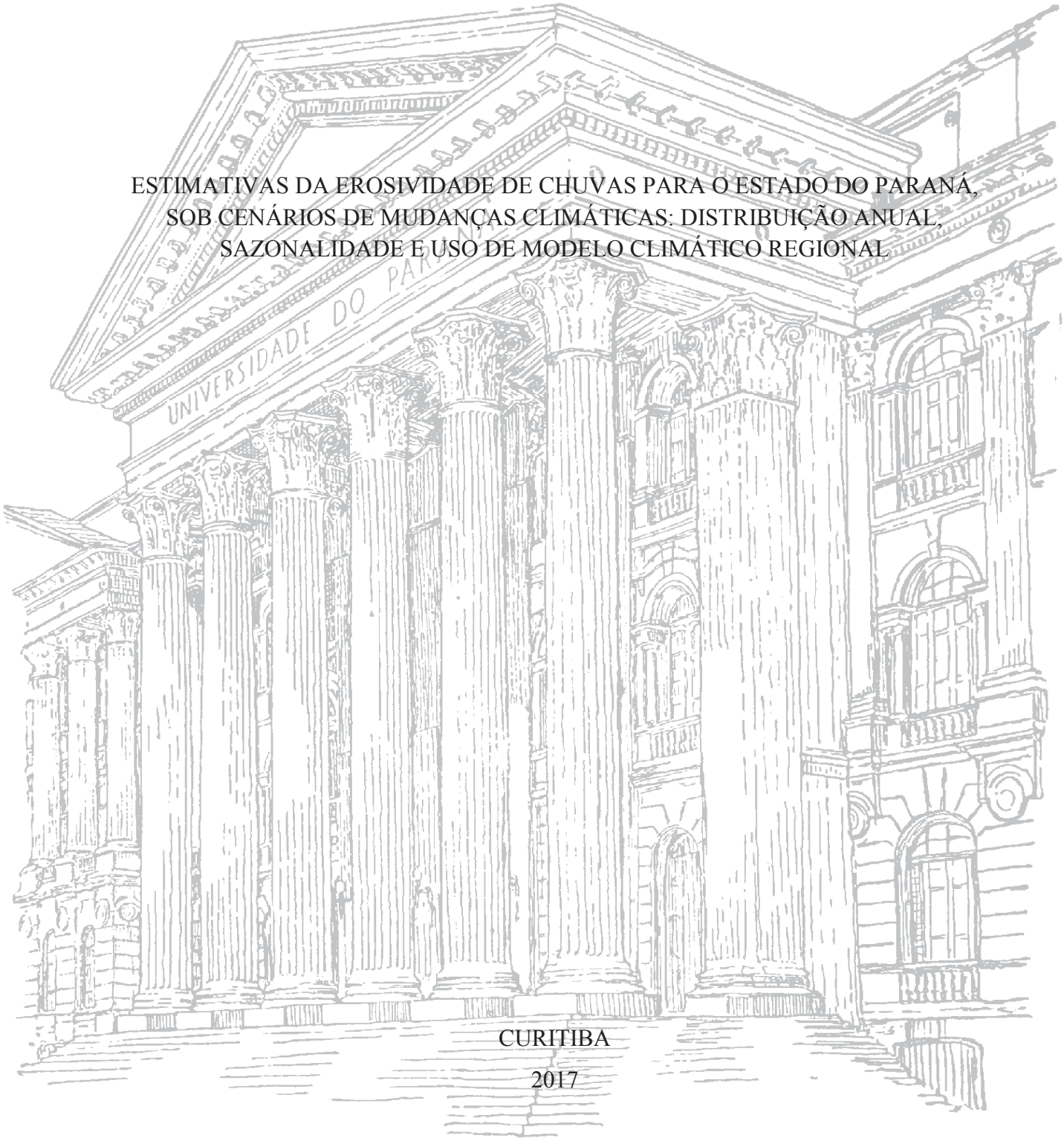
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

MARCO AURÉLIO DE MELLO MACHADO

ESTIMATIVAS DA EROSIVIDADE DE CHUVAS PARA O ESTADO DO PARANÁ, SOB CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS: DISTRIBUIÇÃO ANUAL, SAZONALIDADE E USO DE MODELO CLIMÁTICO REGIONAL



CURITIBA

2017

MARCO AURÉLIO DE MELLO MACHADO

ESTIMATIVAS DA EROSIVIDADE DE CHUVAS PARA O ESTADO DO PARANÁ, SOB CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS: DISTRIBUIÇÃO ANUAL, SAZONALIDADE E USO DE MODELO CLIMÁTICO REGIONAL

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Área de Concentração Solo e Ambiente, do Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Ciência do Solo.

