (Convenção das Nações Unidas de Combate à Desertificação) define a degradação da terra como a redução ou perda de áreas em áridas, semi-áridas e áreas sub-úmidas, da produtividade e complexidade econômica de abastecimento de chuva das colheitas, safras irrigadas, ou extensão, pastagem, floresta e matas resultantes do uso da terra ou de um processo ou combinação de processos, incluindo processos surgidos de atividades humanas e padrões de habitação, tais como: (i) erosão do solo causada pelo vento e/ou pela água; (ii) deterioração das propriedades físicas, químicas e biológicas ou econômicas do solo; e (iii) grandes perdas da vegetação natural.

Deteção e atribuição – O clima varia continuamente em todas as escalas de tempo. A deteção da mudança de clima é o processo de demonstrar que o clima tem mudado em alguns sentidos estatísticos definidos, sem fornecer uma razão para tal mudança. A atribuição de causas de mudança de clima é o processo de estabelecer as causas mais prováveis para a mudança detectada com algum nível definido de confiança.

Dióxido de carbono (CO₂) – Gás de ocorrência natural, também um produto derivado da queima de combustíveis fósseis e biomassa, bem como de mudanças no uso da terra e processos industriais. É o principal gás antropogênico de efeito estufa que afeta o balanço da radiação da Terra. É o gás de referências contra outros gases que são medidos e por esta razão tem Aquecimento Global de 1.

Ecossistema – Sistema distinto de interação de organismos vivos, juntamente com seu meio ambiente físico. Os limites que denominam ecossistema são um pouco arbitrários, dependendo do foco de interesse do estudo. Desta forma a extensão de um ecossistema pode variar de pequenas escalas espaciais até o tamanho da Terra toda.

Efeito estufa – Em longo prazo, a Terra deve irradiar energia para o espaço na mesma proporção em que a absorve do sol. A energia solar chega na forma de radiação de ondas curtas. Parte dessa radiação é refletida e repelida pela superfície terrestre e pela atmosfera. A maior parte dela, contudo, passa diretamente pela atmosfera para aquecer a superfície terrestre. A Terra se livra dessa energia, mandando-a de volta para o espaço, na forma de irradiação infravermelha de ondas longas. A maior parte da irradiação infravermelha que a Terra emite é absorvida pelo vapor d'água, pelo dióxido de carbono e outros “gases de efeito estufa” que existem naturalmente na atmosfera. Esses gases impedem que a energia passe diretamente da superfície terrestre para o espaço. Ao invés disso, processos interativos (como a radiação, as correntes de ar, a evaporação, a formação de nuvens e as chuvas) transportam essa energia para altas esferas da atmosfera. De lá, ela pode ser irradiada para o espaço. É bom que esse processo (chamado de efeito estufa) seja mais lento e indireto, porque se a superfície terrestre pudesse irradiar energia para o espaço livremente, nosso planeta seria um lugar frio e sem vida, tão desolado e estéril quanto Marte. Aumentando a capacidade da atmosfera de absorver irradiação infravermelha, nossas emissões de gases de efeito estufa estão perturbando a forma com que o clima mantém esse equilíbrio entre a energia que entra e a energia que sai. Uma duplicação, na atmosfera, da quantidade de gases de efeito estufa de vida longa (projetada para acontecer logo no começo do século 21) reduziria em 2%, se nada fosse mudado, a proporção em que o planeta é capaz de irradiar energia para o espaço. A energia não pode simplesmente acumular. O clima vai ter de se ajustar de alguma forma para conseguir se desfazer dessa energia excedente, e enquanto 2% parece não ser muito, tomando a Terra inteira, isso equivale a reter o conteúdo energético de 3 milhões de toneladas de petróleo por minuto.

El Niño - Oscilação Sul (ENSO) – *El Niño*, em seu significado original, é o fluxo de aquecimento da água que periodicamente flui ao longo da costa do Equador e do Peru, rompendo a indústria de pesca local. Este evento oceânico está associado com a flutuação de um padrão e circulação da pressão da superfície intertropical nos oceanos Índico e Pacífico, chamado de Oscilação Sul. Este fenômeno da junção oceano-atmosfera é coletivamente conhecido como *El Niño* – Oscilação Sul, ou ENSO. Durante um evento *El Niño*, o transporte predominante dos ventos enfraquece e a contra-corrente equatorial se fortalece, causando o aquecimento das águas na área da Indonésia e flui em direção ao leste e cobre as águas frias da corrente do Peru. Este

evento tem grande impacto no vento, na temperatura da superfície do mar e nos padrões de precipitação no Pacífico tropical. Tem efeitos climáticos através da região do Pacífico e em muitas outras partes do mundo. O oposto de um evento *El Niño* é chamado de *La Niña*.

Evapotranspiração – O processo combinado de perda de água para atmosfera causada pela evaporação a partir da superfície do solo e pela transpiração das plantas.

Evento extremo de clima – Evento que é raro dentro de sua distribuição de referência estatística num lugar em particular. Definições variam, mas um evento extremo de clima normalmente seria raro ou mais raro do que 10^o ou 90^o percentil. Por definição, as características do que é chamado evento extremo de clima podem variar de lugar para lugar. Um evento extremo de clima é uma média de um número de eventos do tempo sobre um certo período, uma média que é extrema por si só (ex.: chuva sobre a estação).

Extensão de temperatura diurna – A diferença entre a temperatura mínima e máxima durante um dia.

Forçamento radiativo – Medida simples da importância de um mecanismo potencial de mudança do clima. O forçamento radiativo é a perturbação do balanço de energia do sistema Terra-atmosfera (em Wm⁻²) em seguida, por exemplo, a uma mudança da concentração de dióxido de carbono ou uma mudança da radiação do Sol; o sistema climático responde a um forçamento radiativo de modo a restabelecer o balanço de energia. Um forçamento radiativo positivo tende a aquecer a superfície e um forçamento radiativo negativo tende a esfriar a superfície. O forçamento radiativo é normalmente citado como um valor médio global e anual. Uma definição mais precisa do forçamento radiativo, como utilizada nos relatórios do IPCC, é a perturbação do balanço de energia do sistema superfície-troposfera, após permitir que a estratosfera reajuste-se a um estado de equilíbrio radiativo médio global (ver Capítulo 4 do IPCC 1994). Chamado às vezes de “forçamento climático”.

Gás de efeito estufa - Gás que absorve radiação em comprimentos de ondas específicos dentro do espectro de radiação (radiação infravermelha) emitido pela superfície da Terra e pelas nuvens. O gás, por sua vez, emite radiação infravermelha de um nível onde a temperatura é mais baixa do que a da superfície. O efeito líquido é um aprisionamento local de parte da energia absorvida e uma tendência a aquecer a superfície planetária. Vapor d'água (H₂O), dióxido de carbono (CO₂), óxido nitroso (N₂O), metano (CH₄) e ozônio (O₃) são os principais gases de efeito estufa na atmosfera da Terra.

Incerteza – Expressão do grau ao qual um valor (ex.: o futuro estado do sistema climático) é desconhecido. Incerteza pode resultar de uma falha na informação ou de um desentendimento sobre o que se sabe ou mesmo do que se pode saber. Pode ter muitos tipos de fontes, de erros determináveis em detalhes de conceitos ou terminologia ambigüamente definidos, ou projeções incertas do comportamento humano. Incerteza pode, conseqüentemente, ser representada por medidas quantitativas (ex.: um limite de valores calculados por vários modelos) ou por declarações qualitativas.

Modelo climático – Representação numérica do sistema de clima baseada nas propriedades físicas, químicas e biológicas de seus componentes, e seus processos de interação e regeneração, e conta para todos ou algumas de suas propriedades conhecidas. O sistema de clima pode ser representado pelos modelos de complexidade variada; por exemplo, para qualquer componente ou combinação de componentes, uma hierarquia de modelos pode ser identificada, diferenciando em aspectos tais como número de dimensões espaciais, a extensão aos quais os processos físicos, químicos ou biológicos são explicitamente representados, ou o nível ao qual as parametrizações empíricas estão envolvidas. Os modelos de Circulação Geral Acoplados atmosfera/oceano/polar (AOGCMs) fornecem uma representação compreensiva do sistema de clima. Há uma evolução em direção aos modelos mais complexos com biologia e química ativas. Os modelos de clima são aplicados como uma ferramenta de pesquisa, para estudar e simular o clima, mas também com propostas operacionais, incluindo previsões mensais, sazonais e interanuais.

Mudança do clima – É uma mudança atribuída direta ou indiretamente à atividade humana que altere a composição da atmosfera global e que seja adicional à variabilidade climática natural observada ao longo de períodos comparáveis de tempo. A mudança do clima, como mencionada no registro observacional do clima, ocorre por causa de mudanças internas dentro do sistema climático ou na interação de seus componentes, ou por causa de mudanças no forçamento externo por razões naturais, ou ainda devido às atividades humanas. Geralmente não é possível fazer uma atribuição clara entre essas causas. As projeções da mudança do clima no futuro relatadas pelo IPCC geralmente consideram apenas a influência sobre o clima dos aumentos antrópicos de gases de efeito estufa e outros fatores relacionados ao homem.

Previsão climática – Previsão de clima é o resultado de uma tentativa de se produzir uma descrição mais similar ou estimada da evolução atual do clima no futuro. Por exemplo: escalas de tempo sazonais, interanuais ou de longo tempo. Veja também: Projeção climática e Cenário climático.

Projeção de clima – Projeção da resposta da emissão do sistema climático aos cenários de emissão ou concentração dos gases de efeito estufa e aerossóis; cenários de forçamentos radiativos, freqüentemente baseados nas simulações pelos modelos climáticos. Projeções de clima são diferentes de previsões climáticas, de maneira a enfatizar que as projeções de clima dependem do cenário utilizado de forçamentos radiativos de emissão/concentração, que são baseados em suposições, à respeito, por exemplo, de descobertas tecnológicas e socioeconômicas, que podem ou não serem realizadas e, conseqüentemente, são assunto de uma incerteza substancial.

Protocolo de Kyoto – O Protocolo de Kyoto para a Convenção de Estrutura das Nações Unidas em Mudanças de Clima (UNFCCC) foi adotado na Terceira Sessão da Conferência das Partes (COP), em 1997 em Kyoto, Japão. Contém compromissos legalmente ligados, em acréscimo àqueles inclusos no UNFCCC. Os países incluídos no Anexo B do Protocolo (maioria países OECD e também aqueles com a economia em transição) concordaram em reduzir as emissões antropogênicas de gases do efeito estufa (CO₂, CH₄, N₂O, HFCs, PFCs, e SF₆) pelo menos

em 5% abaixo dos níveis de 1990, no período de compromisso de 2008 à 2012. O Protocolo de Quioto não atingiu ainda seu objetivo (Abril 2001).

Regiões áridas – Ecossistemas com <250 mm precipitação por ano.

Regiões semi-áridas – Os ecossistemas que têm >250 mm de precipitação por ano, mas não são altamente produtivos; geralmente classificados como terras distantes.

Resiliência - Capacidade de um sistema de se recobrar ou se adaptar facilmente às mudanças. Capacidade rápida de recuperação.

Revolução industrial – Período de rápido crescimento industrial com conseqüências econômicas e sociais de longo alcance, iniciada na Inglaterra durante a segunda metade do século XVIII, que se espalhou pela Europa e mais tarde para outros países incluindo Estados Unidos. A invenção da máquina a vapor foi um importante passo para este desenvolvimento. A revolução industrial marca o início de um forte aumento do uso de combustíveis fósseis e da emissão, em particular, do dióxido de carbono fóssil. Neste livro os termos pré-industrial e industrial referem-se, de certa forma arbitrariamente, aos períodos antes e depois de 1750, respectivamente.

Seca – Fenômeno que ocorre quando a precipitação fica abaixo dos níveis normais registrados, causando sérios desequilíbrios que afetam adversamente os sistemas de produção de recursos da terra.

Sistema climático – O sistema climático é altamente complexo e consiste de cinco componentes principais: atmosfera, hidrosfera, criosfera, a superfície da terra e a biosfera, e as interações entre eles. O sistema climático evolui em tempo, sob influência de suas próprias dinâmicas internas, e por causa dos forçamentos externos, tais como erupções vulcânicas, variações solares e forçamentos humanos induzidos, tais como: composição de mudança da atmosfera e mudança no uso da terra.

Variabilidade climática – Variabilidade climática refere-se às variações no estado médio e outras estatísticas (tais como desvios padrão, a ocorrência de extremos etc.) de um clima nas escalas temporais e espaciais, além de eventos individuais de tempo. A variabilidade pode ser devido a processos internos naturais dentro do sistema climático (variabilidade interna), ou a variações nos forçamentos antropogênicos externos (variabilidade externa). Veja também: Mudança de Clima.

Vulnerabilidade – O grau ao qual o sistema está suscetível, ou inapto para competir; efeitos adversos de mudança de clima, incluindo variabilidade climática e extremos. A vulnerabilidade é a função da magnitude, qualidade e índice da variação climática a qual um sistema está exposto, como também sua sensibilidade e capacidade de adaptação.

ANEXOS



©Greenpeace/Rodrigo Baleia

CHEIA AMAZÔNIA - CAIREIRO DA VÁRZES (Amazonas), junho de 2006

ANEXO A

Mapas com projeções anual e sazonal (DJF, MAM, JJA, SON) de chuva e temperatura do ar (valores absolutos e anomalias) dos AOGCMs do IPCC - CCMA (Canadá), CSIRO (Austrália), GFDL (EUA), HadCM3 (Reino Unido) e CCSR/NIES (Japão). Mapas são para os “time slices” 2010-2040, 2041-2070, e 2071-2100, para os cenários A2 e B2. Unidades são em mm/día para chuva e anomalias de chuva e oC para temperatura do ar e anomalias de temperatura do ar. Barra com escala de cores aparece na parte inferior do painel de mapas que apresentam as projeção B2 anual para mapas de chuva e temperatura (valores e anomalias).

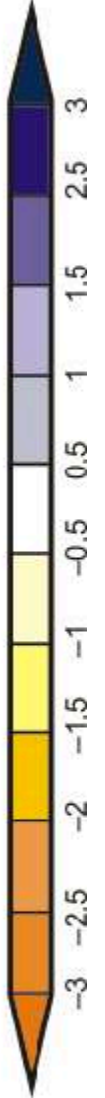
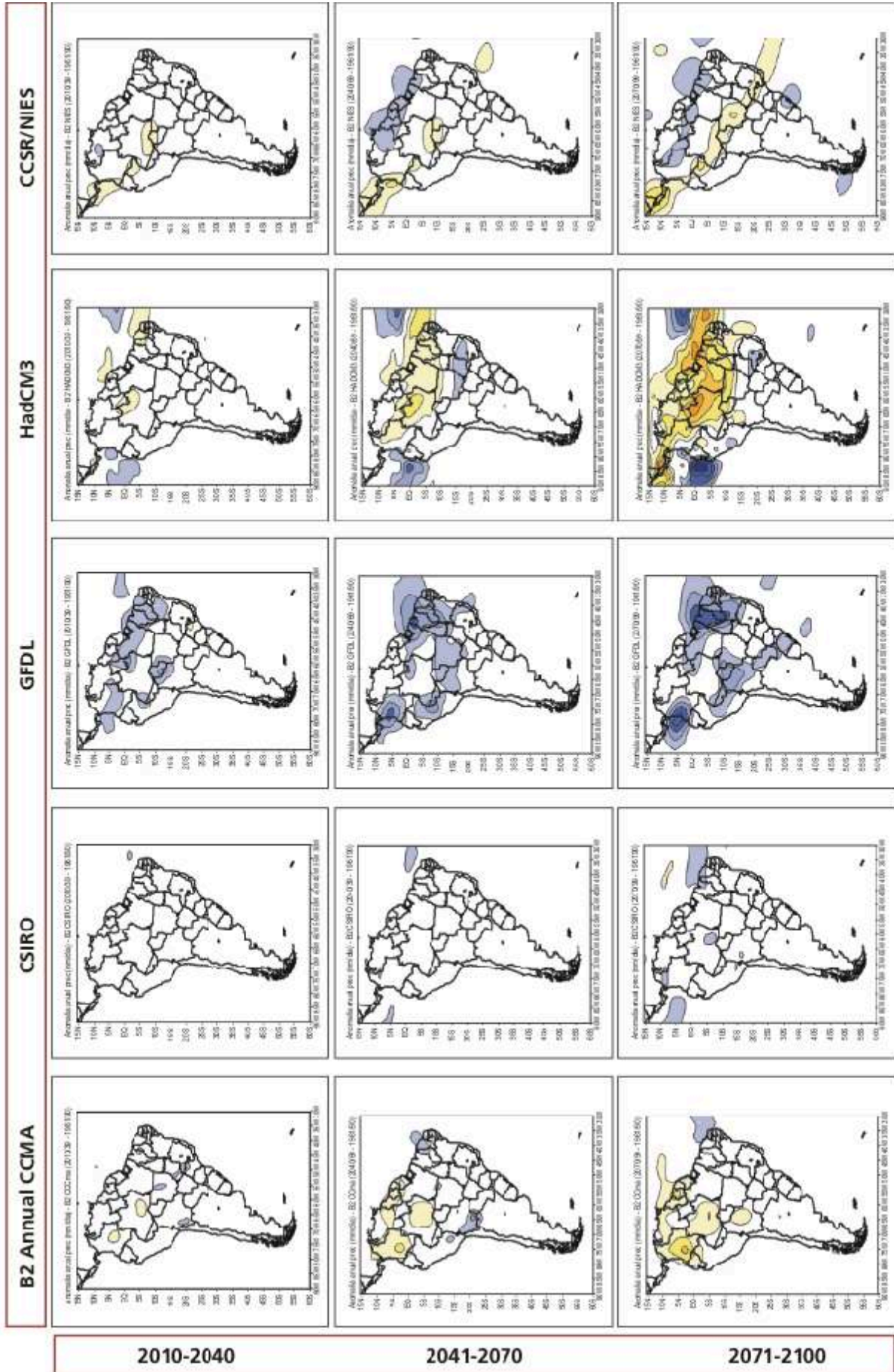
ANEXO B

Mapas com diferenças entre a climatologia atual 1961-90 simuladas pelos modelos CCMA (Canadá), CSIRO (Austrália), GFDL (EUA), HadCM3 (Reino Unido) e CCSR/NIES (Japão) e a climatologia observada da CRU (1961-90). Os mapas são a nível sazonal (DJF, MAM, JJA, SON) de chuva e temperatura do ar. Unidades são em mm/día para chuva e anomalias de chuva e oC para temperatura do ar e anomalias de temperatura do ar. Barra com escala de cores aparece na parte inferior do painel de mapas.

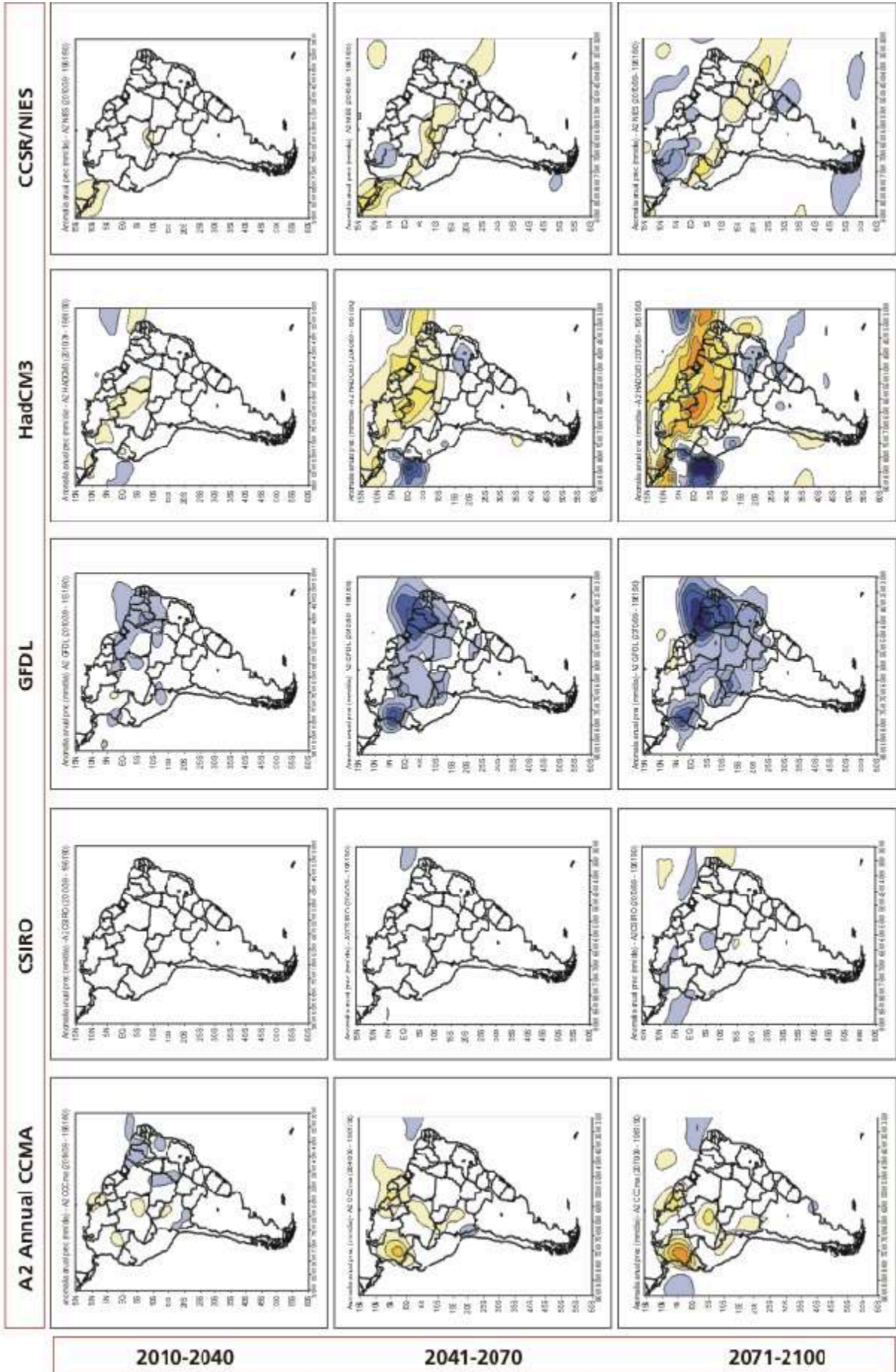
Anexo A

Mapas com projeções anual e sazonal (DJF, MAM, JJA, SON) de chuva e temperatura do ar (valores absolutos e anomalias) dos AOGCMs do IPCC - CCMA (Canada), CSIRO (Australia), GFDL (EUA), HadCM3 (Reino Unido) e CCSR/NIES (Japão). Mapas são para os "time slices" 2010-2040, 2041-2070, e 2071-2100, para os cenários A2 e B2. Unidades são em mm/día para chuva e anomalias de chuva e °C para temperatura do ar e anomalias de temperatura do ar. Barra com escala de cores aparece na parte inferior do painel de mapas que apresentam as projeção B2 anual para mapas de chuva e temperatura (valores e anomalias).