Orientador: Prof. Dr. Jeferson Dieckow

Co-orientador: Profa. Ph.D. Nerilde Favaretto

Co-orientador: Dr. Oromar João Bertol

CURITIBA

2017

M149e

Machado, Marco Aurélio de Mello
Estimativas da erosividade de chuvas para o estado do Paraná, sob cenários de mudanças climáticas: distribuição anual, sazonalidade e uso de modelo climático regional / Marco Aurélio de Mello Machado. - Curitiba, 2017.
156 p. : il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Paraná. Setor de Ciências Agrárias, Programa de Pós-Graduação em Ciências do Solo.
Orientador: Jeferson Dieckow
Coorientadora: Nerilde Favaretto
Coorientador: Oromar Bertol

1. Erosão hídrica - Paraná. 2. Solo e clima. 3. Mudança climática. 4. Chuvas - Paraná. I. Dieckow, Jeferson. II. Favaretto, Nerilde . III. Bertol, Oromar . IV. Título. V. Universidade Federal do Paraná.

CDU 631.459

Sistema de Bibliotecas/UFPR, Biblioteca de Ciências Agrárias
Paula Carina de Araújo - CRB9/1562

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO
Mestrado e Doutorado

PARECER

A Banca Examinadora designada para avaliar a defesa da Tese de Doutorado de **Marco Aurélio de Mello Machado** intitulada: **"Estimativas da erosividade de chuvas para o estado do Paraná, sob cenários de mudanças climáticas: distribuição anual, sazonalidade e uso de modelo climático regional"**, do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo do Setor de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Paraná, após análise do texto e arguição do candidato, emitem parecer pela **"APROVAÇÃO"** da referida Tese. O candidato atende assim um dos requisitos para a obtenção do título de **Doutor em Ciência do Solo - Área de Concentração Solo e Ambiente.**

Secretaria do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, em Curitiba, 26 de abril de 2017.

Prof. Dr. Jeferson Dieckow, Presidente

Prof. Dra. Nerilde Favaretto, Iº. Examinador

Dr. Oromar Bertol, IIº. Examinador

Dr. Gabriel Barth, IIIº. Examinador

Prof. Dra. Fabiane Machado Vezzani, IVº. Examinador

Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo – SCA – UFPR
Rua dos Funcionários, 1540 - Bairro Cabral
80035-050 - Curitiba - PR - Fone/Fax: (41) 3350-5648
pgcisolo@ufpr.br | www.pgcisolo.agrarias.ufpr.br

DEDICATÓRIA

Aos meus filhos, João e Betina.

Aos meus pais, *in memorian*, José Machado e Lenyrce Mello.

Aos amigos, de fé e de obras.

AGRADECIMENTOS

No longo tempo dedicado a esse estudo, desde Cachoeira Paulista até Curitiba, da preparação da proposta, passando pela obtenção dos dados e redação do trabalho, tive o prazer de ser amparado pelas pessoas e instituições abaixo. A todos e todas, muito obrigado:

- Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), em São José dos Campos-SP, pela possibilidade de ser recebido pela elite da pesquisa meteorológica e climática do país;

- Ao Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), em Cachoeira Paulista-SP, pela acolhida e pelos conhecimentos que obtive, sobre o clima e os tempos, cronológico e meteorológico;

- Ao pesquisador do CCST/CEMADEN José Antonio Marengo Orsini, orientador acadêmico no INPE, pelo apoio constante e pelos ensinamentos em Meteorologia Tropical;

- Aos amigos e colegas do doutorado no CPTEC-INPE, Gilvan Sampaio, Wagner Soares, Luciene Melo, Adma Raia, André Becker, Lincoln M. Alves e Luciana Rossato;

- Às colegas da UFPR, Professoras Nerilde Favaretto e Fabiane Machado Vezzani, pela inspiração de trabalho, amizade e serenidade, que me motivaram a seguir em frente;

- Aos amigos Marla Becker Motta e Antônio Carlos Motta, pelo incentivo em todas as horas;

- Ao Professor Helio Olympio da Rocha, pelo encorajamento constante;

- Aos colegas do Departamento de Solos e Engenharia Agrícola: Marcelo R. de Lima, Renato Marques, Angelo Sirtoli, Jair A. Dionísio, Volnei Pauletti, Marcia Marzagão, Eloana Bonfleur, Luiz Cláudio de P. Souza, Luiz Antonio Lucchesi, Celina Wisniewski, Glaciela Klaschuk, Karina M. Cavalieri Poliselli, Mateus Durães e Samir Jasper;

- Aos pós-graduandos Henrique Laureano (Unicamp), Gabriel Goularte (UFPR), Guilherme Parreira e ao Professor Jairo Calderari Jr., pelas profícuas discussões sobre estatísticas de séries temporais, geoestatística e mapeamento;

- À Denise Conti, pelo suporte burocrático e pelas gargalhadas nas pausas do cafezinho;

- À Janaina Hygino Magalhães, pelo incentivo que sublimou as horas de cansaço;

- À bibliotecária Marcia Fuchs, pelo apoio na organização e busca das referências bibliográficas;

- À amiga Carmen Lucia Marchetti (Carminha), pela necessária e providencial acolhida.