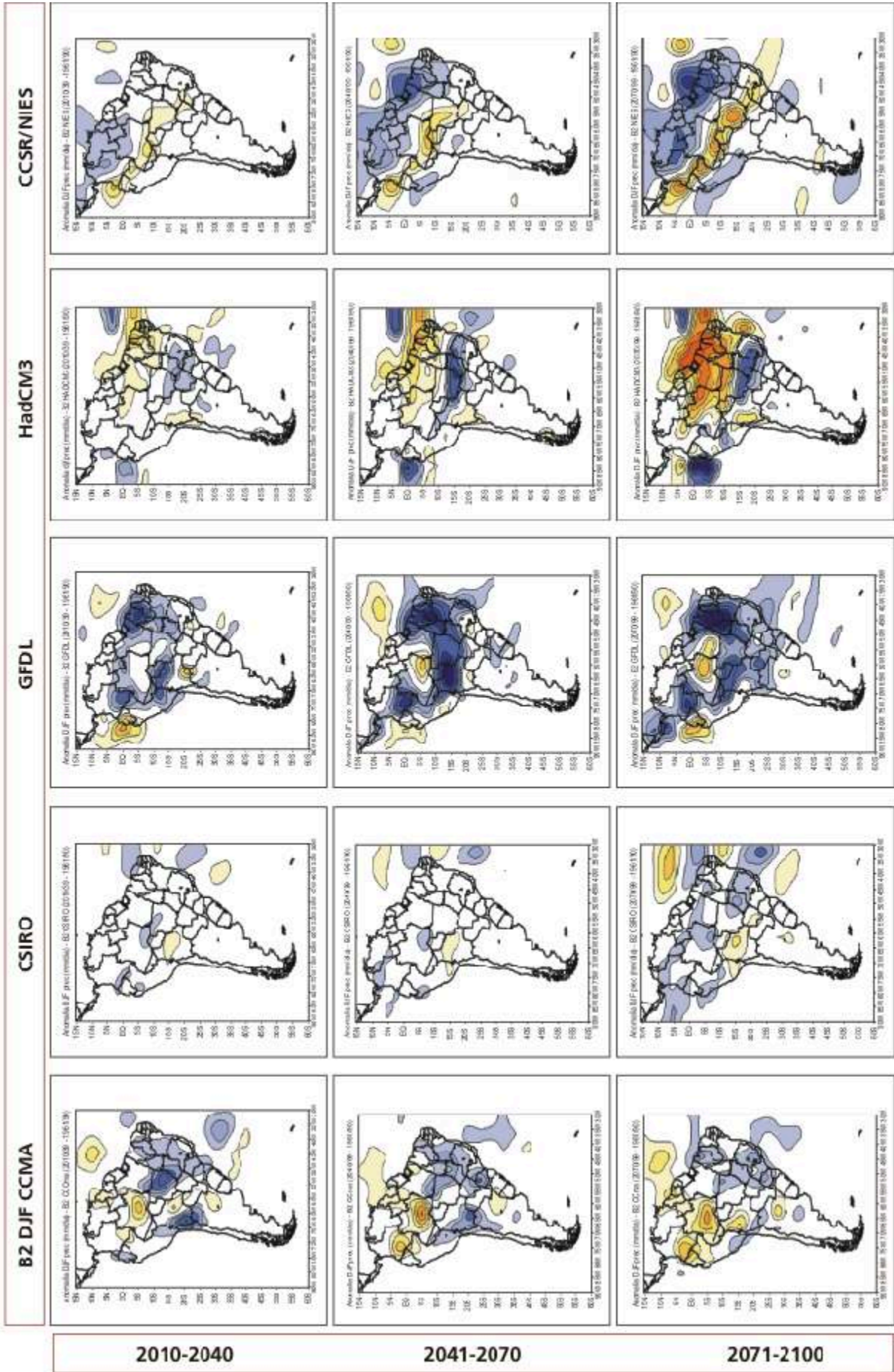
CHUVA



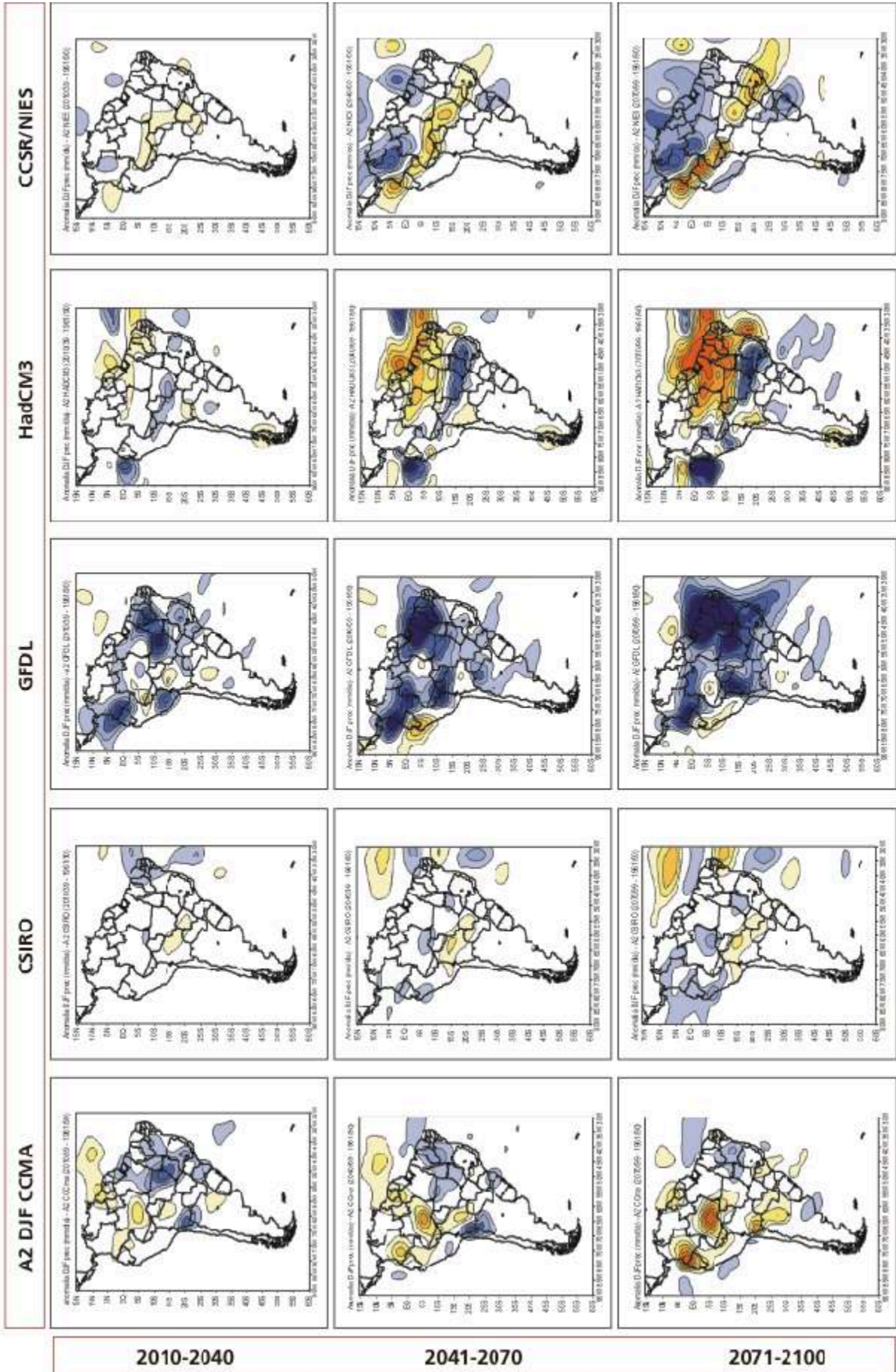
CHUVA



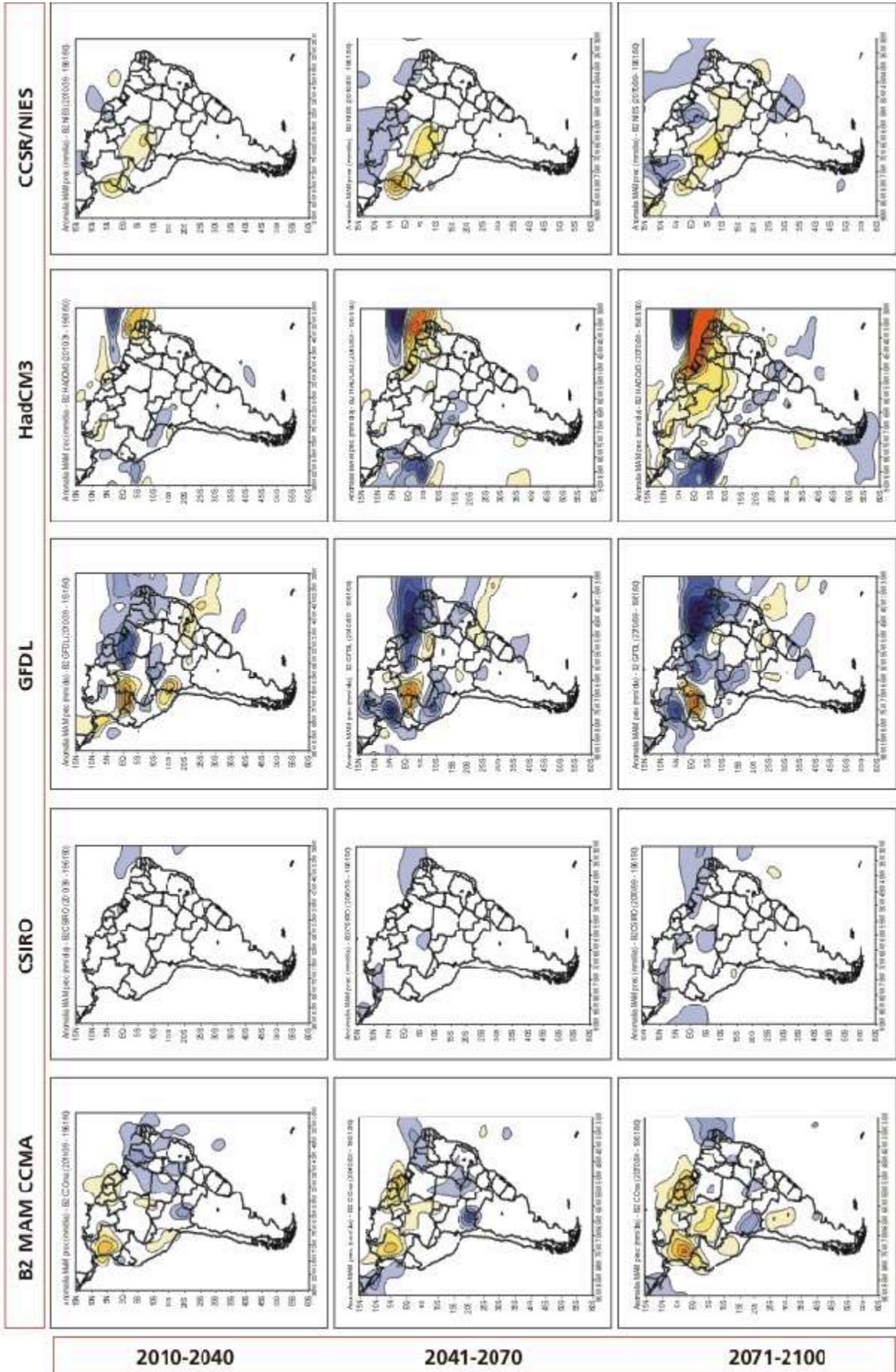
CHUVA



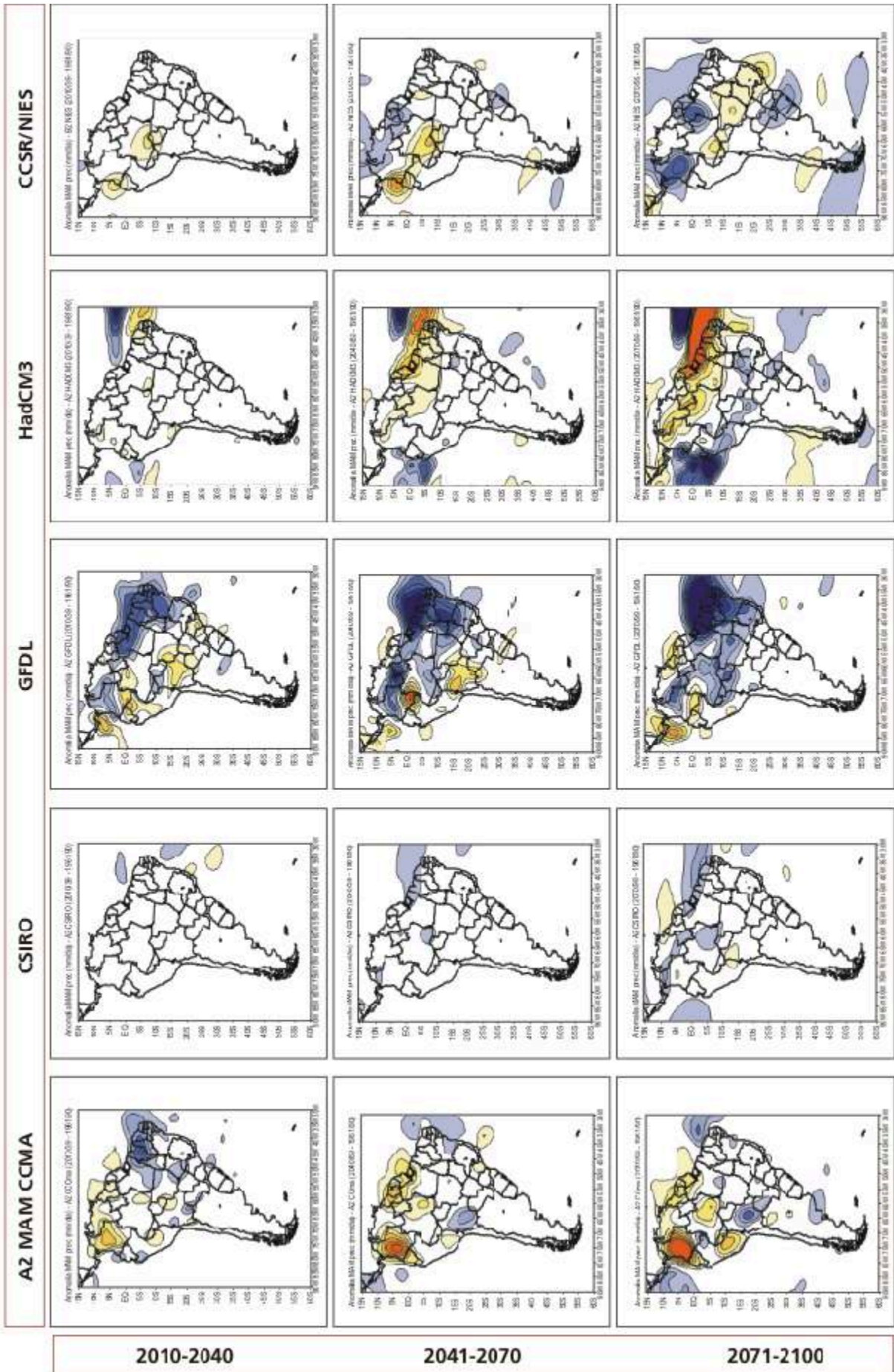
CHUVA



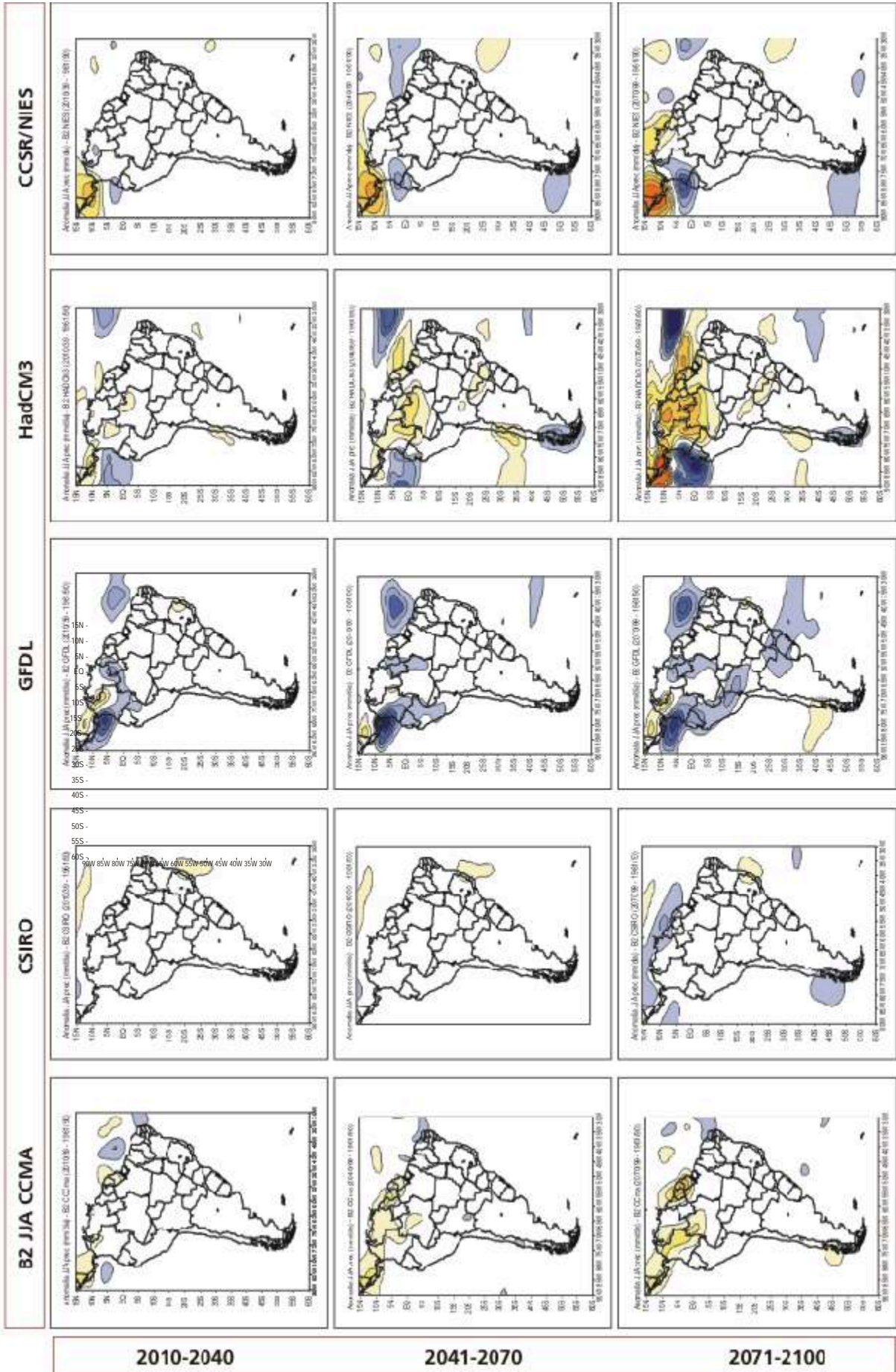