AGRADECIMENTOS ESPECIAIS

- Ao Professor Jeferson Dieckow, pela amizade fecunda, pelo exemplo de trabalho e pela crença de que esse estudo poderia chegar ao fim;

- Ao Professor Luciano de Almeida, pela amizade sincera mesmo quando posta à prova;

- À minha irmã Naira Mello e meu cunhado Cláudio Pinheiro, pelos apoios em qualquer tempo e hora;

- À Professora Beatriz Monte Serrat (Beia), exemplo de luta, como amiga e mãe;

- Ao Professor Carlos Bruno Reissmann, reserva moral e inspiração de ética e de princípios;

- Ao Professor Vander de Freitas Melo, pela maneira calma e tranquila com que me mostrava caminhos para ir adiante;

- Ao amigo e pesquisador da Universidade da Florida Leo San Pedro Siqueira, responsável por me mostrar a beleza de juntar as ciências exatas na meteorologia e na modelagem climática.

“Encharcas os seus sulcos e aplainas os seus torrões; tu a amoleces com chuvas e abençoas as suas colheitas”

Salmo 65, v. 10

“Quando as nuvens estão cheias de água, derramam chuva sobre a terra. Quer uma árvore caia para o sul quer para o norte, no lugar em que cair ficará”.

Eclesiastes 11, v. 3

RESUMO

Pequenas alterações na dinâmica atmosférica podem levar a grandes variabilidades no sistema climático, com alterações expressivas nas trocas de energia entre a superfície e a atmosfera. O clima é intrinsecamente variável, o que sugere existir variações absolutamente naturais. A despeito disso, nas últimas décadas a comunidade científica vêm alertando sobre mudanças em curso no clima global decorrentes da intensificação do efeito estufa e com forte correlação com ações antrópicas. Essas mudanças estão, frequentemente, associadas a maiores níveis de gases estufa, com mudanças no comportamento da atmosfera e nas interrelações desta com a superfície, em especial nos fluxos de calor e massa. O alto grau de complexidade que envolve os processos relacionados aos impactos das mudanças do clima constitui-se num dos mais importantes questionamentos científicos e ambientais contemporâneos. Essa complexidade se torna ainda mais aguda quando se avaliam os inúmeros *feedbacks*, positivos e negativos, entre superfície (solo e sua cobertura) e a atmosfera, em diferentes resoluções espaciais e temporais. É o caso, por exemplo, das mudanças nos padrões de ocorrência das precipitações e de sua consequência mais imediata: a intensificação dos processos erosivos. Em muitas regiões as perdas anuais de solo por erosão superam em grande medida sua capacidade de regeneração. A precipitação e o escoamento superficial são as grandes forçantes da erosão hídrica, principal agente causador das perdas de solo. A erosividade é um dos principais fatores que determinam a magnitude da perda de solo pela erosão hídrica, uma vez que se refere ao impacto das gotas de chuva que leva à desagregação, o transporte de partículas e o selamento superficial. Assim, a quantificação dos fatores que influenciam a erosão hídrica é fundamental para o planejamento do bom uso, ocupação e manejo do solo. Este estudo visou analisar séries de dados diários de precipitação, de localidades do estado do Paraná, resultados de saídas de um modelo climático regional (MCR), forçado por um modelo climático global (MCG), em simulação a projeções do clima futuro (2070-2100) em dois cenários climáticos e do período climatológico (1961-1990). Inicialmente, essas saídas foram avaliadas estatisticamente quanto a anomalias, desvio padrão médio e raiz quadrada do erro médio, pela comparação de campos médios sazonais, do MCG, do MCR e dos dados observados, o que permitiu identificar maior detalhamento climático entre os modelos climáticos. O MCR conseguiu representar razoavelmente bem o padrão espacial e temporal da precipitação e da temperatura do ar, embora se reconheçam ocorrências de erros sistemáticos. O MCR empregado simulou com razoável capacidade as Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), um dos sistemas produtores do tempo mais importantes na estação chuvosa do centro-sul do Brasil. Assumindo-se que essas séries efetivamente representem a visualização de efetivas mudanças temporais de longo prazo, restou inferir sobre volumes precipitados e tendências de aumentos ou diminuições bruscas nas precipitações. Foram avaliadas as distribuições temporais e os índices de concentração (ICP) e de sazonalidade (ISP) das chuvas ao longo do período simulado. A seguir, foi estimado o Indice Modificado de Fournier (IMF) ou Coeficiente de Chuva, precursor e índice de categorização das erosividades. Optou-se por avaliar, primeiramente, o IMF por ser o índice mais simples, o que permitiria levar a conclusões sobre relações entre diferentes métodos de obtenção de erosividades. Para identificar supostos pontos de ruptura das séries históricas, foram aplicados os testes não paramétricos de Mann-Kendall, Sen e Pettitt, às séries mensais de precipitação e também aos dados dos índices ICP, ISP e IMF. Devido a não detecção de mudanças bruscas nem significativas das tendências dos índices de precipitação, quanto à concentração e sazonalidade, mas constatado que para cada cenário de mudança climática haverá um aumento nos totais precipitados, espera-se que até o fim do século as chuvas mantenham certa sazonalidade no estado do Paraná, com provável aumento nas intensidades, o que poderia se refletir nas erosividades. A seguir foram estimadas