CHUVA



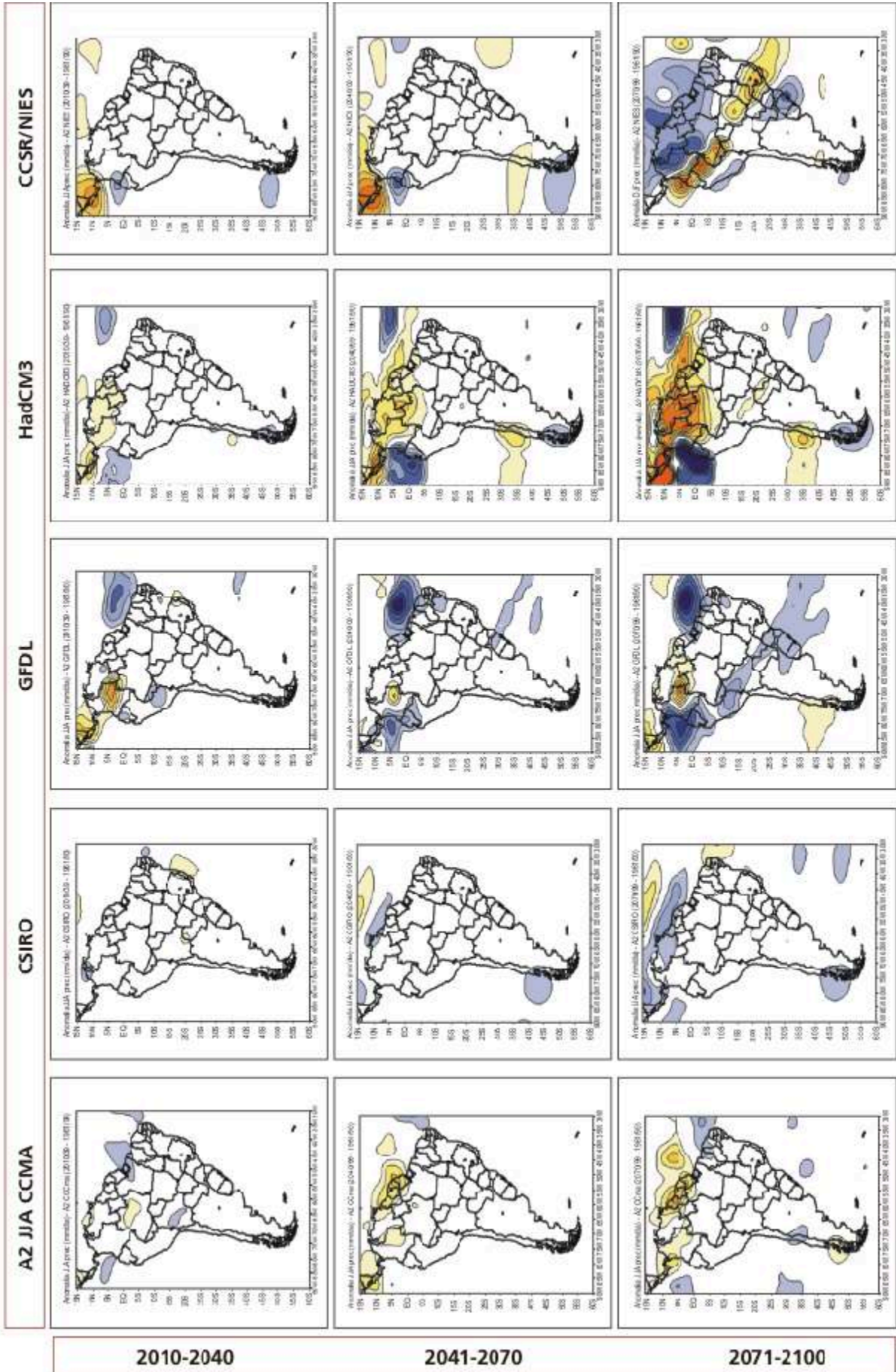
CHUVA



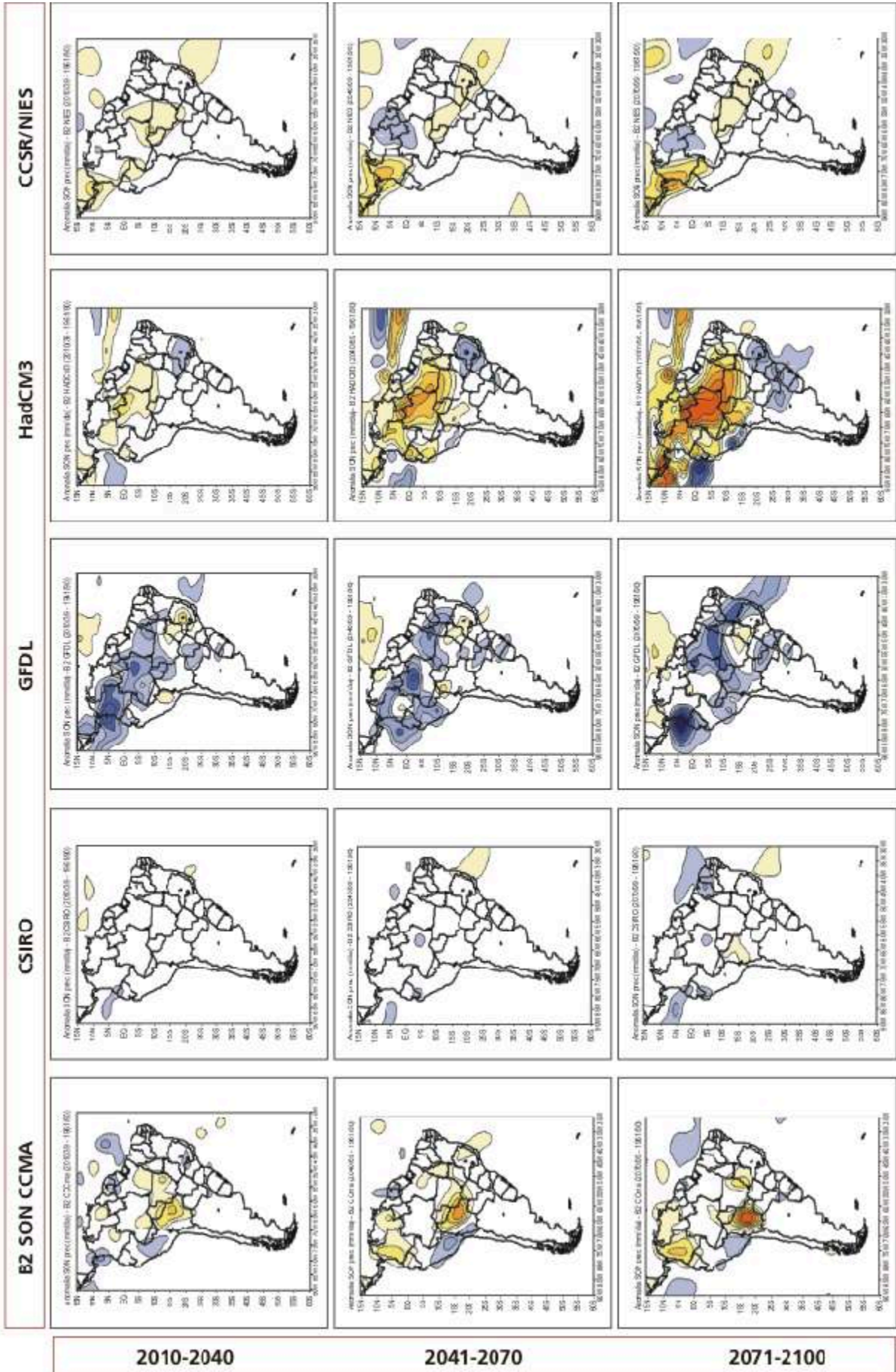
CHUVA



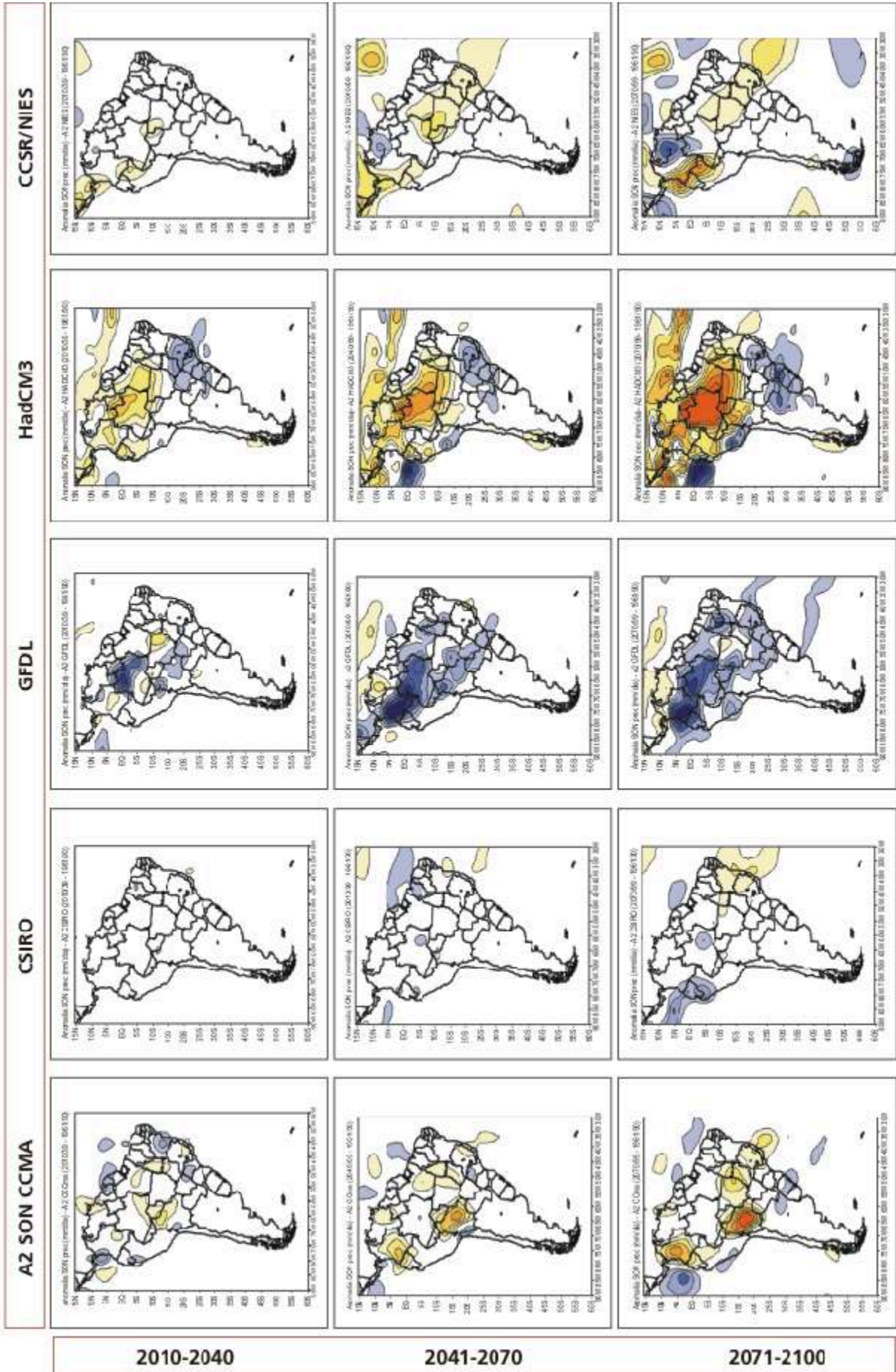
CHUVA



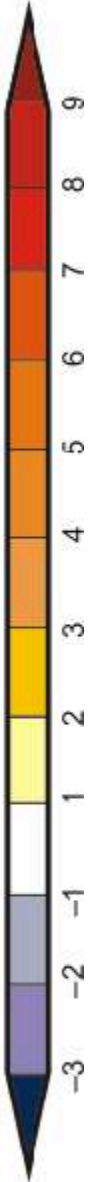
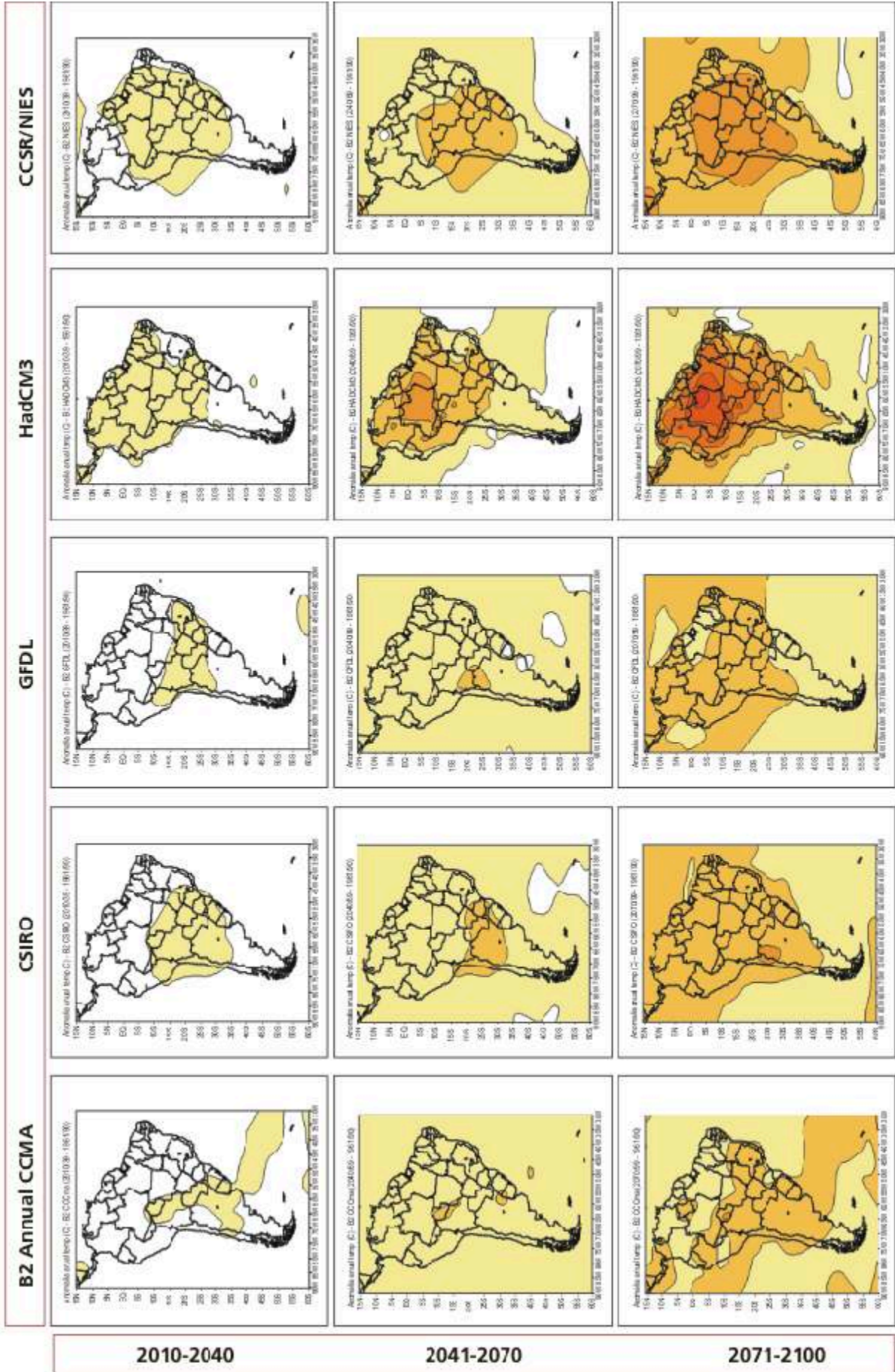
CHUVA