erosividades por pluviometria, em comparação entre dados observados e simulados pelo MCR, sob os mesmos cenários de mudanças climáticas. Correlações entre o IMF e essas erosividades foram estabelecidas para cada um dos cenários e séries utilizados. As erosividades podem ser bem representadas por equações empíricas, em utilização de dados de modelos climáticos, contudo, eventuais discrepâncias ao longo do processo (rodadas do modelo, aquisição dos dados, tratamento, estimativa e emprego) podem ocorrer o que pode se tornar fonte de sub ou superestimativa das erosividades e, por consequência, dos processos erosivos. Para evitar isso, são necessárias equações de calibrações entre erosividades estimadas e observadas a partir de pluviógrafos, para cada localidade ou mesorregião do estado.

Palavras-chave: tendências, concentração, sazonalidade, erosividade de chuvas, mudanças climáticas.

ABSTRACT

Small changes in atmospheric dynamics may lead to great variability in the climate system, with significant alterations in energy exchanges between the surface and the atmosphere. The climate is intrinsically variable, suggesting the existence of absolutely natural variations. Notwithstanding, over the last decades the scientific community has been warning about course changes in the global climate because of greenhouse effect intensification and with strong correlation with anthropic actions. Such modifications are frequently associated with higher levels of greenhouse gases, with behavioral variations in the atmosphere and its interrelations with the surface, especially in heat and mass fluxes. The high degree of complexity which involve the climate-change related processes constitutes one of the most important scientific and environmental inquiries of our time. The referred complexity becomes even more acute when the innumerable positive and negative feedbacks between the surface (soil and its cover) and the atmosphere are evaluated in different spatial and temporal resolutions. That is the case, for instance, of changes in patterns of precipitation occurrence and its immediate consequence: the intensification of erosion processes. In many regions, annual soil losses due to erosion greatly outweigh their regeneration capacity. Precipitation and runoff are the major forcing factors of water erosion, the major cause of soil loss. Erosivity is one of the leading factors that determines the magnitude of soil loss due to water erosion, once it refers to the impact of raindrops leading to disaggregation, particle transport and surface sealing. Thus, the quantification of the factors influencing water erosion is fundamental for the good-use planning, occupation and soil management. This study aimed to analyze series of daily precipitation data from localities of Paraná state, outputs from a regional climate model (RCM), forced by a global climate model (GCM), simulating future climate projections (2070-2100) in two climatic scenarios and of a specific climatological period (1961-1990). Initially, the outputs were statistically evaluated for anomalies, mean standard deviation and square root of the mean error, through comparison of seasonal-mean fields, GCM, RCM and observed data, which allowed the identification of greater climatic detail among climate models. The RCM was able to reasonably represent the spatial and temporal pattern of precipitation and air temperature, although systematic errors are recognized. The RCM employed simulated with reasonable capacity the South Atlantic Convergence Zones (SACZ), one of the most important weather-forming systems in the south-central Brazilian rainy season. Assuming that such series correctly represent an effective visualization of long-term temporal changes, inferring about precipitate volumes and trends of sudden increases or decreases in precipitation lay ahead. The temporal distributions and the concentration and seasonality indexes (PCI and PSI, respectively) of rains over the simulated period were evaluated. Next, the Modified Fournier Index (MFI) or Rainfall Coefficient, precursor and erosivity categorization index, was estimated. It was decided to first evaluate the MFI as it is the simplest index, which would lead to conclusions about the relationships between different methods of obtaining erosivity. In order to identify supposed tipping points of historic series, the non-parametric Mann-Kendall, Sen and Pettitt tests were applied to the monthly rainfall series, as well as to the PCI, PSI and MFI indexes. Because of the non-detection of abrupt or significant changes in precipitation index trends, in terms of concentration and seasonality, but there will be an increase in precipitated totals for each scenario of climate change, it is expected that by the end of the century the rains will maintain a certain seasonality in the state of Paraná, with a probable increase in intensities, which could be reflected in erosivity. Then, rainfall erosivity was estimated, compared to observed data and simulated by the RCM, under the same scenarios of climate change. Correlations between

the MFI and the erosivity were established for each of the scenarios and series used. Erosivity can be well represented by empirical equations, using data from climate models, however, any discrepancies along the process (model rounds, data acquisition, treatment, estimation and application) may occur, which may become a source of under or overestimation of erosivity and, consequently, of erosion processes. To avoid that, calibration equations between estimated and observed erosivity from rain gauges are required for each locality or mesoregion of the state.

Key-words: rainfall trends, rainfall concentration and seasonality, rainfall erosivity, climatic changes.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO GERAL 14

2 INTRODUÇÃO 18

2.1. DISCUSSÕES SOBRE EROSIVIDADE DE CHUVAS NUM CONTEXTO DE VARIABILIDADES E MUDANÇAS CLIMÁTICAS 23

3. MATERIAL E MÉTODOS 33

3.1. ÁREA DE ESTUDO – O ESTADO DO PARANÁ 33

3.2. SÉRIES HISTÓRICAS DE DADOS CLIMÁTICOS UTILIZADOS 35

3.2.1. DADOS OBSERVADOS 35

3.2.2. DADOS SIMULADOS – SAÍDAS DO MODELO CLIMÁTICO REGIONAL 37

3.2.3. COMENTÁRIOS SOBRE O GRAU DE INCERTEZAS 38

3.3. O MODELO DE CIRCULAÇÃO GLOBAL EMPREGADO 40

3.4. O MODELO DE CIRCULAÇÃO REGIONAL UTILIZADO 42

3.5. CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS UTILIZADOS 48

3.6. O TRATAMENTO DOS RESULTADOS DAS RODADAS DO MCR 53

3.7. ESTATÍSTICAS DESCRITIVAS DAS SAÍDAS DO MCR 53

3.7.1. CORRELAÇÃO DE ANOMALIAS (CA) SAZONAIS DA CLIMATOLOGIA DO MODELO CLIMÁTICO REGIONAL (*BASELINE* E CRU). 54

3.7.2. DESVIOS-PADRÃO E *ROOT MEAN SQUARE ERROR* (RMSE) ANUAIS, SAZONAIS E DA CLIMATOLOGIA DO MCR (PRECIS *BASELINE* - CRU) 55

3.8. ESTIMATIVA DE ÍNDICES A PARTIR DAS SÉRIES HISTÓRICAS DE DADOS CLIMÁTICOS (OBSERVADOS E SIMULADOS) 56

3.8.1. O ÍNDICE DE CONCENTRAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO (ICP) 57

3.8.2. O ÍNDICE DE SAZONALIDADE DA PRECIPITAÇÃO (ISP) 58

3.8.3. ESTIMATIVAS PRELIMINARES DAS EROSIVIDADES – O ÍNDICE MODIFICADO DE FOURNIER (IMF) 60

3.8.3.1. ÍNDICE DE FOURNIER (IF) 60

3.8.3.2. ÍNDICE MODIFICADO DE FOURNIER (IMF) 60

3.9. ESTATÍSTICAS DESCRITIVAS DO ICP E DO ISP 61

3.9.1. O TESTE DE MANN-KANDLE 62

3.9.2. O TESTE DE SEN 63

3.9.3. O TESTE DE PETTITT 64

3.10. ANÁLISES DE ANOMALIAS.....64
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO 65
4.1 A CLIMATOLOGIA DAS CHUVAS NO ESTADO DO PARANÁ 65
4.2 VARIABILIDADES SAZONAIS DA PRECIPITAÇÃO E DA TEMPERATURA 67
4.3. ANOMALIAS DAS TEMPERATURAS E PRECIPITAÇÕES 68
4.4. O ÍNDICE DE CONCENTRAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO (ICP) - REPRESENTAÇÃO DA MÉDIA DO PERÍODO 2070-2100, POR CENÁRIO CLIMÁTICO 82
4.4.1. ANOMALIAS DO ICP 86
4.5. O ÍNDICE DE SAZONALIDADE DA PRECIPITAÇÃO (ISP) 87
4.5.1. ANOMALIAS DO ISP.....91
4.6. O ÍNDICE MODIFICADO DE FOURNIER (IMF) 92
4.6.1. ANOMALIAS DO IMF 94
5 CONCLUSÕES.....96
REFERÊNCIAS 98
APÊNDICE 1 – ANOMALIAS, ANUAL E SAZONAL, DE PRECIPITAÇÃO E TEMPERATURA MÉDIA DIÁRIA DO MODELO CLIMÁTICO GLOBAL HADCM3P – COMPARAÇÕES ENTRE CENÁRIOS CLIMÁTICOS A2 E B2 (2070-2100) E A CLIMATOLOGIA DO MODELO (1961-1990). 108
APÊNDICE 2 – VARIAÇÃO INTERANUAL DO INDICE DE CONCENTRAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO (ICP) E DO INDICE DE SAZONALIDADE DA PRECIPITAÇÃO (ISP) - CLIMATOLOGIA OBSERVADA, CLIMATOLOGIA DO MODELO (BASELINE - 1961-1990) E PARA CENÁRIOS FUTUROS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS (A2 E B2 - 2070-2100).....113

1 INTRODUÇÃO GERAL

Na definição de políticas públicas para o setor agrícola, bem como na elaboração de recomendações técnicas que auxiliem o produtor nos seus processos de tomada de decisões, é fundamental que se caracterize, avalie e acompanhe as variabilidades espaço-temporais dos elementos climáticos intervenientes no processo de produção. As diversas atividades agrosilvipastoris dependem de informações acerca da possibilidade de ocorrência de períodos secos e/ou úmidos, bem como de uma adequada disponibilidade térmica que contemple as exigências fisiológicas das culturas.