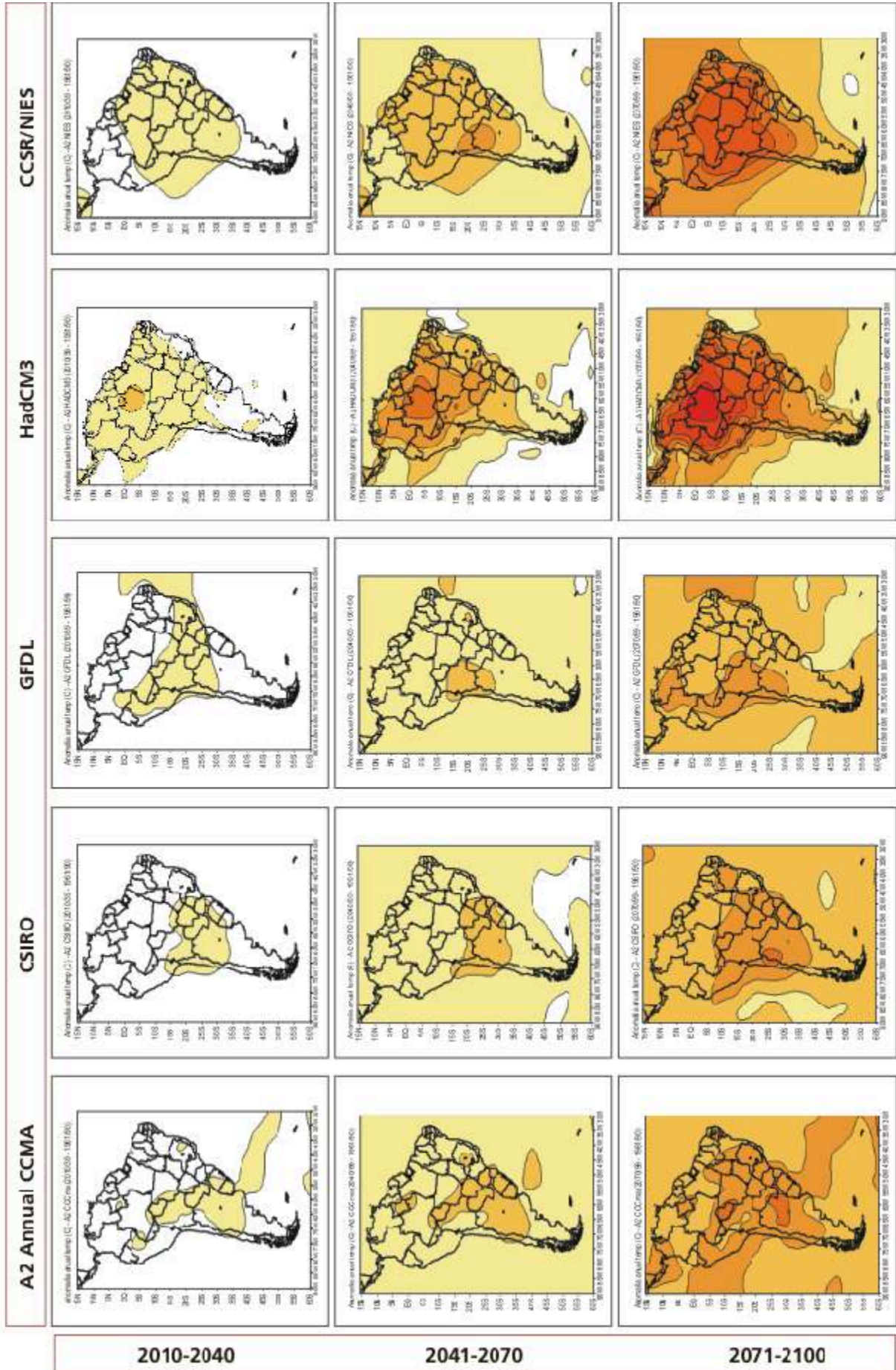
CHUVA



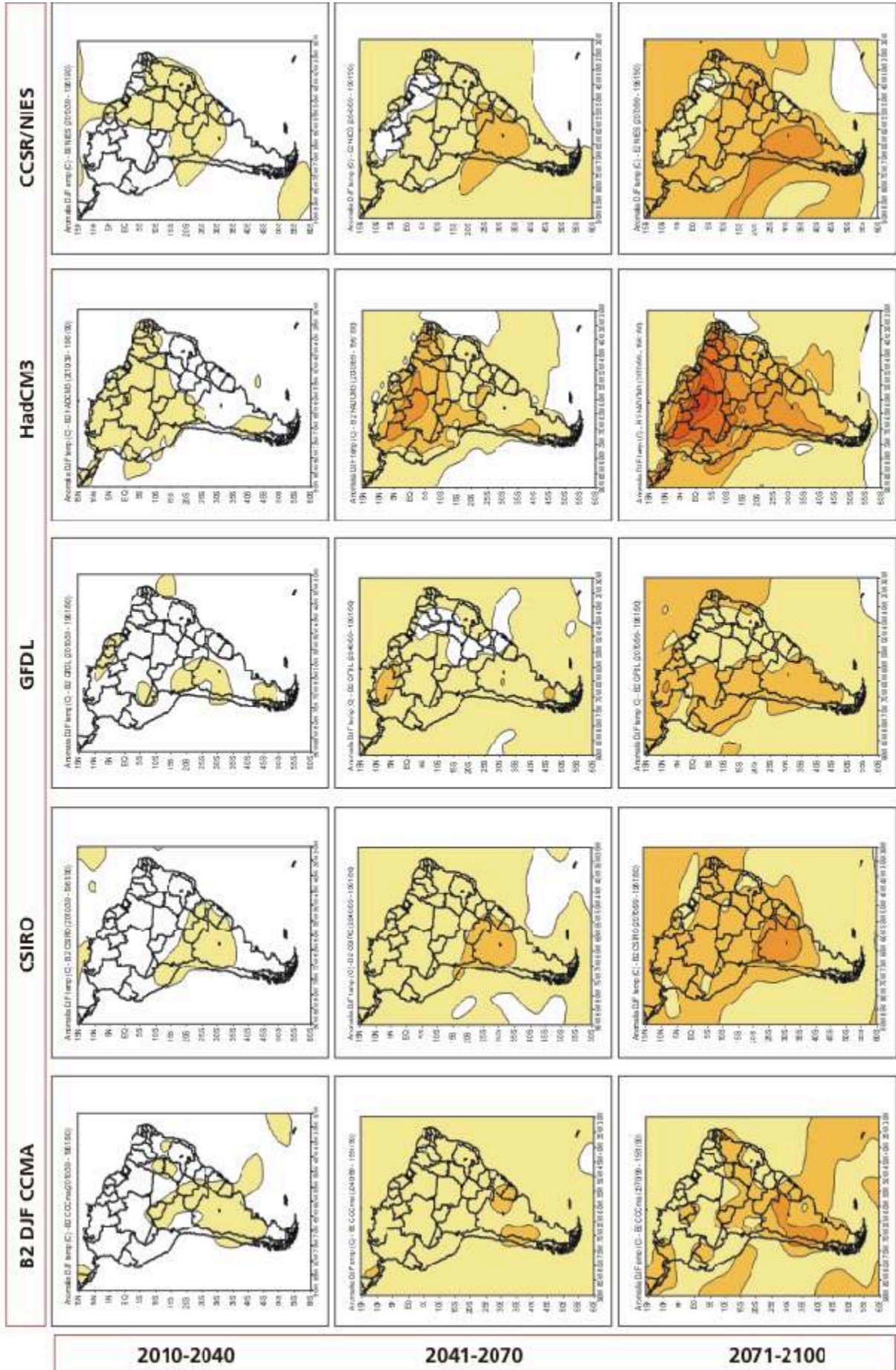
TEMPERATURA



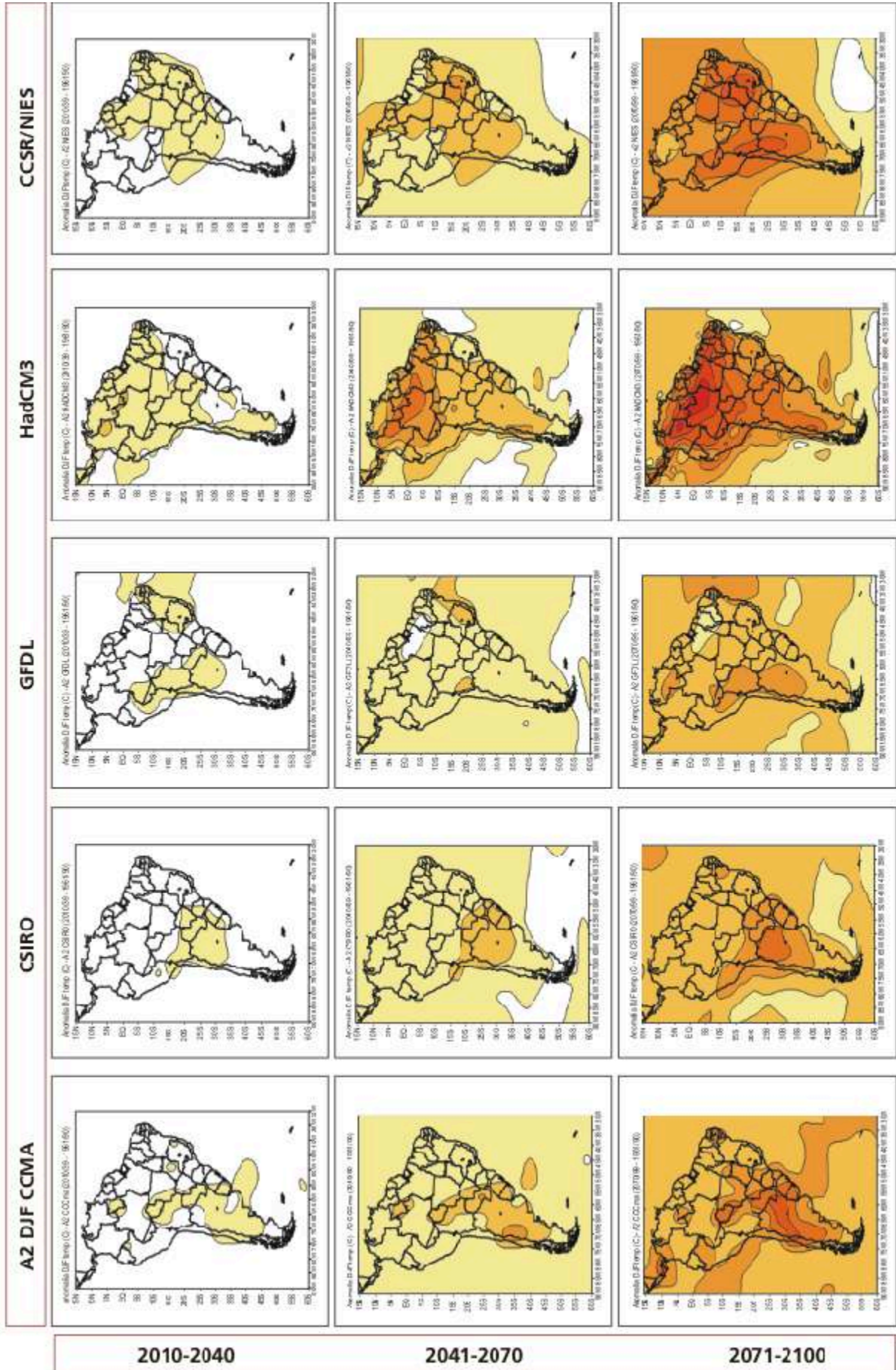
TEMPERATURA



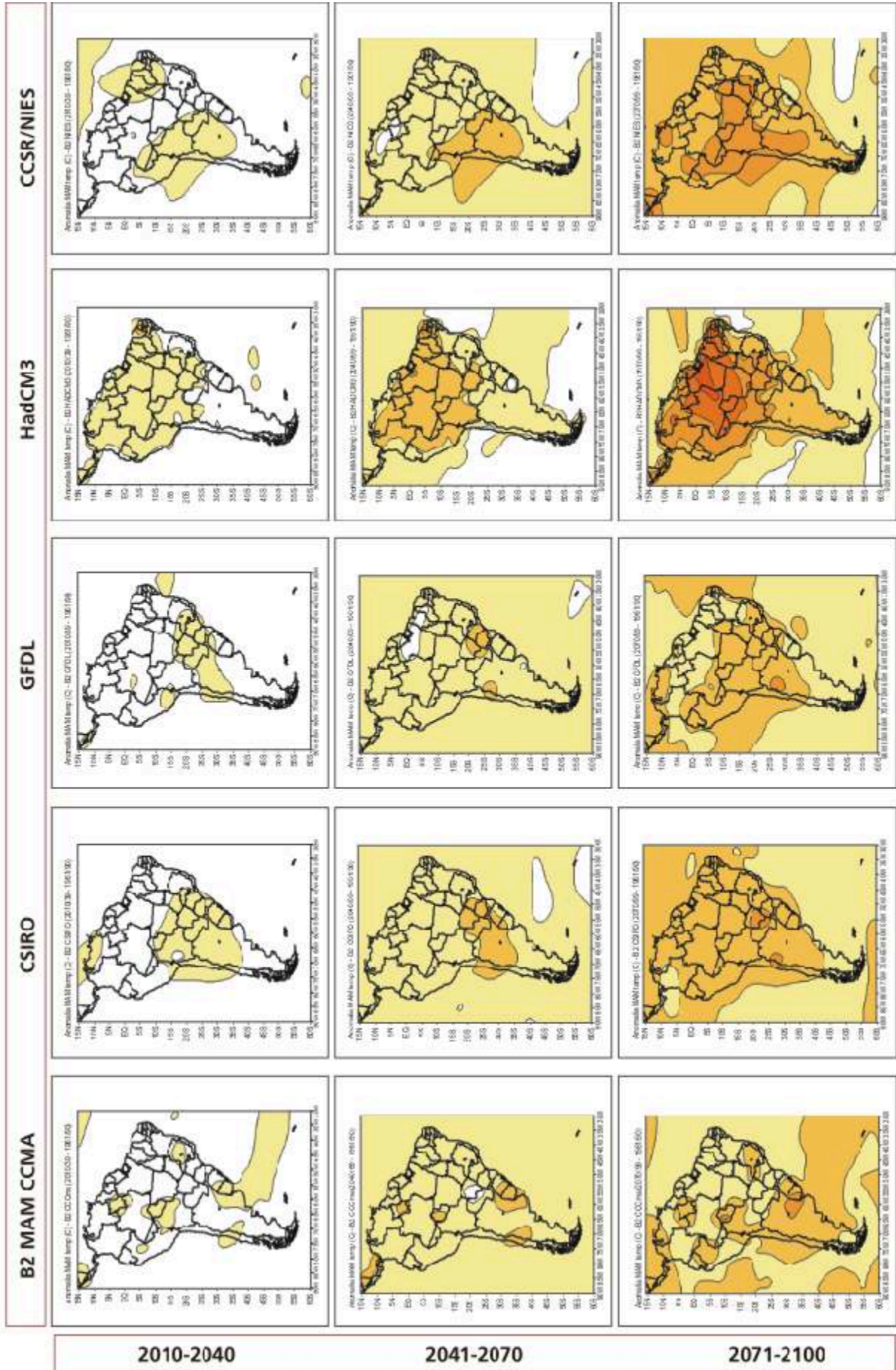
TEMPERATURA



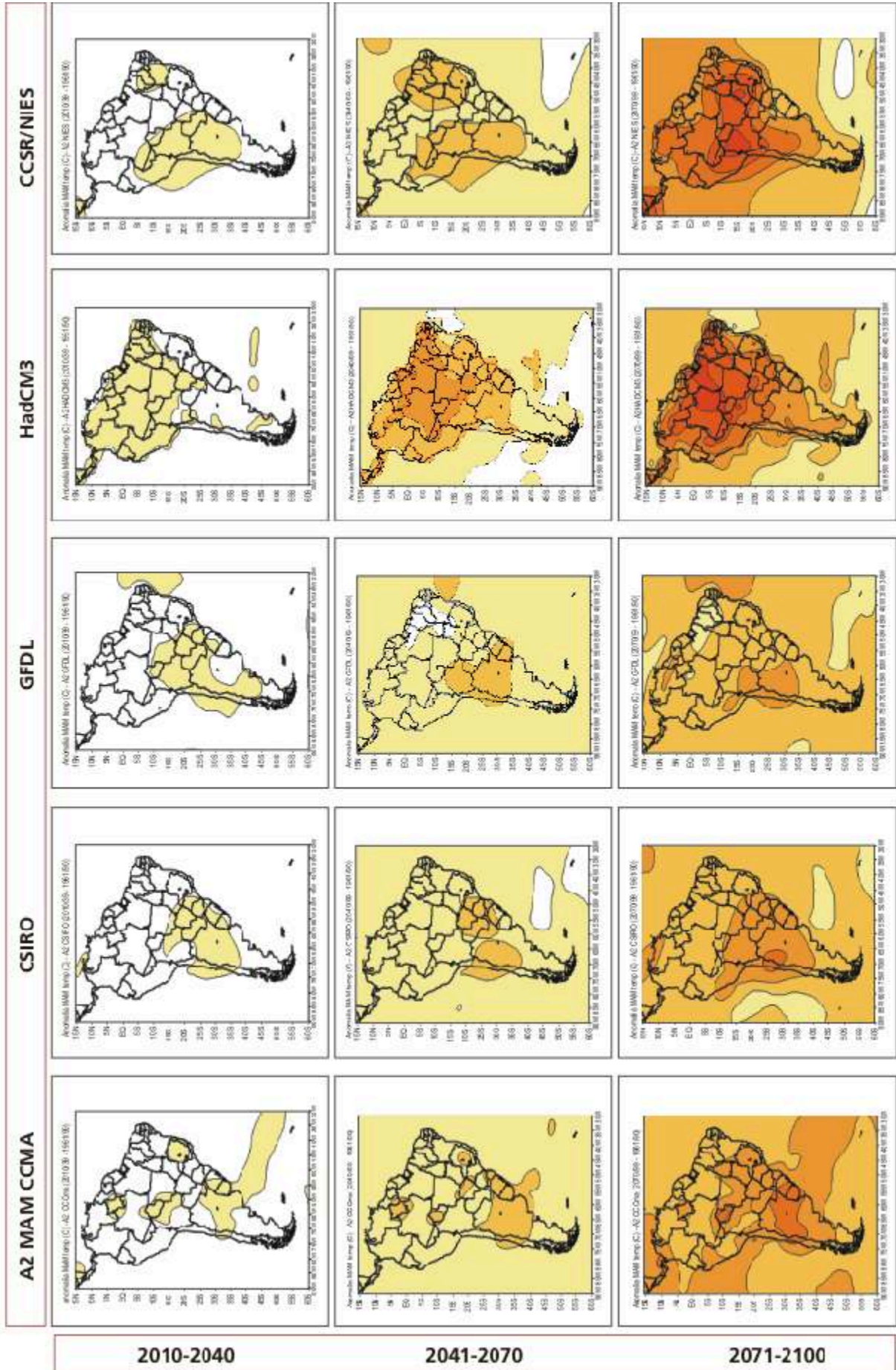
TEMPERATURA



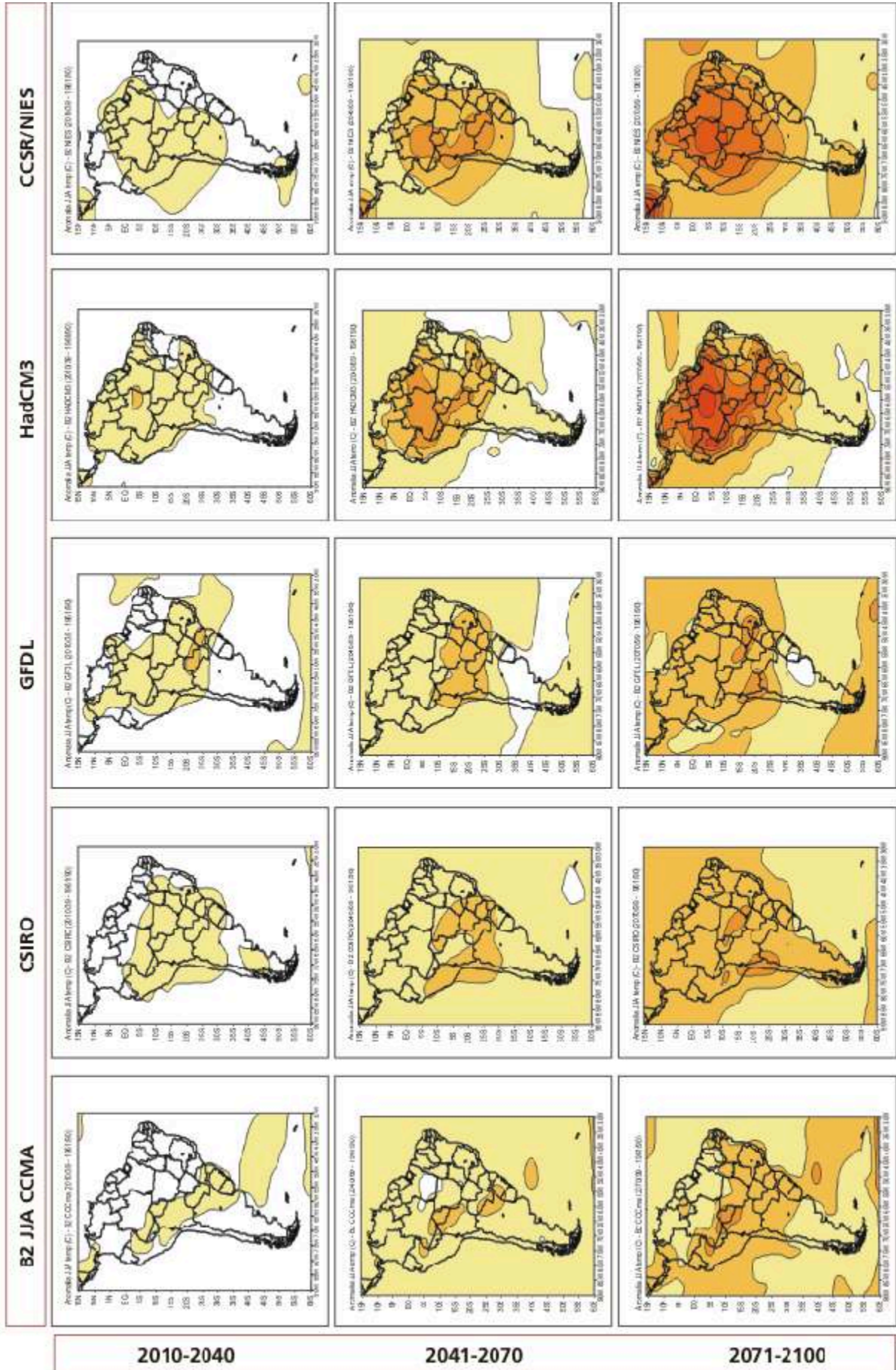