É sabido que pequenas alterações na dinâmica atmosférica podem levar a intensas variabilidades no comportamento climático, podendo alterar as relações ambientais entre os biomas, Campos (2011). Como afirma Marengo (2001), embora o clima tenha sempre variado naturalmente, resultados de pesquisas com modelos tem apontado para a evidência de que emissões de gases de efeito estufa, em especial o dióxido de carbono (CO_2), o metano (CH_4) e o óxido nitroso (N_2O), podem vir a provocar alterações nos regimes de ventos, temperaturas, precipitação e nas circulações oceânicas, com ocorrências de temperaturas médias mais oscilantes e mais elevadas.

As relações entre a temperatura média anual e as médias do período normal (1961-1990), correlacionadas com ocorrências de eventos extremos, são demonstradas por COSTA (1999), com a tendência de um aumento em base temporal, em especial para os últimos 40 anos do século XX. O mesmo autor afirma que o aumento da temperatura em nível global pode não só tornar mais frequentes eventos extremos como também comportamentos opostos dos sistemas agrícolas: efeitos benéficos pelo aumento das áreas agricultáveis e pelo efeito fertilizador do CO_2, ou maléfico pelo aumento do ataque de pragas e doenças.

Segundo SANSIGOLO (1990) a principal causa das variações interanuais na produção agrícola é a irregularidade climática, principalmente a variabilidade das precipitações, em especial as datas de início, fim e duração da estação chuvosa. Informações do Governo Federal (CONAB, 2017), indicam que 95% das perdas na produção agrícola se fazem devido às secas e/ou chuvas excessivas, em especial no período de colheita. Isso faz supor que se a distribuição das precipitações é variável, os sistemas de produção também o deveriam ser, o que inclui as estratégias adaptativas.

ORAM (1985) já discutia acerca da sensibilidade da produção agrícola sob cenários de mudanças climáticas, comentando sobre a vulnerabilidade dos sistemas de produção de alimentos e quanto às interações entre variabilidade climática e mudanças tecnológicas.

As taxas da maioria dos processos biofísicos envolvidos no entendimento dos impactos climáticos sobre a agricultura são altamente dependentes dos elementos climáticos, como a radiação, a temperatura e o conteúdo de vapor de água na atmosfera. As taxas fotossintéticas, por exemplo, dependem da quantidade de radiação fotossinteticamente ativa e dos níveis de CO_2. A temperatura é um elemento climático fundamental através da qual ocorrerá a maturação dos diversos estádios fenológicos das plantas e a acumulação de biomassa pode ser inibida pela disponibilidade de água e de nutrientes no solo para o crescimento e desenvolvimento da planta.

De fato, o solo é um dos recursos naturais mais importantes para a humanidade, em boa parte responsável pela sua sobrevivência e pelos seus avanços sociais e econômicos. Contudo, devido à degradação causada por séculos de exploração, não raro predatória e sem a utilização de técnicas de conservação e manejo adequadas, as perdas anuais de solo superam em grande medida sua capacidade de regeneração. A precipitação e o escoamento superficial são as grandes forçantes da erosão hídrica, principal agente causador das perdas de solo. Assim, o conhecimento e a quantificação dos fatores que influenciam a erosão hídrica são fundamentais para o planejamento do uso, ocupação e manejo do solo, sob foco conservacionista.

Os principais fatores que determinam a magnitude da perda de solo por erosão hídrica são: a erosividade[1] (relativo à pluviosidade), a erodibilidade (atributo inerente ao solo), a orografia, o uso, ocupação e manejo e a presença de práticas conservacionistas. Dentre estes, a erosividade é um dos mais significativos, pois o impacto das gotas de chuva causa a desagregação e o transporte de partículas e o selamento superficial, reduzindo a infiltração de água e aumentando o escoamento superficial.

A formação e ocorrência da precipitação pluvial é um processo complexo e que envolve diferentes elementos e fatores climáticos, altamente variáveis tanto espacial quanto temporalmente. Mesmo quando se espera mudanças pouco significativas nos totais anuais precipitados quando se leva em conta o longo prazo, a distribuição espacial e sazonal das chuvas pode revelar mudanças consideráveis (Sumner et al., 2001). Essas mudanças podem aumentar a magnitude dos processos erosivos no solo (Diodato e Bellochi, 2009), bem como afetar a partição de água à superfície que irá contribuir para os processos de *runoff*, evapotranspiração e infiltração, a afetar a previsão de enchentes e inundações, descargas de

1. Em todo o documento, o termo "**erosividade**", será utilizado como sinônimo de "erosividade de chuvas", em contraposição a "erosividade do vento" (Beinhauer e Kruse, 1994).

água e as respostas dos ecossistemas a esses processos (Groisman et al., 2001; Small et al., 2006; Xiao e Moody, 2004).

Chuvas intensas e temporalmente concentradas são os principais agentes atuantes na exposição dos solos ao processo erosivo, uma vez que aceleram o movimento de sedimentos às calhas dos rios, contribuem para a deposição de poluentes nos sistemas de abastecimento de água e afetam a geração de energia hidroelétrica (Munka et al., 2007).

A precipitação pluvial e suas variabilidades espaço-temporais é questão chave em estudos sobre impactos de mudanças climáticas (Angulo-Martinez e Beguería, 2009). Mudanças persistentes no longo prazo dos padrões sazonais na precipitação têm implicações diretas na definição de uma mudança climática. Tanto em regiões tropicais quanto temperadas, variações sazonais na precipitação são determinadas por mudanças sazonais na circulação geral da atmosfera, que acarretam em mudanças na circulação regional da atmosfera. Assim, mudanças climáticas podem ser deduzidas da avaliação quantitativa da sazonalidade da precipitação e dos padrões de dispersão (temporal e espacial) ou de repetitividade (ou reprodutibilidade) dos regimes de precipitação (Sumner, 1988).

Dessa forma, o estudo e o levantamento dos mecanismos que geram e aceleram os processos erosivos no solo, bem como a identificação de áreas e períodos mais sujeitos a esses impactos contribuem enormemente na definição de estratégias de mitigação e adaptação relacionadas à conservação do solo e água e de manejo de culturas agrícolas. Nesse contexto, diversos estudos buscaram identificar mudanças temporais nos padrões e regimes de precipitação, tanto nos volumes totais quanto nas suas frequências e intensidades (Brommer et al., 2007; Groisman et al., 1999; Groisman et al., 2001; Groisman et al., 2005; Kunkel et al., 1999; Pryor et al., 2008; Schultz et al., 2007; Sun et al., 2006).

Paralelo a essa questão sobre um recurso natural, nos últimos tempos as ciências atmosféricas tem discutido, fortemente, a inexorabilidade da intensificação do efeito estufa e suas consequências ambientais, sociais e econômicas. Entender as relações que regem o efeito estufa e suas consequências se tornam desafios urgentes, bem como levar à sociedade soluções para o enfrentamento a essas questões, em domínios geográficos globais e regionais, com distintas resoluções espaciais e temporais.

Diante do exposto, o presente estudo está dividido em três partes, quais sejam:

Parte 1 – Obtenção e avaliação de elementos climáticos, como saídas de um modelo climático regional forçado em condições laterais e de contorno por um modelo climático global.

Parte 2 – Avaliação da distribuição, concentração e sazonalidade da precipitação no Estado do Paraná, sob condições de uma climatologia atual e de projeção de cenários de mudanças climáticas.

Parte 2 – Estimativas de coeficientes de chuvas (precursores de erosividade), estimados por pluviometria, em comparação entre dados observados e simulados por um modelo climático regional, sob cenários de mudanças climáticas.

2 INTRODUÇÃO

Segundo o IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*), a literatura científica mundial vem, há anos, apontando que mudanças climáticas decorrentes do processo de intensificação do efeito estufa estão, frequentemente, associadas a maiores níveis do CO_2 atmosférico, com reflexos nas temperaturas do ar e em alterações nas precipitações (IPCC, 1990; IPCC, 1990; IPCC, 1996; IPCC, 2007). O mais recente relatório daquela instituição (*Assessment Report* 5 - AR5), de 2013, investigou quatro cenários climáticos futuros e afirma que, caso as emissões de gases de efeito estufa continuem crescendo às taxas atuais, nos próximos anos, a temperatura do planeta poderá aumentar, no pior dos cenários, até 4,8°C até o fim do século XXI. O cenário mais otimista prevê que a temperatura poderá variar entre 0,3°C e 1,7°C, entre 2010 e 2100. O segundo cenário prevê um aumento da temperatura terrestre entre 1,1°C e 2,6°C; o terceiro cenário um aumento entre 1,4°C e 3,1°C e o pior cenário um aquecimento entre 2,6°C e 4,8°C. Ou seja, o processo da mudança do clima, em curso, já teria aumentado a temperatura média do planeta e das águas oceânicas, elevado o nível médios dos mares e acelerado o degelo em regiões de clima montanhoso ou polar, IPCC (2013).

De acordo com Parry et al. (2004), a produção agrícola é afetada biofisicamente pelos aumentos de temperaturas e dos níveis de CO_2 atmosférico e por mudanças nos regimes de precipitação. Hillel e Rosenzweig (1989), por exemplo, apontam para riscos de impactos regionais na precipitação e na evapotranspiração, com reflexos negativos no regime hidrológico e na produção agrícola. Rosenzweig e Hillel (1995) acrescentam que aumentos na variabilidade climática podem acarretar em problemas na oferta e na disponibilidade de água, na fertilidade dos solos, nos processos erosivos, em desequilíbrios na dinâmica de pragas e doenças e na salinização de solos em áreas costeiras.