TEMPERATURA



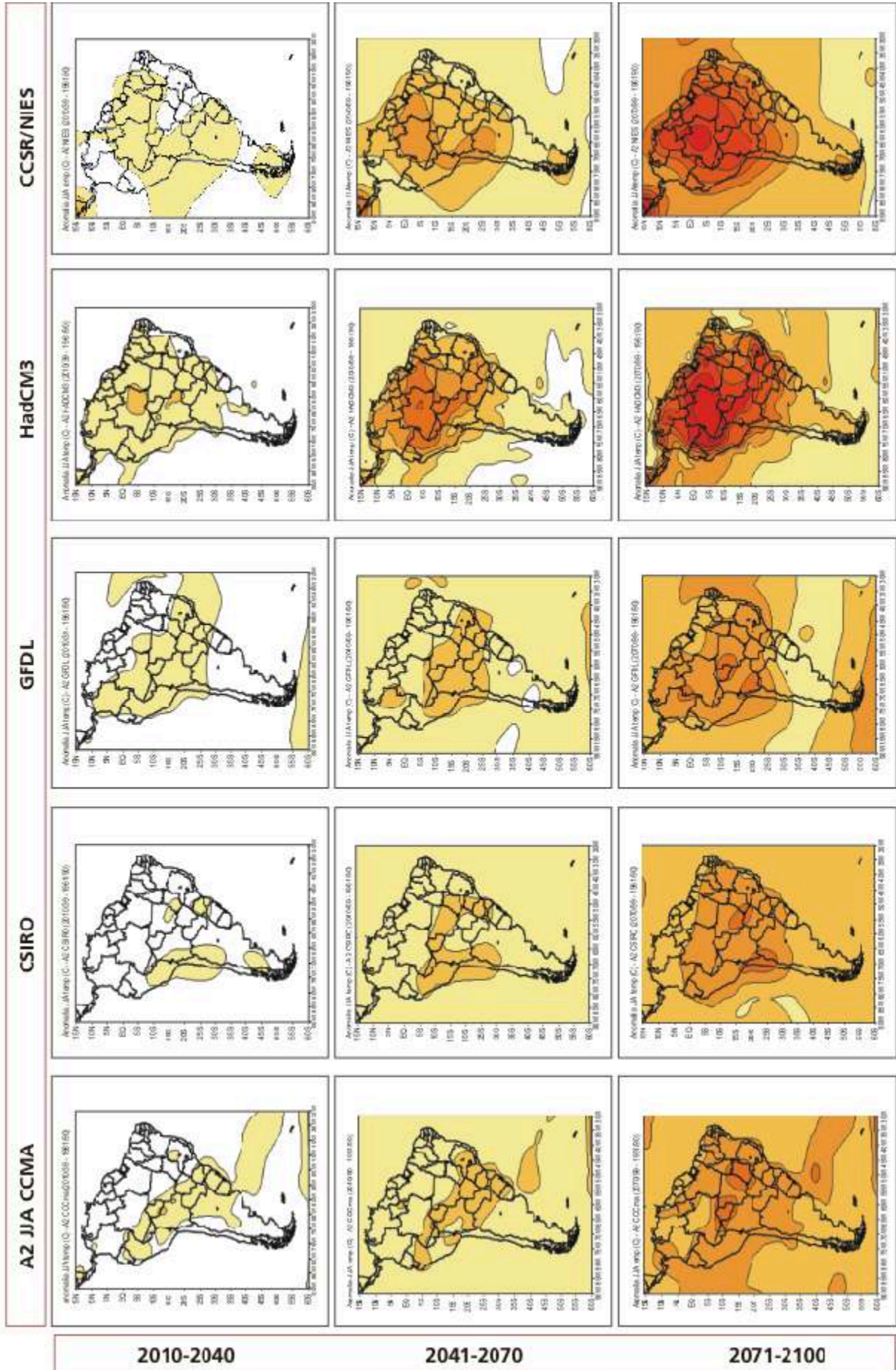
TEMPERATURA



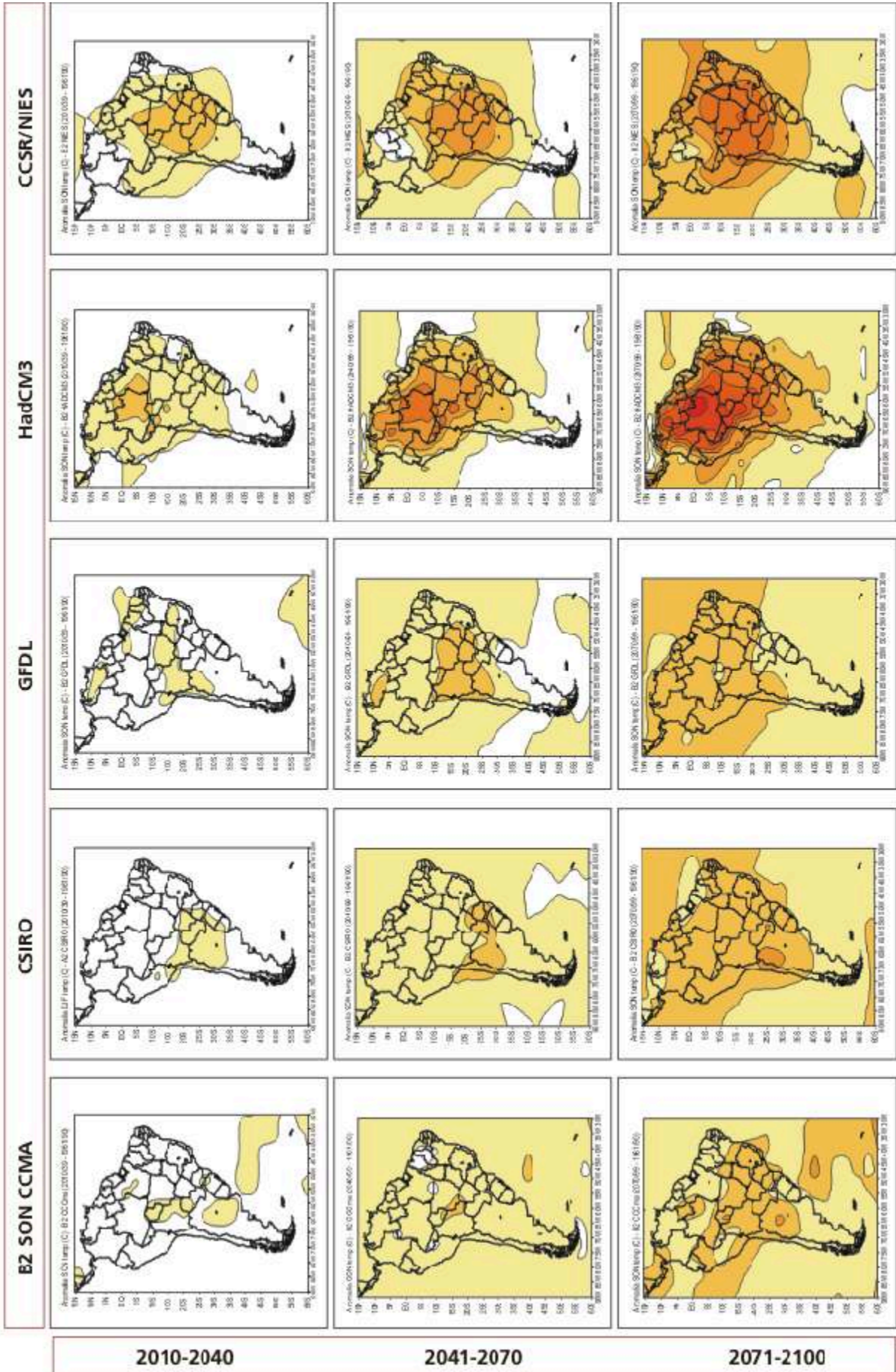
TEMPERATURA



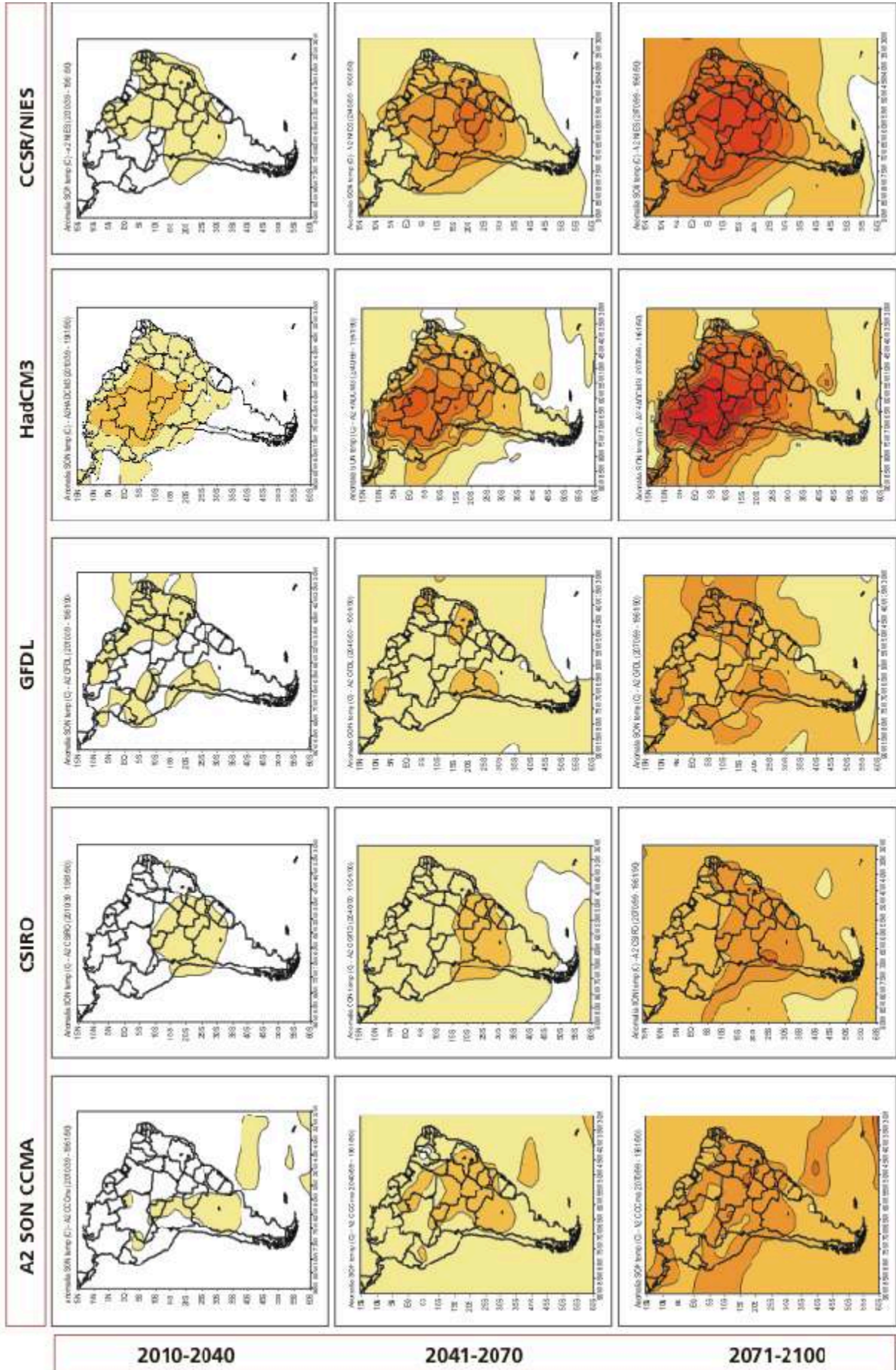
TEMPERATURA



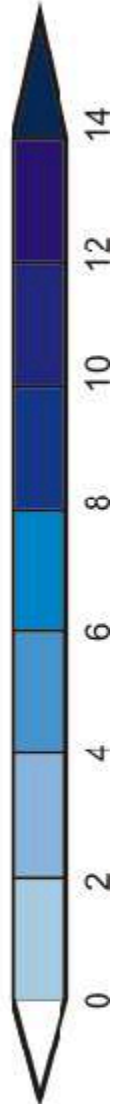
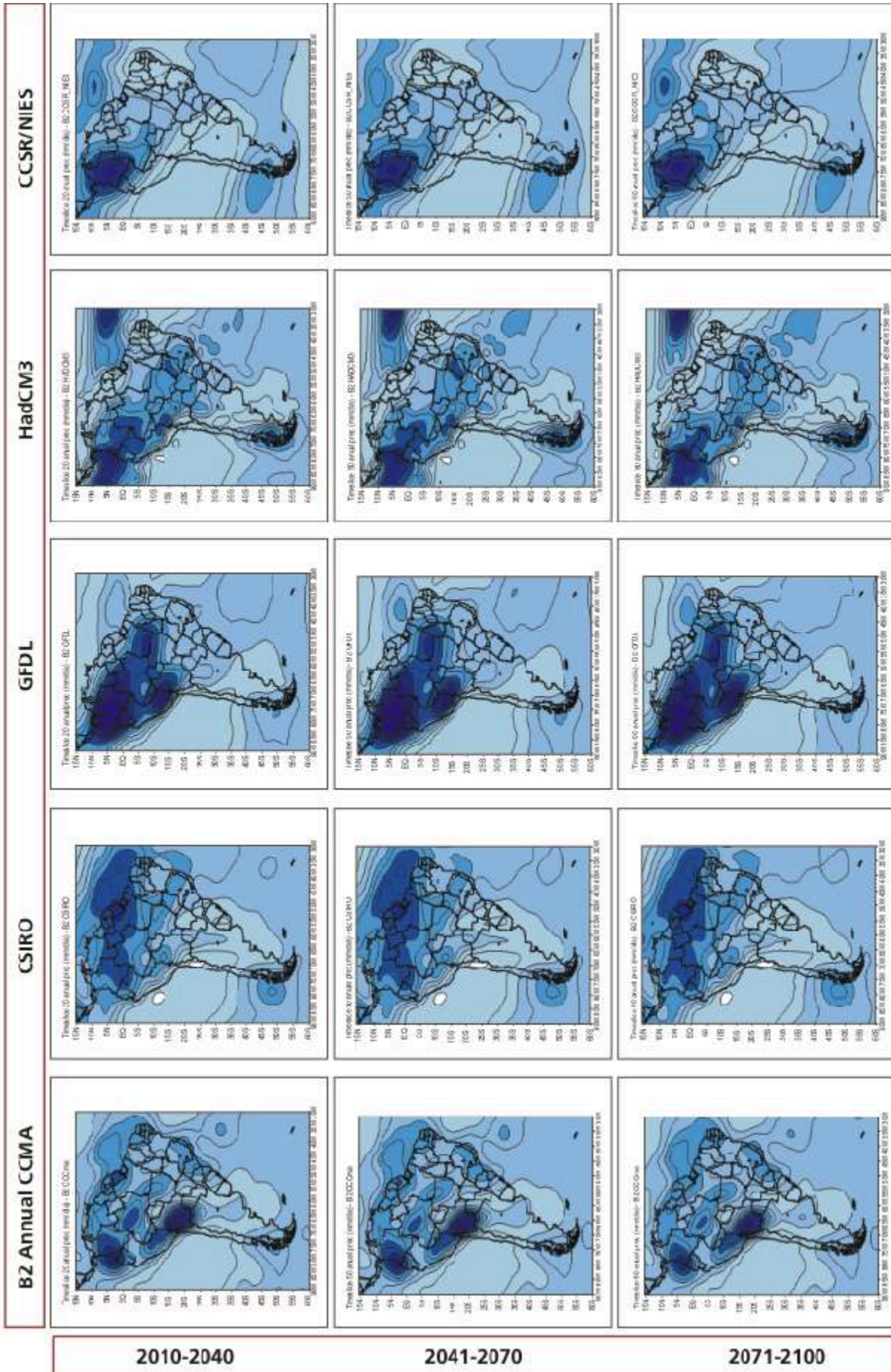
TEMPERATURA



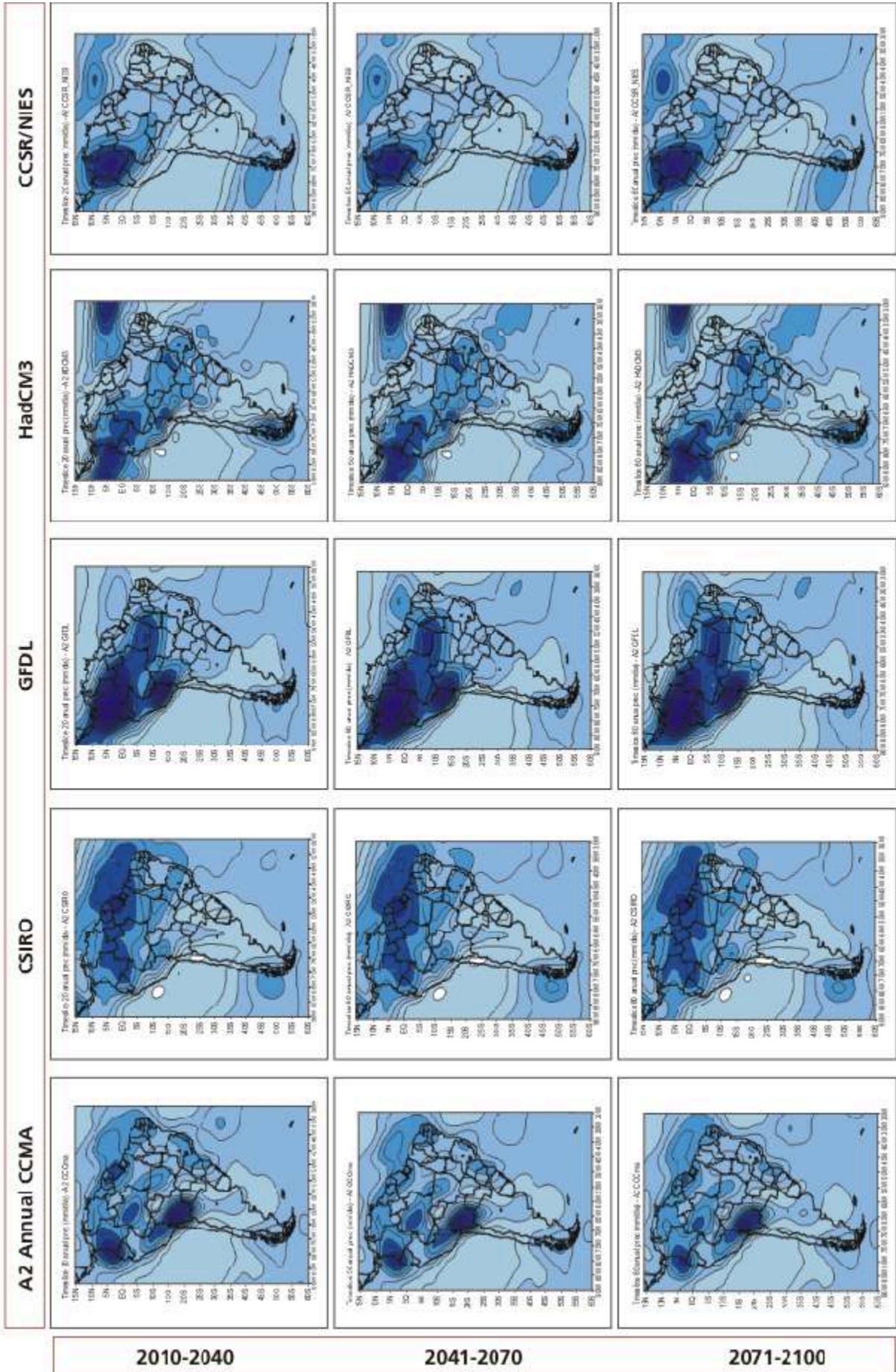
TEMPERATURA



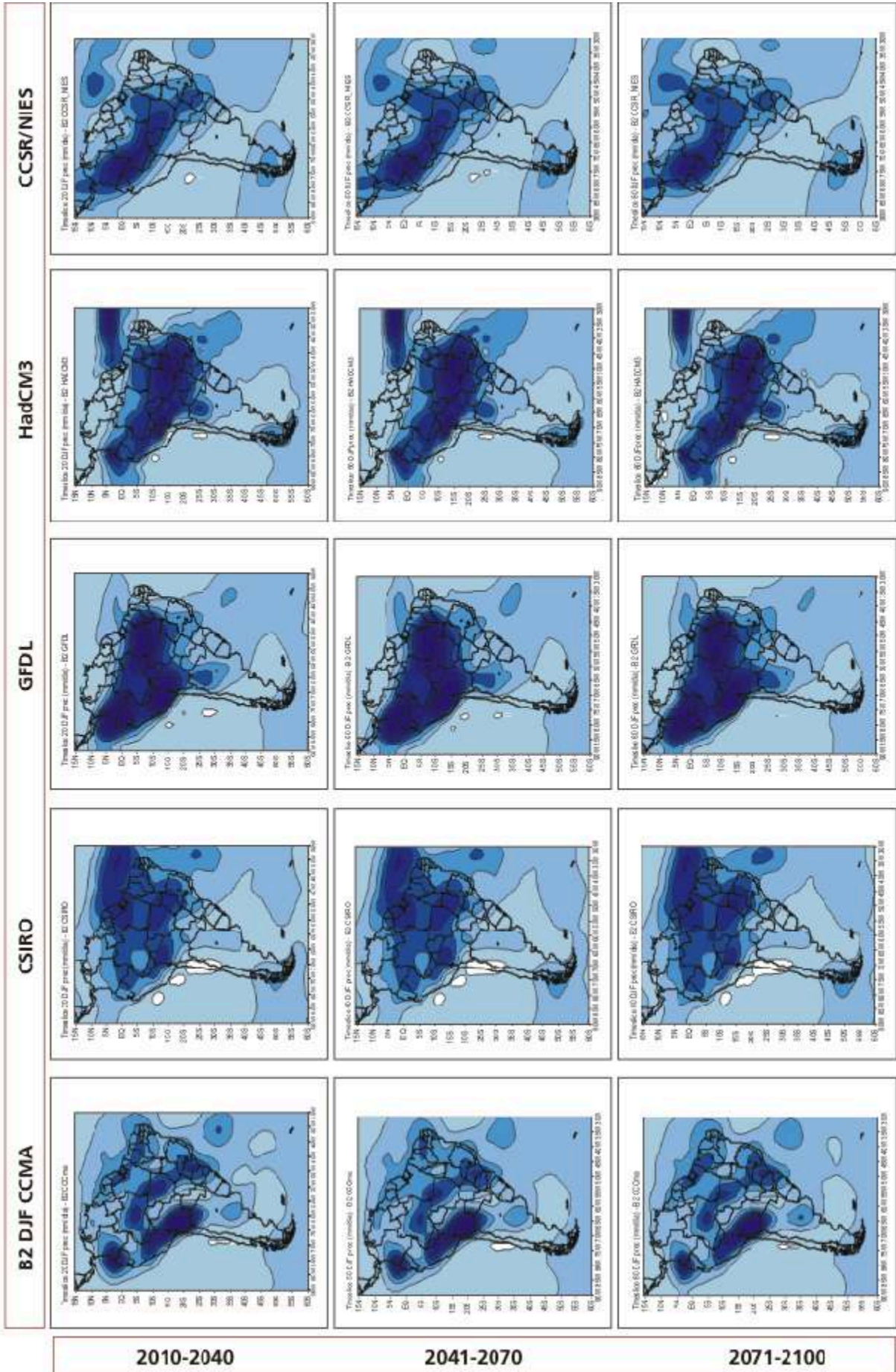
CHUVA



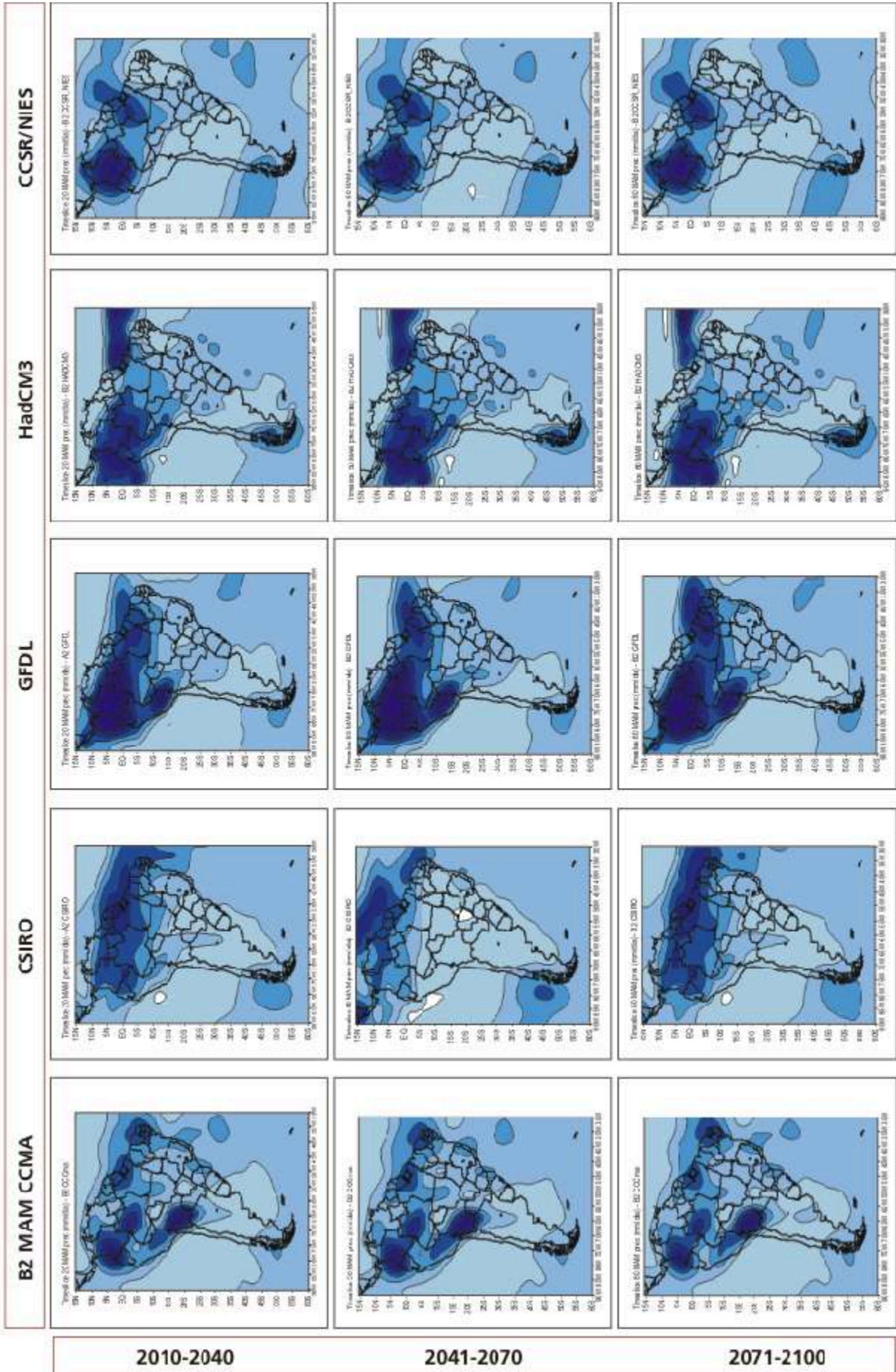
CHUVA



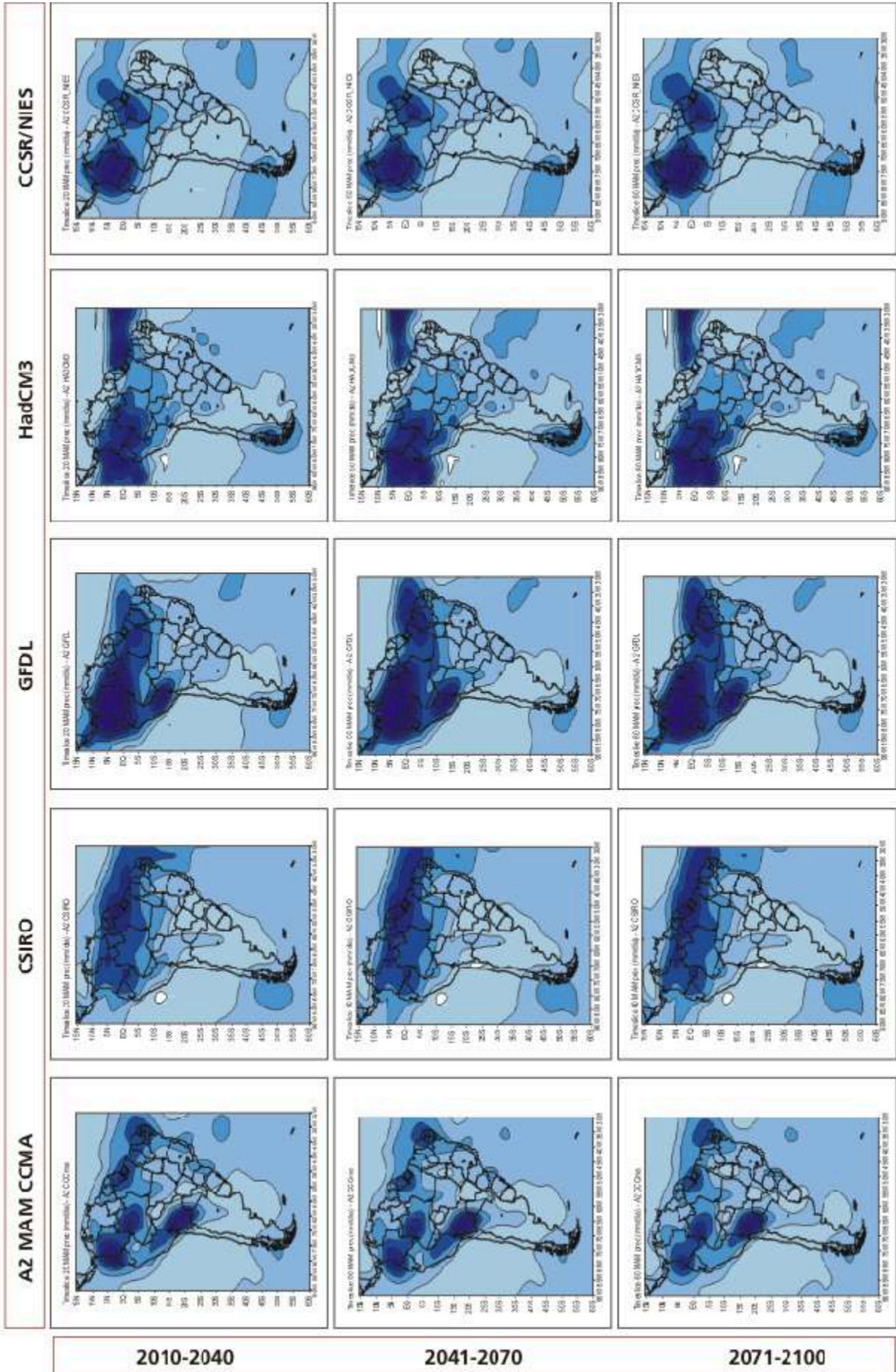
CHUVA



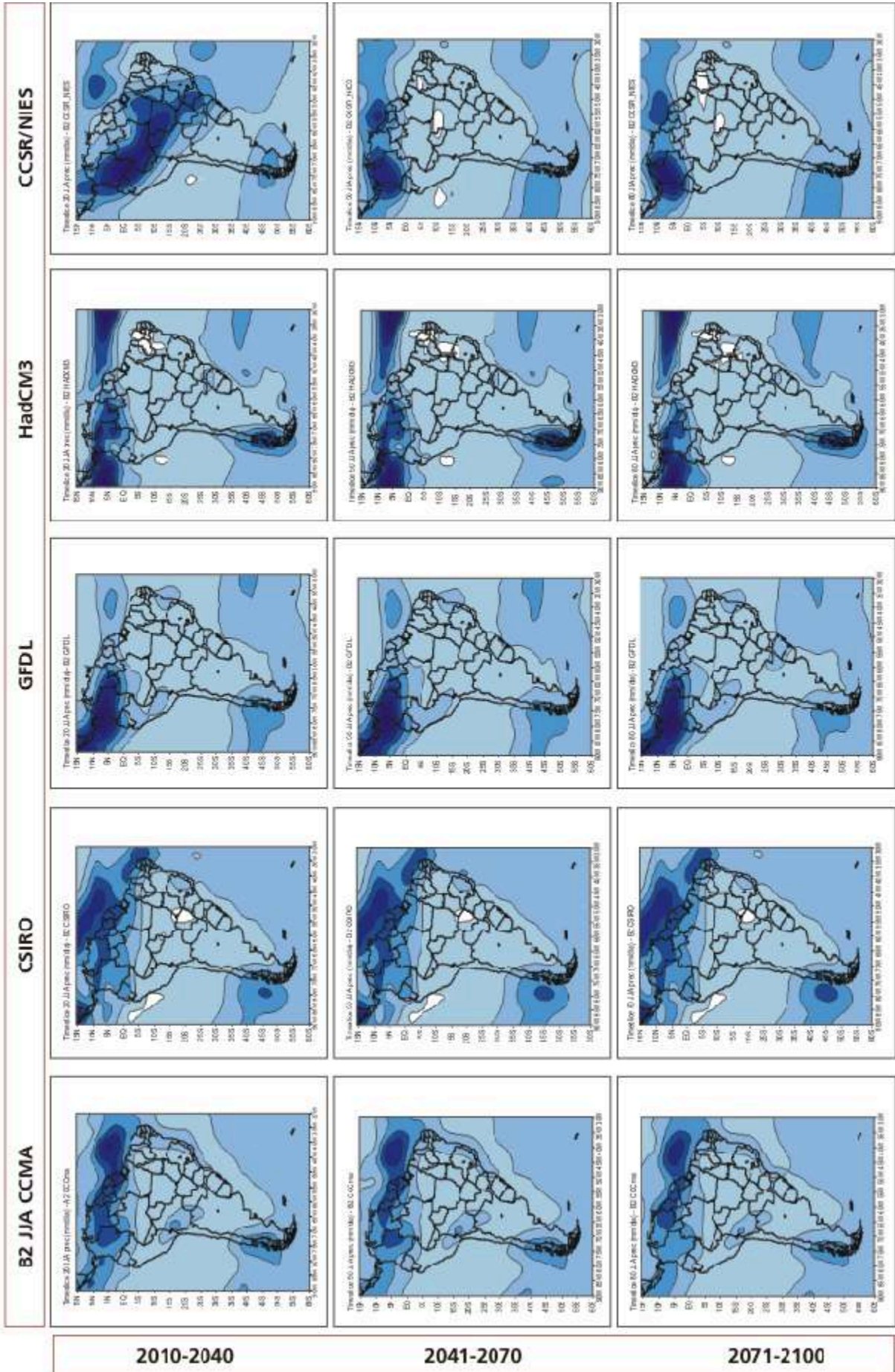
CHUVA



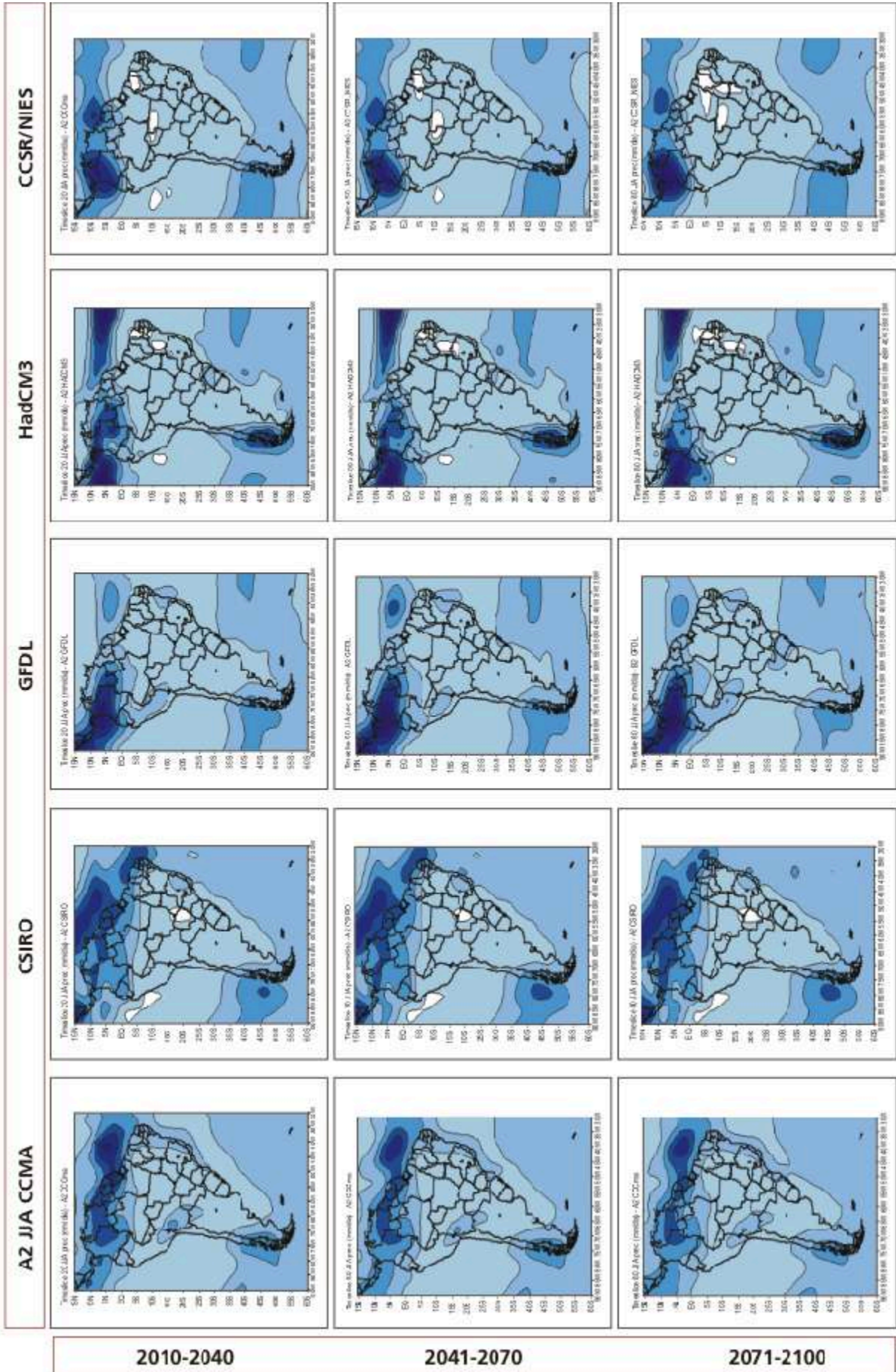
CHUVA



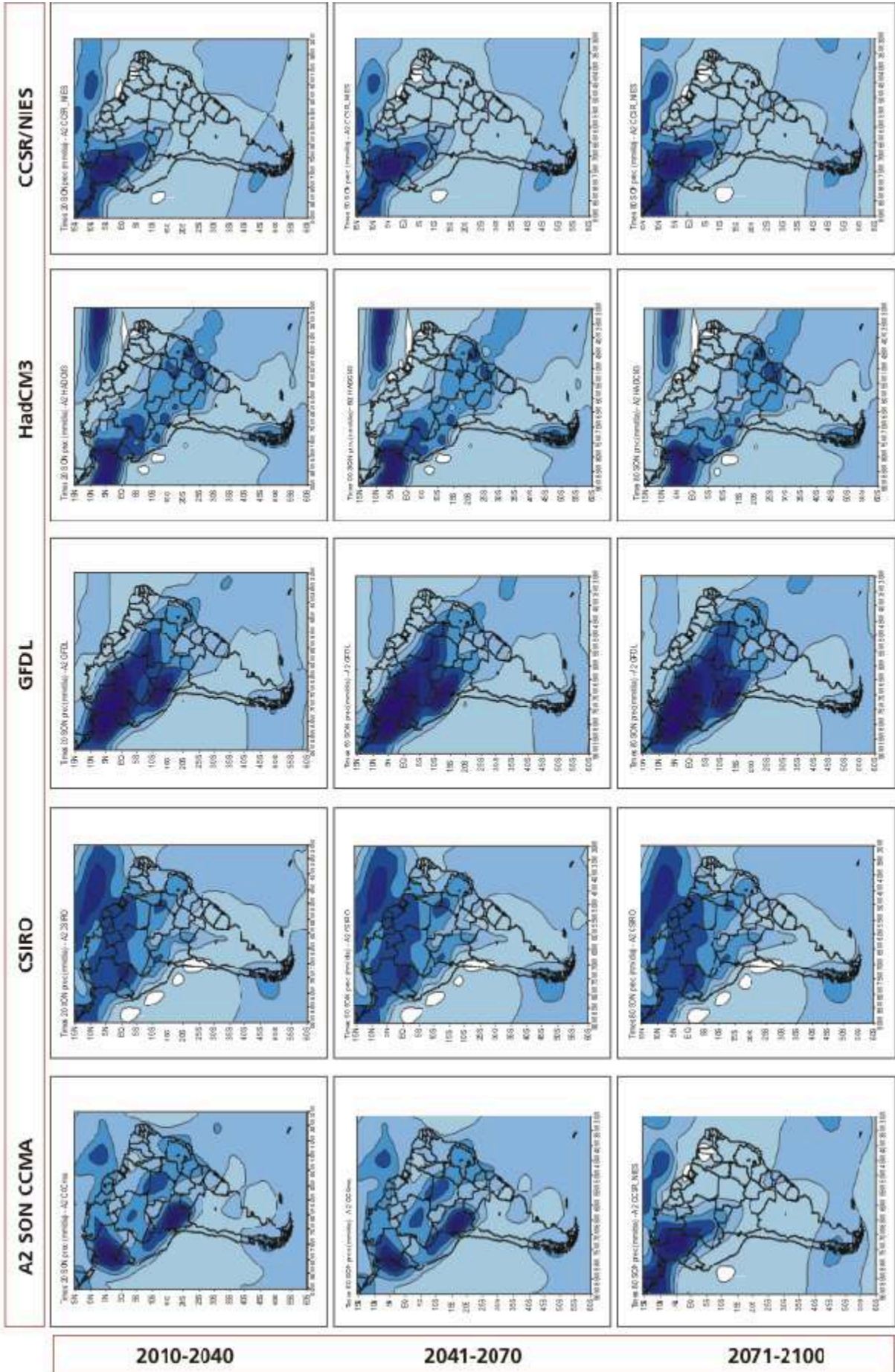
CHUVA



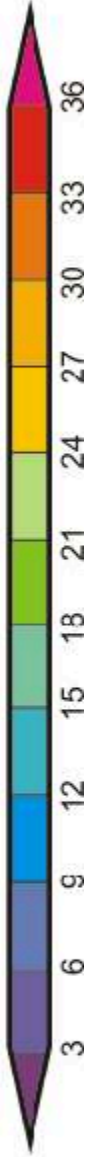
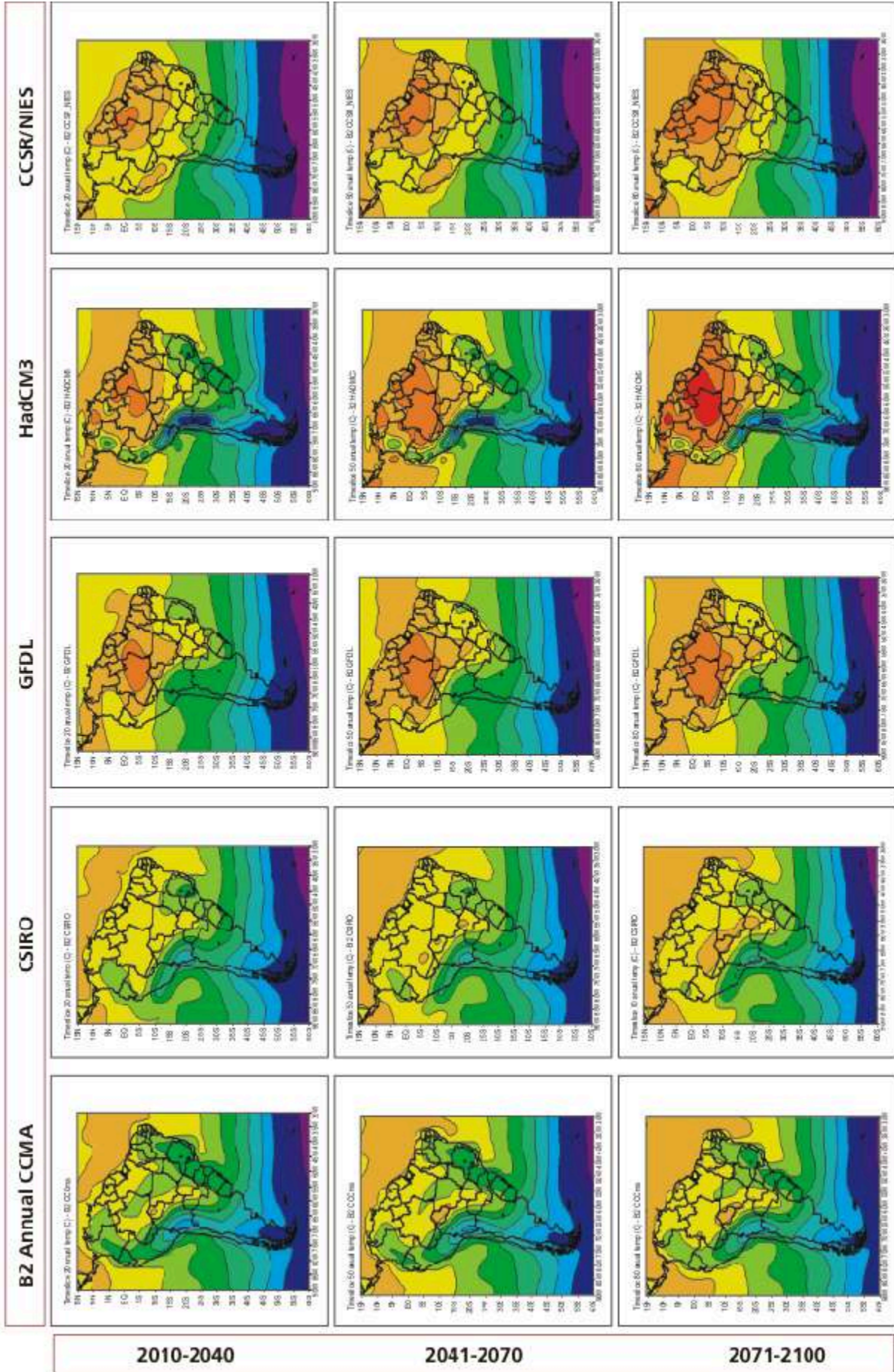
CHUVA



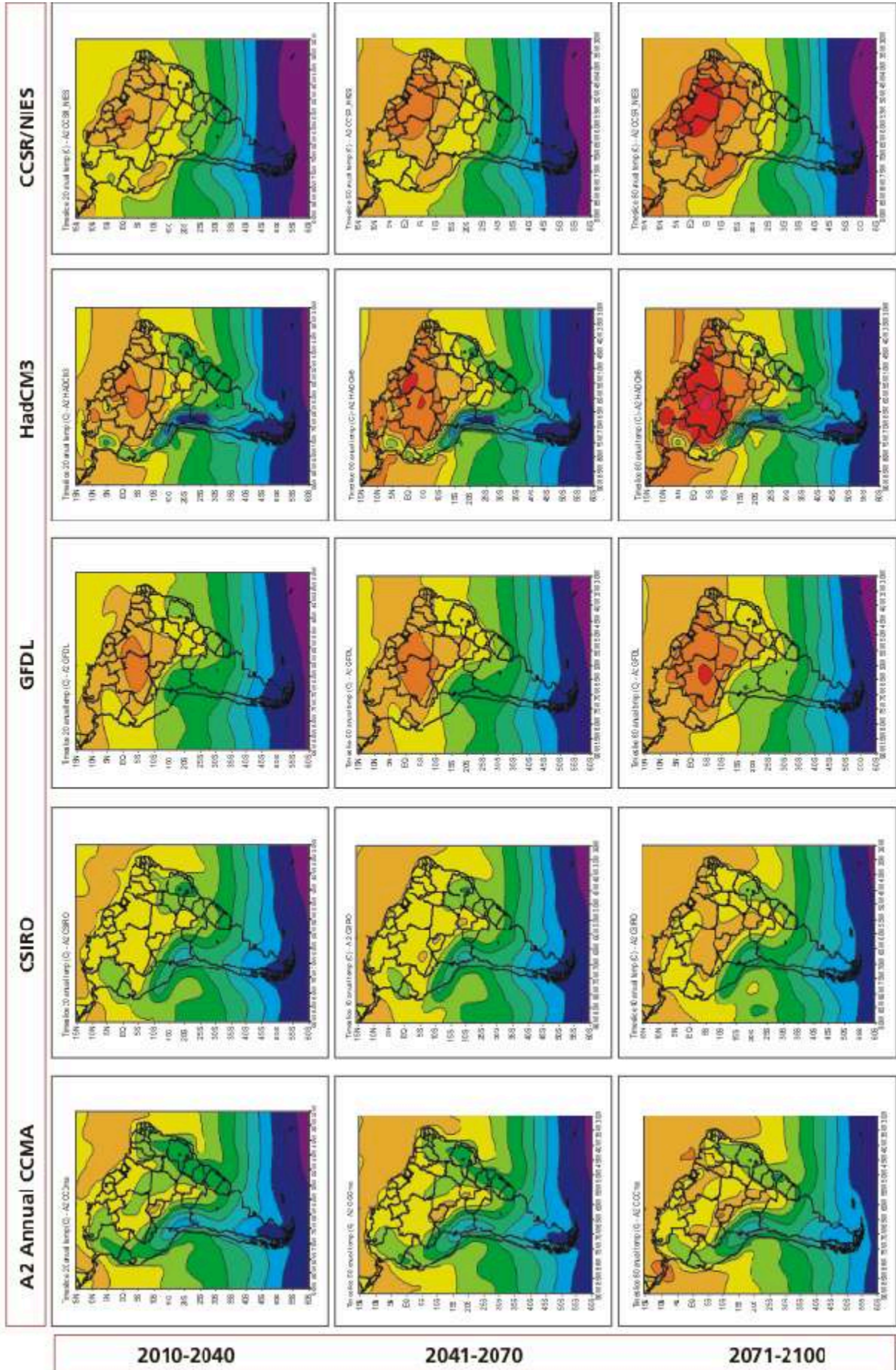
CHUVA



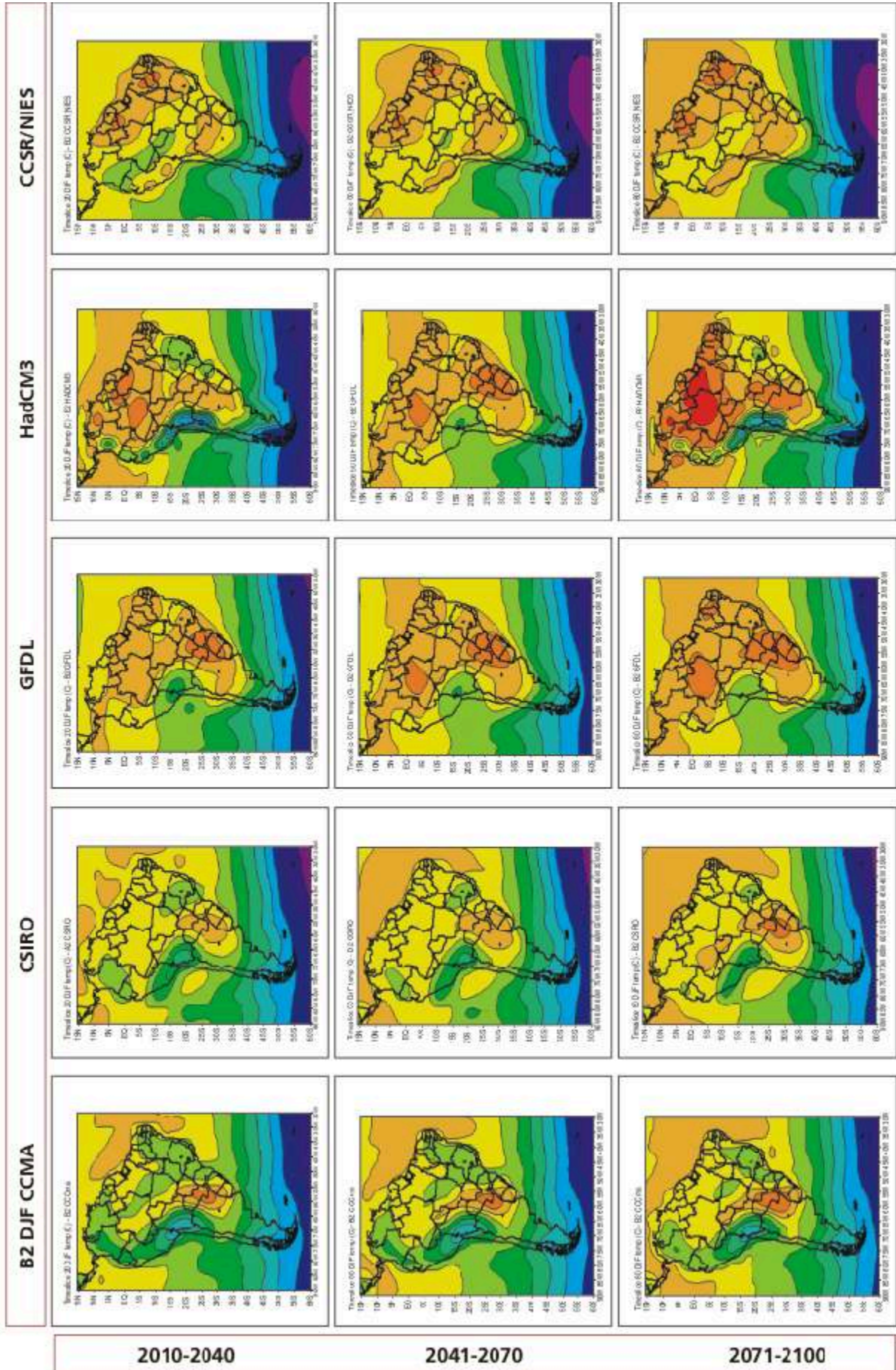
TEMPERATURA



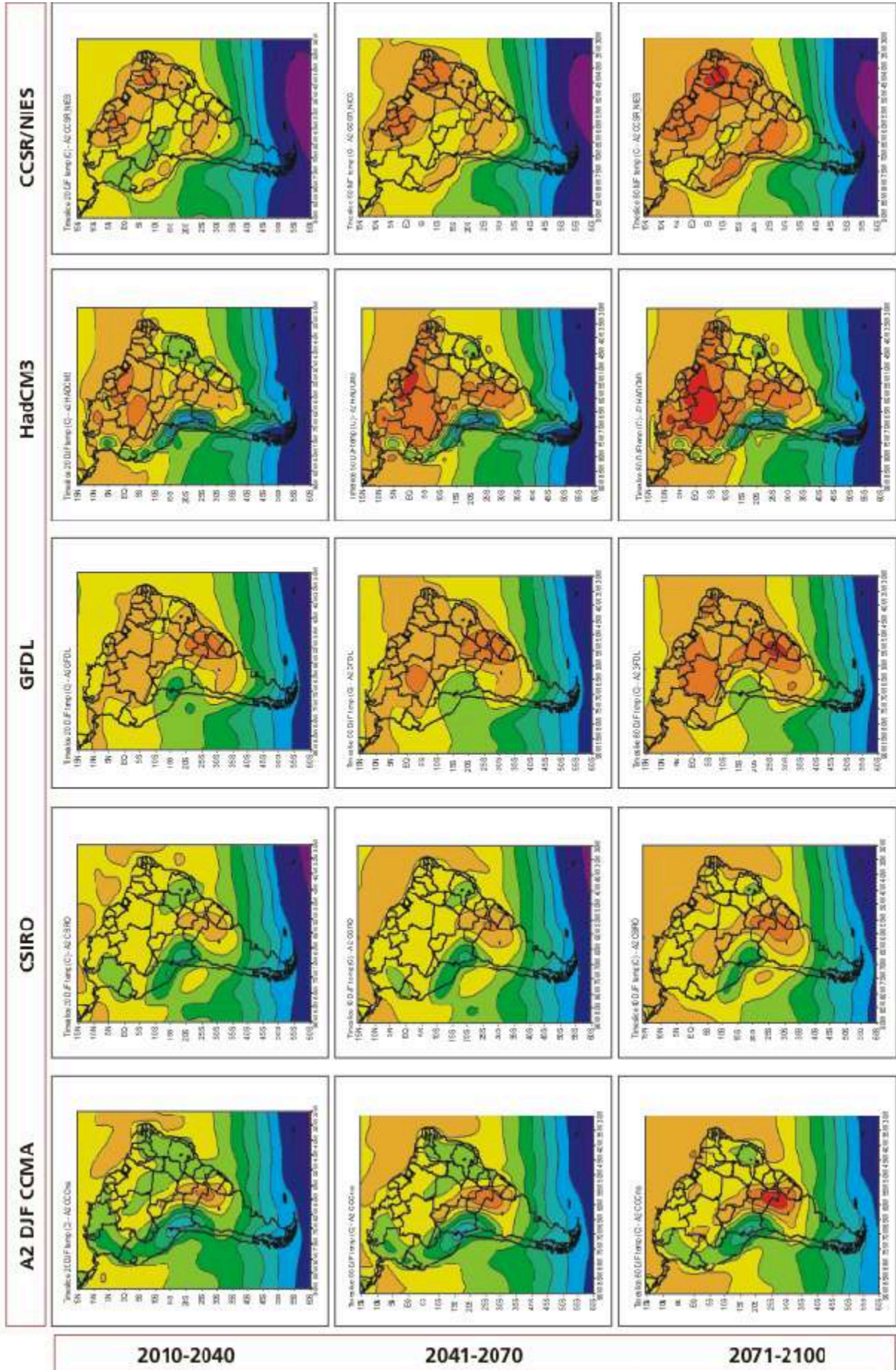
TEMPERATURA



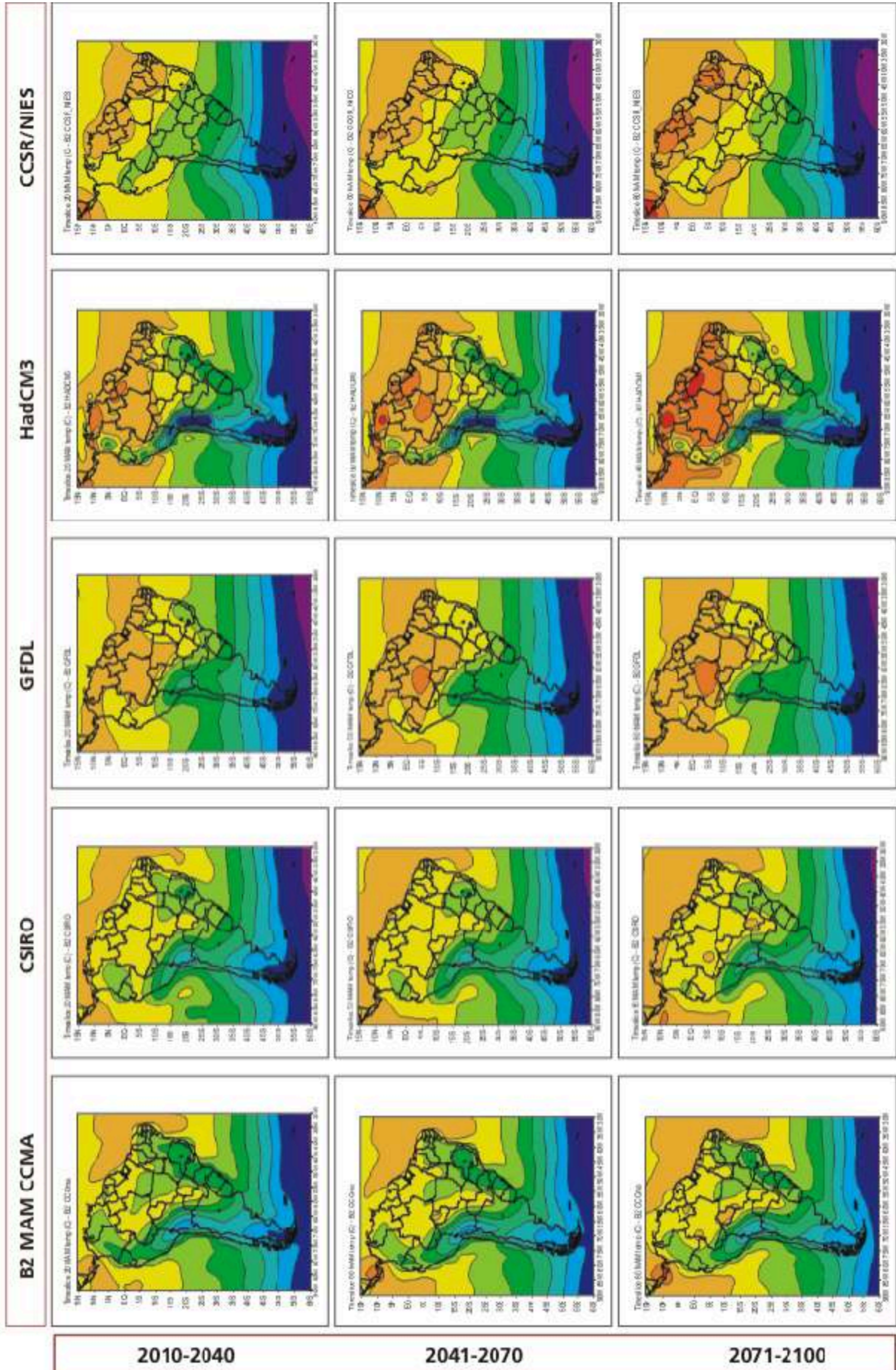
TEMPERATURA



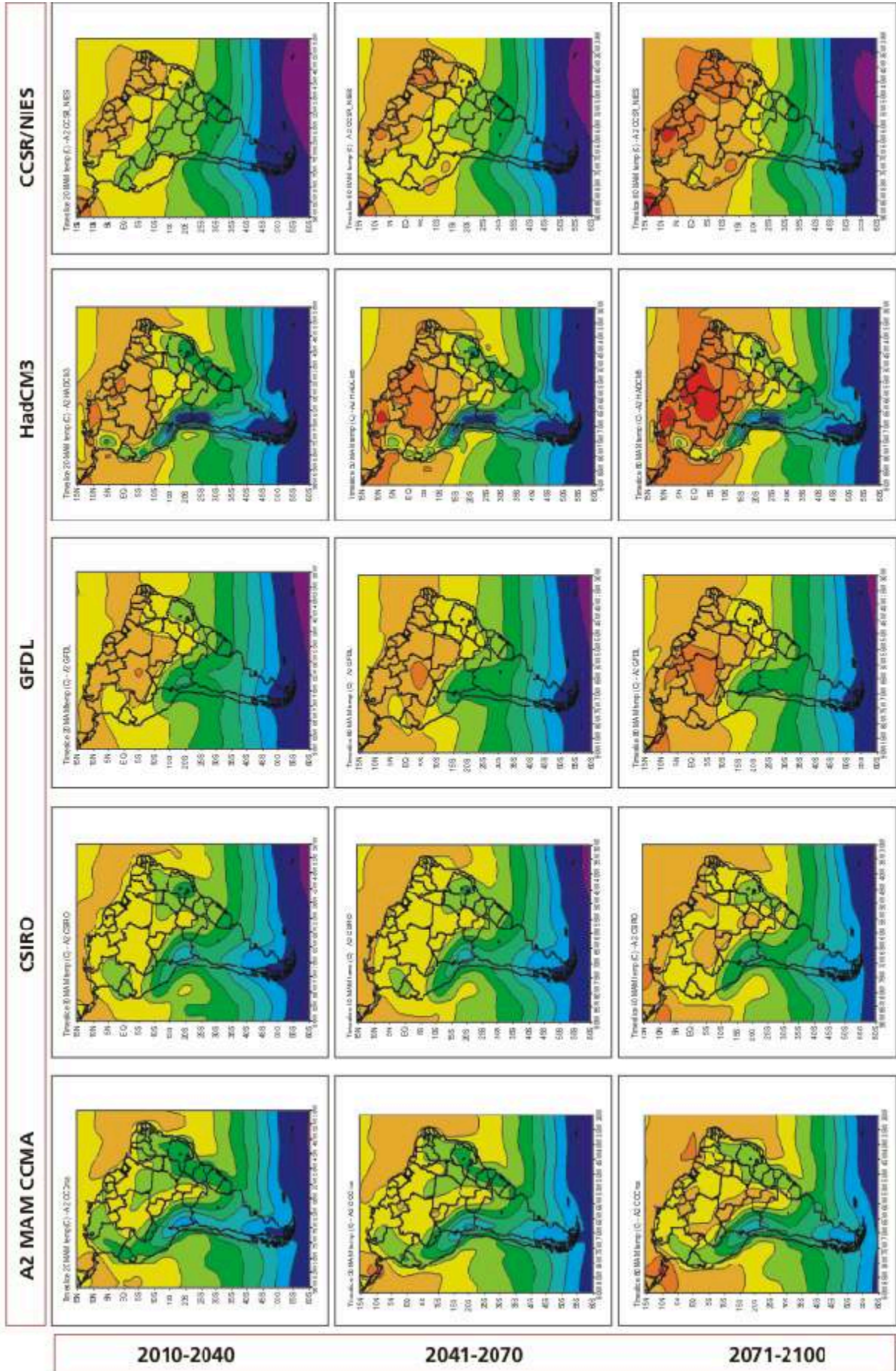
TEMPERATURA



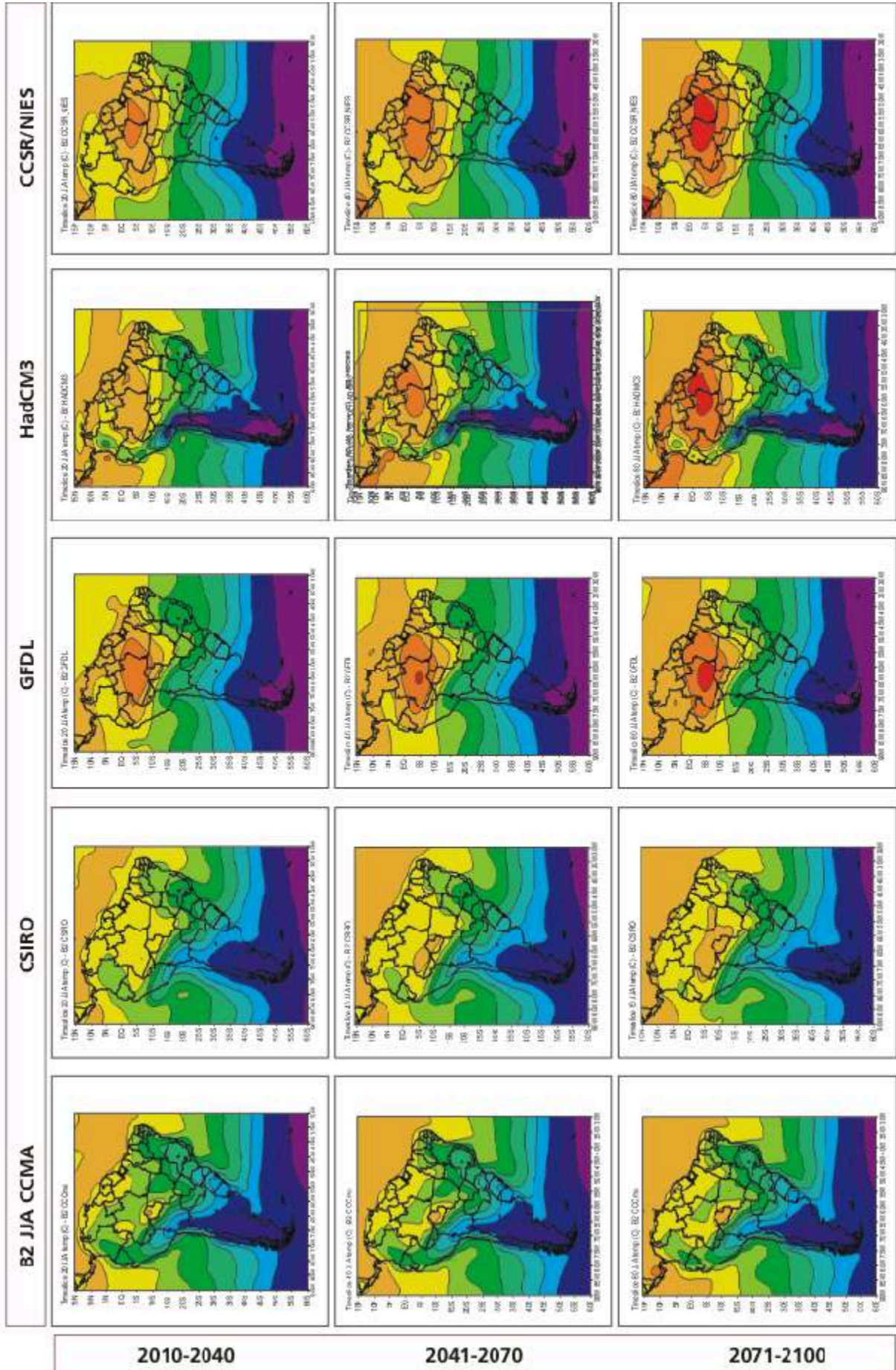
TEMPERATURA



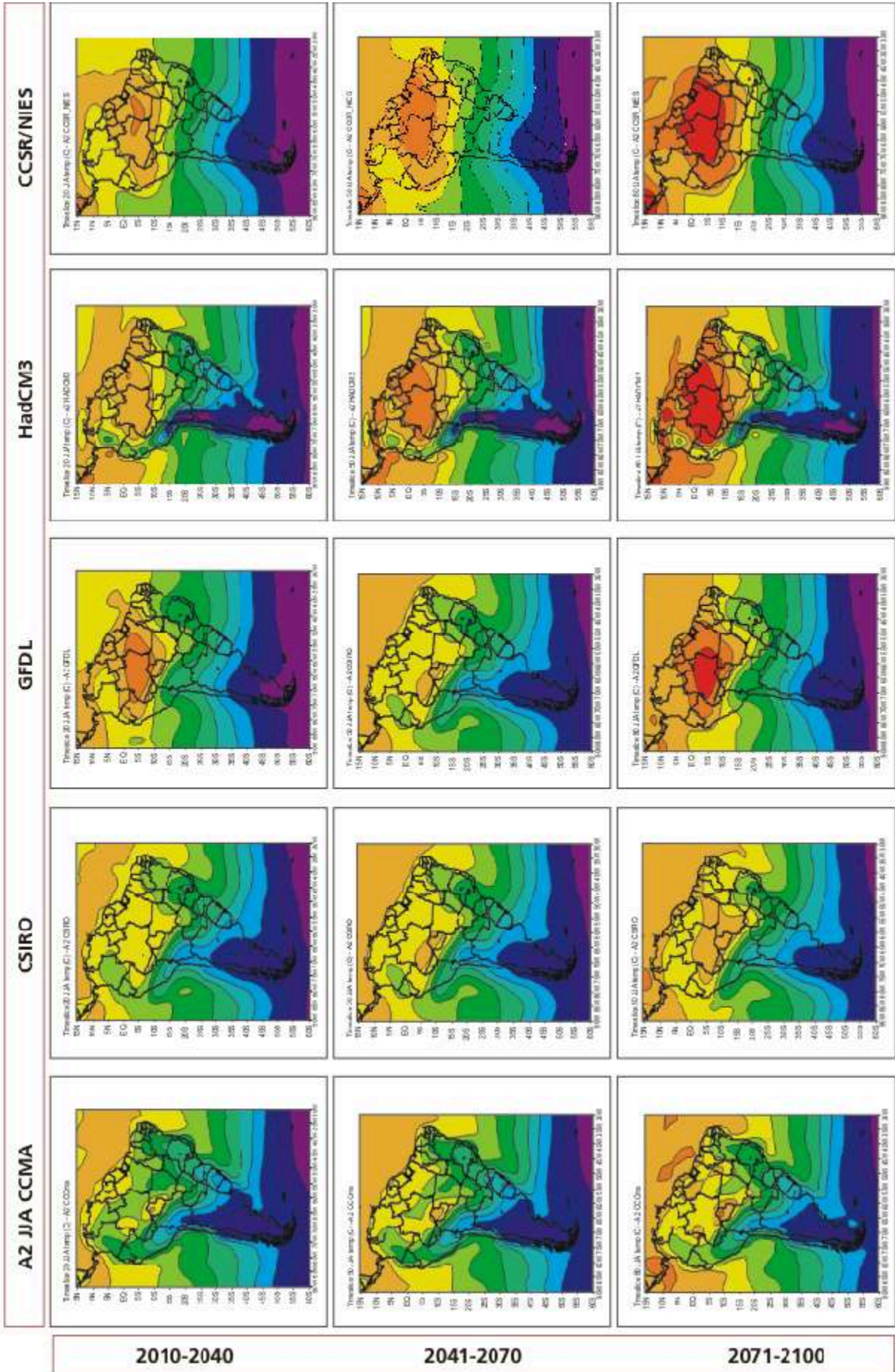
TEMPERATURA



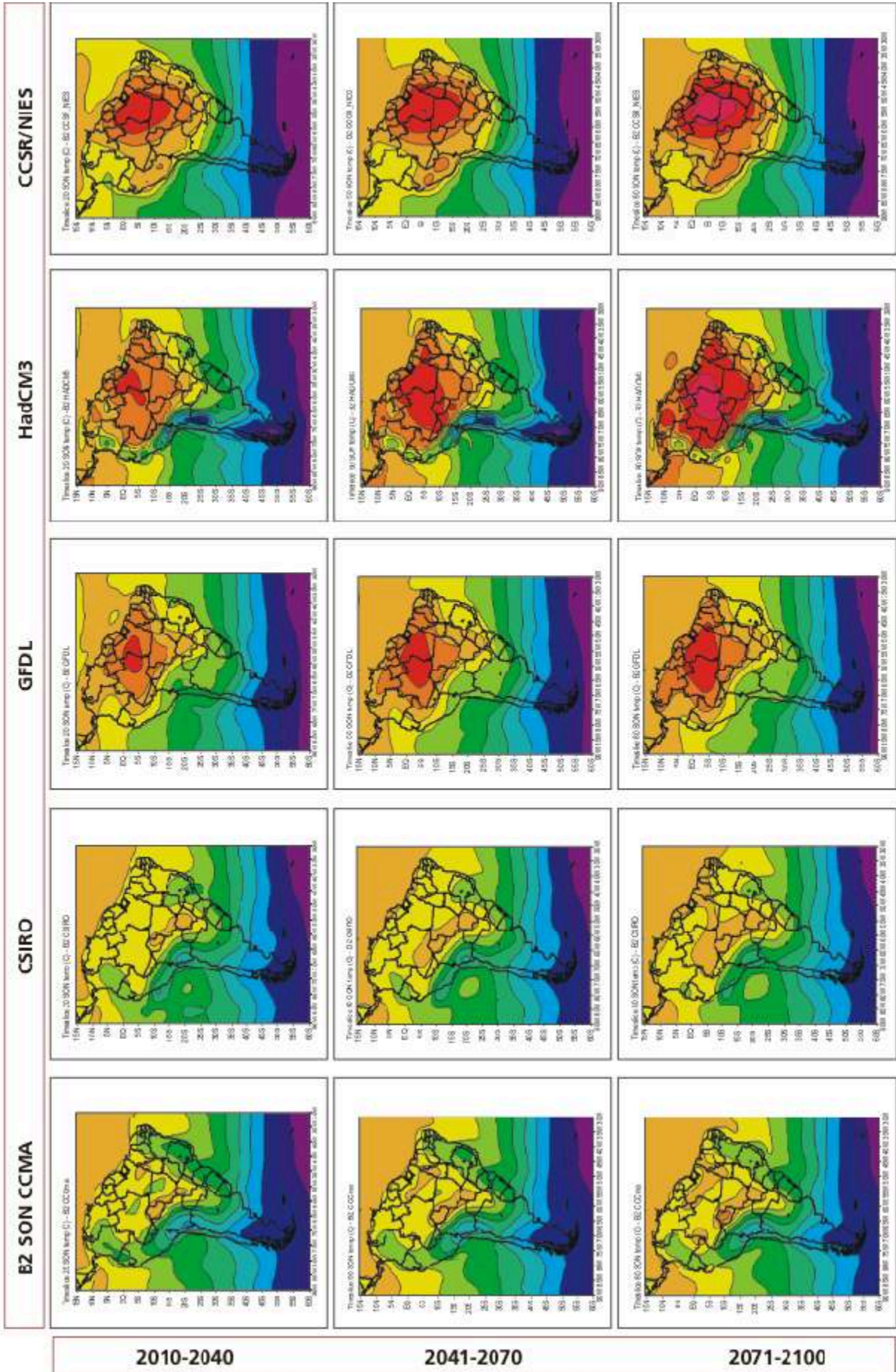
TEMPERATURA



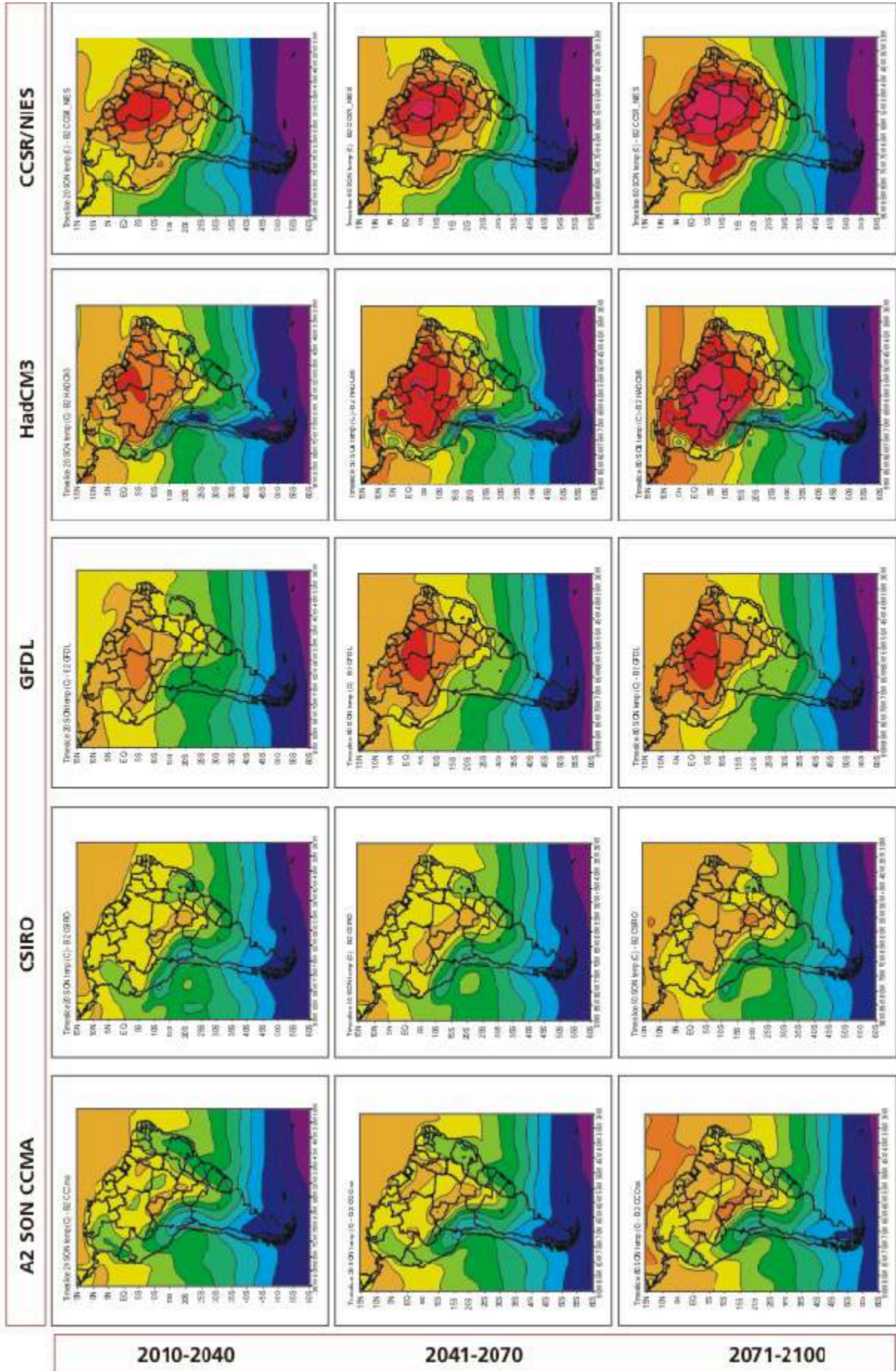
TEMPERATURA



TEMPERATURA



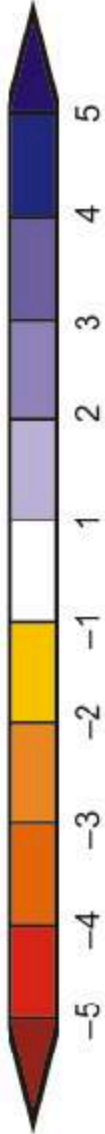
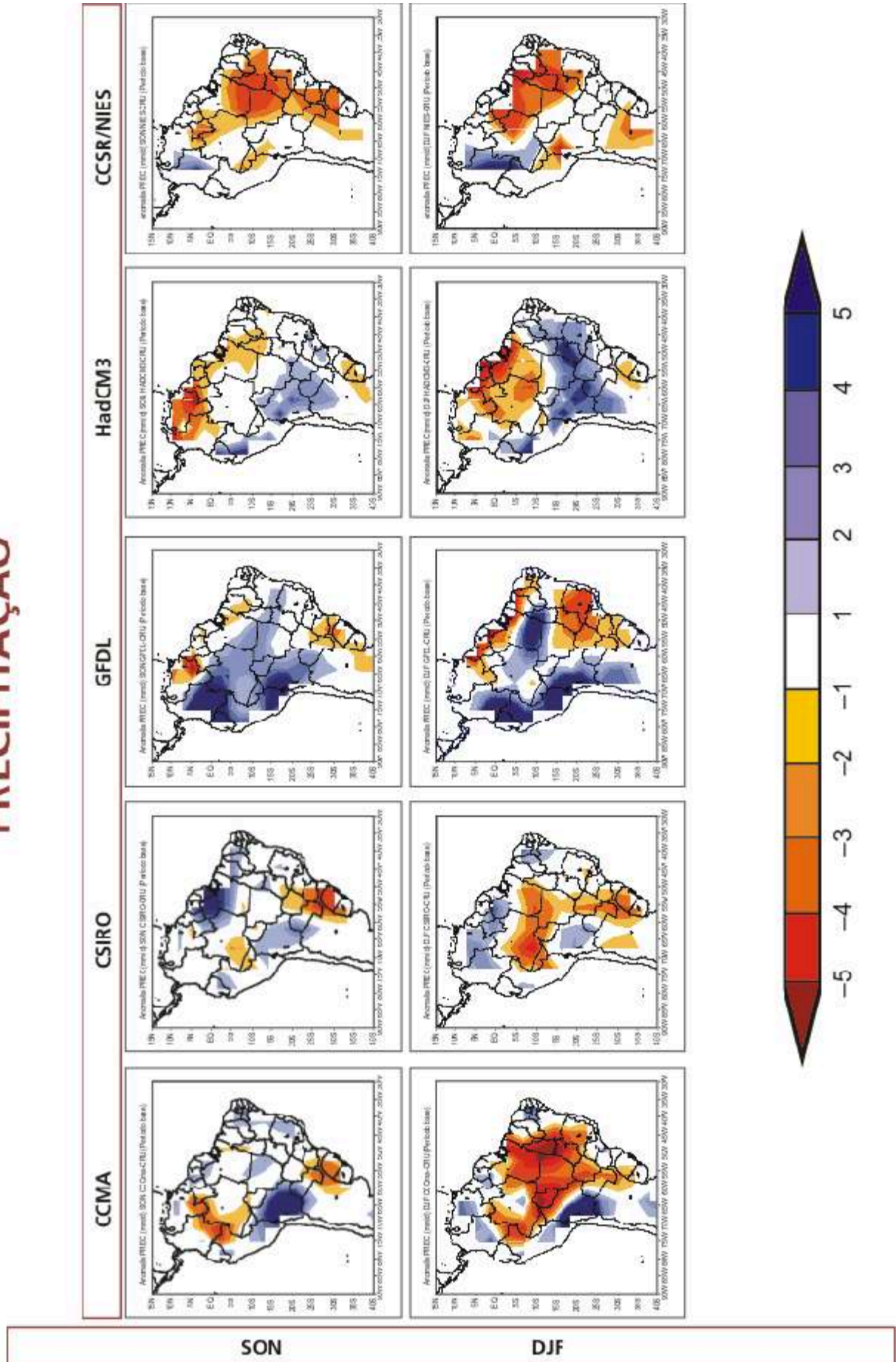
TEMPERATURA



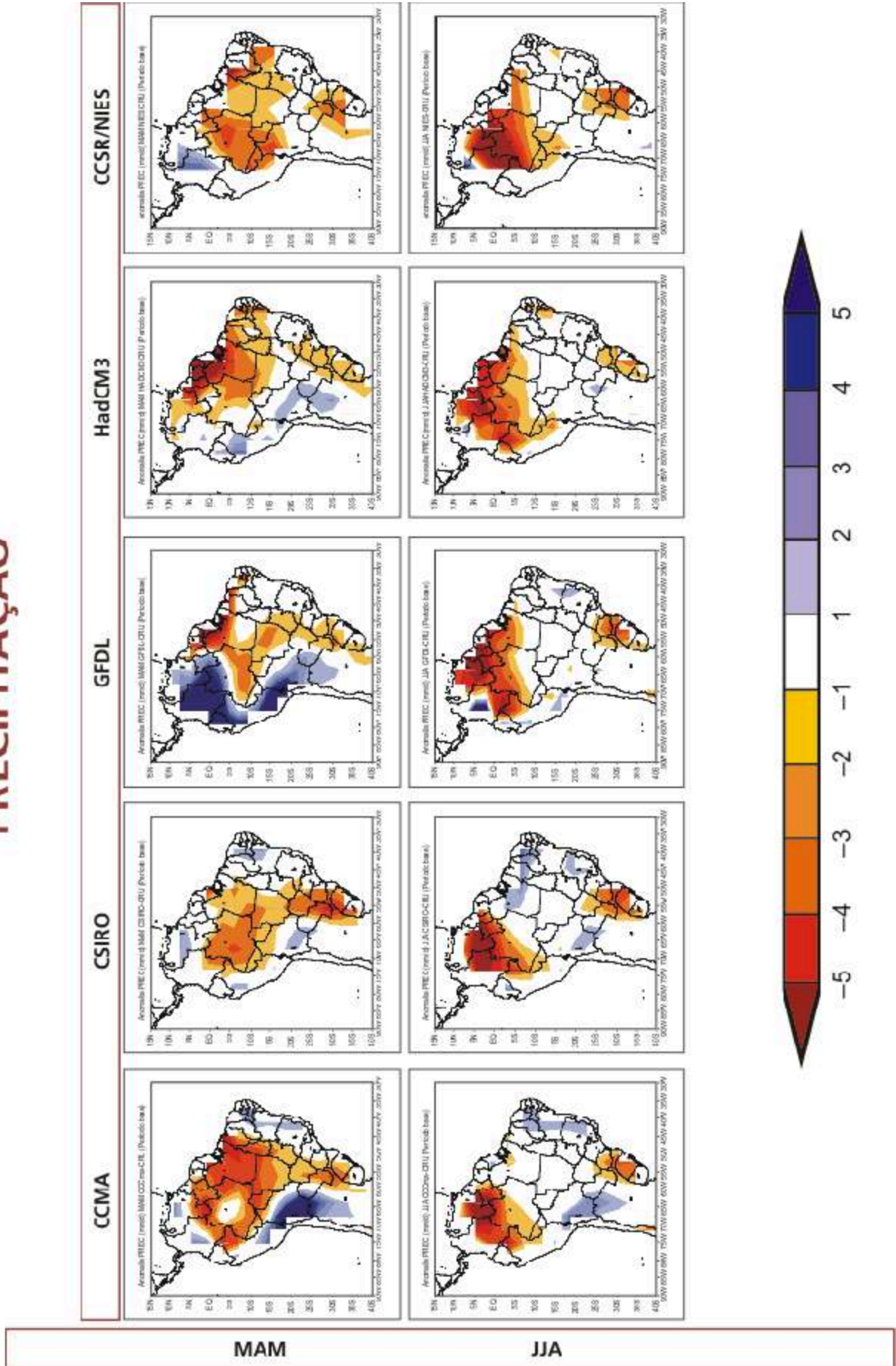
Anexo B

Mapas com diferenças entre a climatologia atual 1961-90 simuladas pelos modelos CCMA (Canada), CSIRO (Australia), GFDL (EUA), HadCM3 (Reino Unido) e CCSR/NIES (Japão) e a climatologia observada da CRU (1961-90). Os mapas são a nível sazonal (DJF, MAM, JJA, SON) de chuva e temperatura do ar. Unidades são em mm/día para chuva e anomalias de chuva e °C para temperatura do ar e anomalias de temperatura do ar. Barra com escala de cores aparece na parte inferior do painel de mapas.

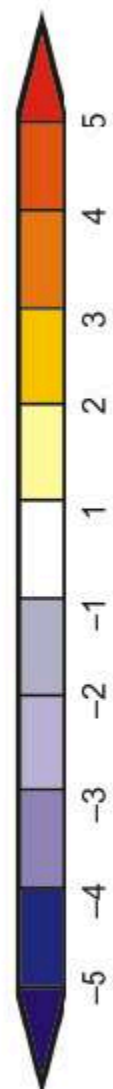
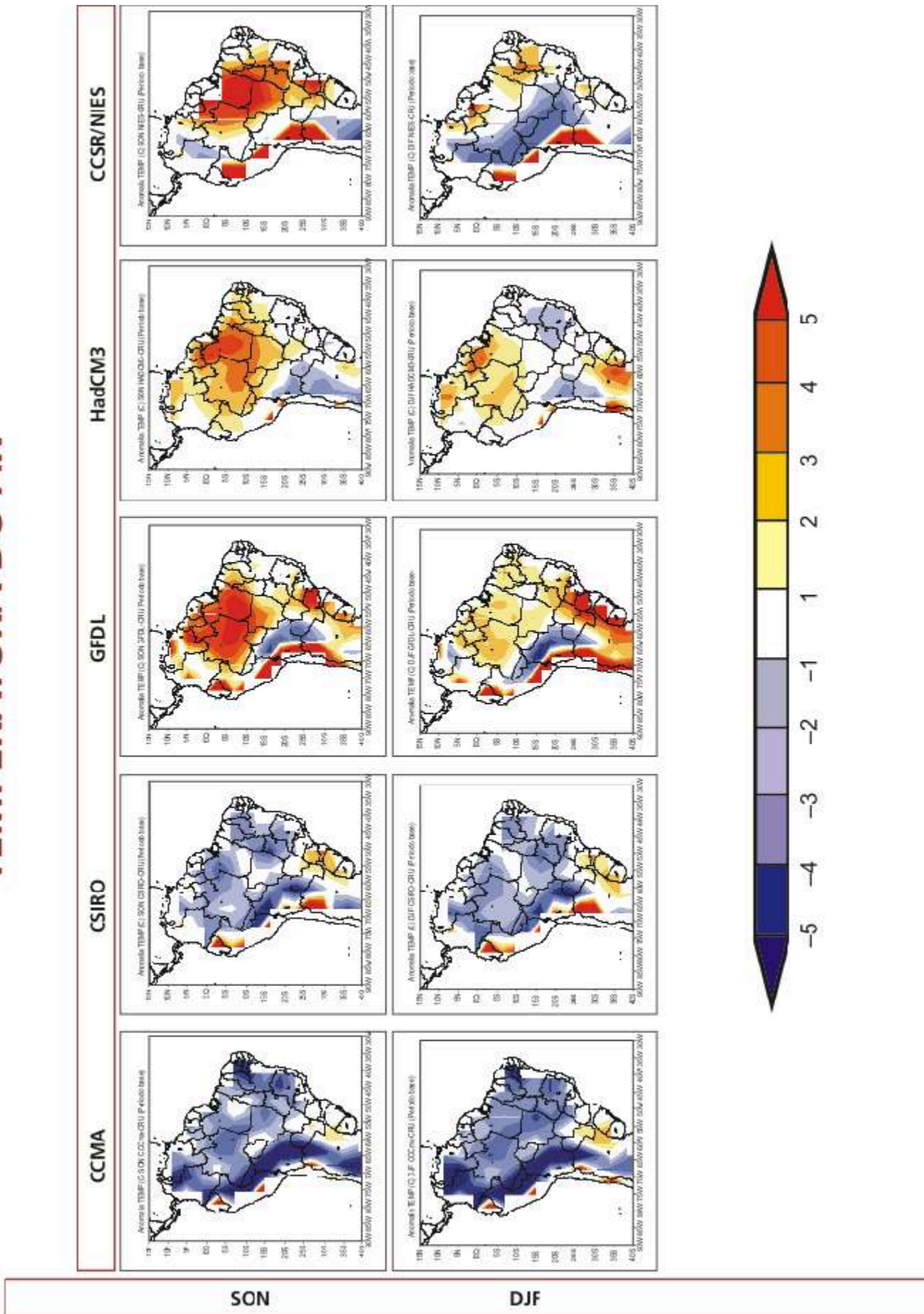
PRECIPITAÇÃO



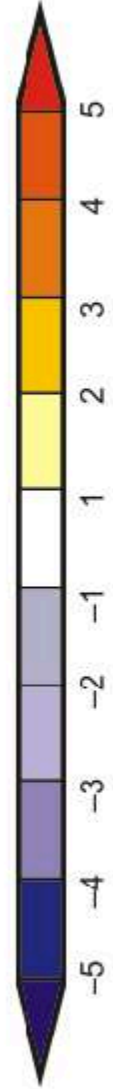
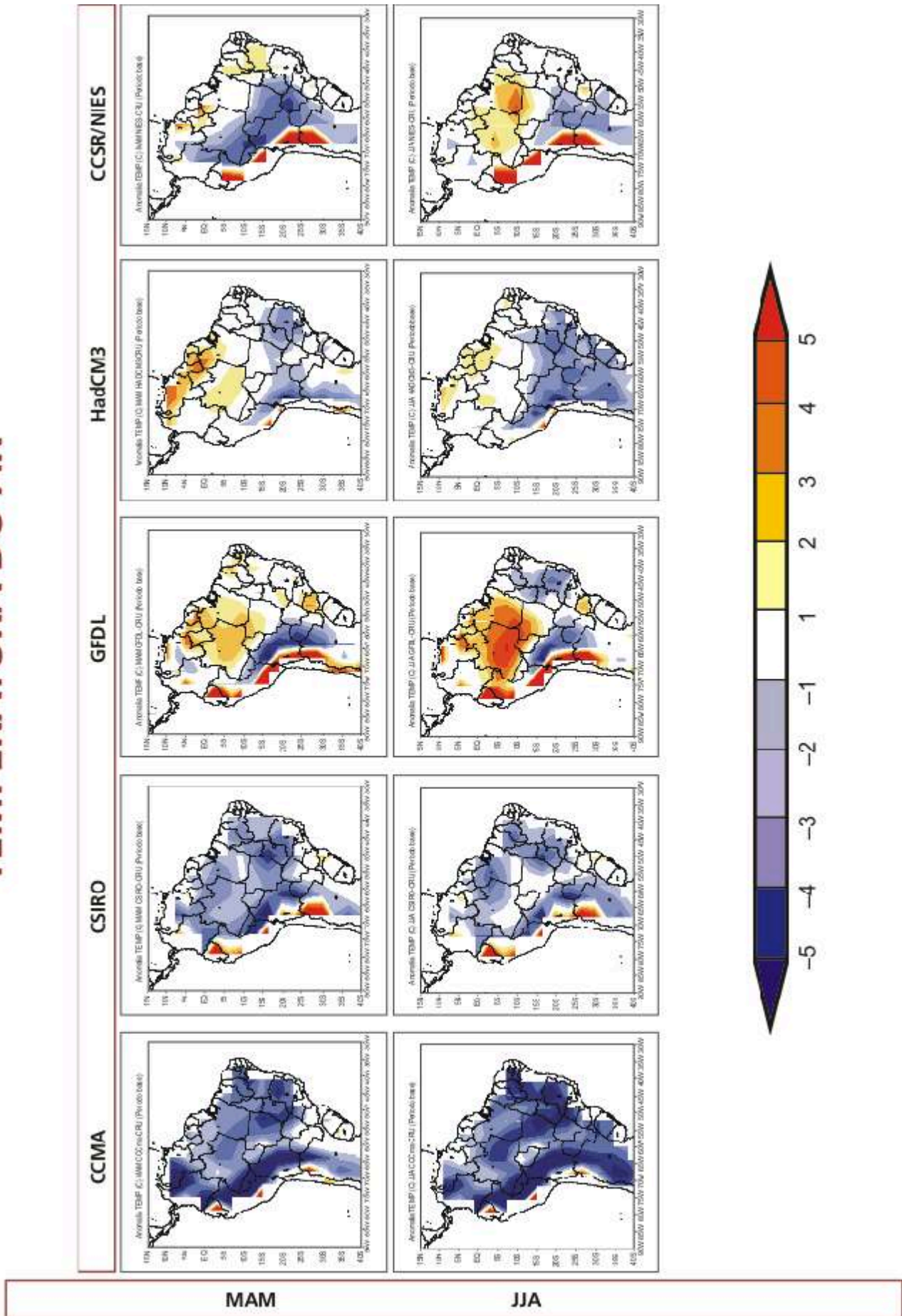
PRECIPITAÇÃO



TEMPERATURA DO AR



TEMPERATURA DO AR



SÉRIE BIODIVERSIDADE

- 1 Política Nacional de Biodiversidade - Roteiro de consulta para elaboração de uma proposta
- 2 Convenção sobre Diversidade Biológica - CDB
- 3 Legislação Ambiental Brasileira - Grau de adequação à convenção sobre diversidade biológica
- 4 Saberes tradicionais e biodiversidade no Brasil
- 5 Biodiversidade Brasileira - Avaliação e identificação de áreas e ações prioritárias para conservação, utilização sustentável e repartição de benefícios da biodiversidade brasileira
- 6 Fragmentação de Ecossistemas - Causas, efeitos sobre a biodiversidade e recomendações de políticas públicas
- 7 Evaluation of the State of Knowledge on Biological Diversity in Brazil - Executive summary
- 8 Evaluación del Estado del Conocimiento sobre Diversidad Biológica de Brasil - Resumen ejecutivo
- 9 Brejos de Altitude em Pernambuco e Paraíba - História natural, ecologia e conservação
- 10 Segundo Relatório Nacional para a Convenção sobre Diversidade Biológica – Brasil
- 11 Estratégias Nacionais de Biodiversidade na América do Sul - Perspectivas para cooperação regional
- 12 Análise das Variações da Biodiversidade do Bioma Caatinga - Suporte a estratégias regionais de conservação
- 13 Biodiversidade e Conservação da Chapada Diamantina
- 14 Diversidade Biológica e Conservação da Floresta Atlântica ao Norte do São Francisco
- 15 Avaliação do Estado do Conhecimento da Biodiversidade Brasileira
- 16 Bibliografia Brasileira de Polinização e Polinizadores
- 17 Cerrado e Pantanal - Áreas e ações prioritárias para a conservação da biodiversidade (no prelo)
- 18 Monitoramento dos Recifes de Coral do Brasil - Situação atual e perspectivas
- 19 Livro Vermelho da Fauna Brasileira Ameaçada de Extinção (no prelo)
- 20 Agrobiodiversidade e Diversidade Cultural
- 21 Terceiro Relatório Nacional para a Convenção sobre Diversidade Biológica: Brasil
- 22 Diretrizes e Prioridades do Plano de Ação para Implementação da Política Nacional de Biodiversidade – PAN-Bio
- 23 RAP Ilha Grande - Um levantamento da biodiversidade (no prelo)
- 24 Biota Marinha da Costa Oeste do Ceará
- 25 Biodiversidade – Regiões da Lagoa do Casamento e dos Butiazais de Tapes, planícies costeiras do Rio Grande do Sul (no prelo)

Informações sobre os livros já publicados e sua disponibilização poderão ser obtidas através do Centro de Informações e Documentações Luís Eduardo Magalhães - CID Ambiental, do MMA, cujo endereço eletrônico e web site encontram-se nesta publicação.