De fato, tanto a produção quanto a produtividade agrícola podem já estar sofrendo impactos relativos a esse processo, em especial pela alteração nas concentrações do CO_2 atmosférico. Aumentos globais da temperatura poderão se traduzir em maiores velocidades de crescimento e desenvolvimento das culturas, indicando que nas culturas anuais, o período compreendido entre o plantio e a colheita poderia ser substancialmente encurtado. Se, por um lado, altas concentrações desse gás estufa podem estimular diretamente a produção das culturas e aumentar a eficiência no uso da água, por outro, temperaturas mais elevadas podem apressar o desenvolvimento dos diversos estádios fenológicos dos cultivos, aumentando também a necessidade destes por água, Santos et al. (2001). Segundo Carbone et al. (2003), os

impactos agrícolas destas mudanças irão depender de suas magnitudes e abrangência espacial e da capacidade de assimilação das mudanças por parte dos produtores.

Os cenários de mudanças climáticas e seus impactos nos sistemas agrícolas incluem aspectos quali e quantitativos da produção, do manejo do solo e manejo da cultura (quanto ao consumo de água, fertilizantes e agroquímicos), do ambiente natural e da ocupação do espaço rural.

De acordo com Rosenzweig e Liverman (1992) tanto nos países desenvolvidos quanto nos chamados emergentes, a forte influência do clima sobre as culturas e sobre a produção de animais irá persistir, apesar da irrigação, dos avanços da engenharia genética e do incremento no uso de fertilizantes. A dependência da produção agrícola por luz, calor, água e outros fatores climáticos e a significativa magnitude de possíveis mudanças climáticas poderão criar a necessidade por uma compreensão dos impactos potenciais do clima sobre a agricultura global. Os mesmos autores compararam os efeitos das mudanças climáticas sobre a agricultura em regiões tropicais e temperadas. As primeiras diferem significativamente das segundas nas suas características biofísicas de clima e solo e na vulnerabilidade de seus sistemas agrícolas e de sua população frente às mudanças climáticas. De tal forma que impactos são projetados para ocorrer de maneira diferenciada entre áreas tropicais e temperadas. Projeções de mudanças no ciclo hidrológico seriam menos pronunciadas, mas também envoltas em incertezas, mostrando um quadro complexo de aumentos e decréscimos da precipitação.

Sob diversos aspectos os trópicos são mais dependentes da agricultura, e, portanto, mais vulneráveis às mudanças do clima do que as regiões temperadas. Isso porque mais de 75% da população mundial vive nos trópicos, além do que dois terços desta população são dependentes da agricultura para sua sobrevivência.

Com baixos níveis de tecnologia, alta degradação de terras, uma desigual distribuição de terras e rápido crescimento populacional, muitas regiões tropicais estão bastante próximas de exceder sua capacidade de alimentar sua população.

Além disso, vários autores têm argumentado que as desiguais estruturas sociais e a fragilidade econômica internacional de muitos países tropicais também contribuem para aumentar a vulnerabilidade às mudanças climáticas.

Como já afirmado, os impactos das mudanças climáticas associados ao aquecimento global são frequentemente associados às temperaturas mais altas, em alterações nos padrões das precipitações e a níveis mais elevados de CO_2 atmosférico (IPCC, 1990; IPCC, 1996;

IPCC, 2001). É importante avaliar, contudo, de que maneira estas mudanças impactam as respostas biofísicas para as culturas agrícolas. Tais mudanças se referem, por exemplo, a:

Interações com regimes térmicos – Em geral, temperaturas mais altas aceleram a maturação das plantas anuais, encurtando os estádios de crescimento. Uma vez que a produção de culturas depende tanto da taxa de acumulação de carboidratos quanto da duração dos períodos de enchimento dos grãos e como as produções agrícolas, quer nas regiões temperadas, quer nas tropicais, se dariam em ambientes quentes e enriquecidos com CO_2, elas podem não ficar muito acima dos níveis atuais, a despeito de aumentos nas taxas líquidas de fotossíntese.

Mudanças nos regimes hidrológicos – É de se esperar que os regimes hidrológicos nos quais as culturas crescem certamente mudarão com eventuais mudanças no clima. Existem predições de aumentos na precipitação média global (como uma resposta à uma forçante atmosférica mais aquecida e com maior retenção de vapor d´água) e diminuições em outras regiões. Entretanto, os aumentos não estarão uniformemente distribuídos. O regime hídrico das culturas pode, além disso, ser afetado por mudanças na precipitação sazonal e nos padrões de variação intra-sazonal e interanual da precipitação. Aumentos nas precipitações convectivas são previstas, especialmente nos trópicos, causadas por fortes células de convecção e pelo maior conteúdo de vapor de água na atmosfera. Maior umidade atmosférica pode causar aumento de infestação de pragas e doenças, enquanto mais baixos conteúdos de umidade podem favorecer, ainda que marginalmente, o período de colheita. A quantidade e disponibilidade de água armazenada no solo poderão ser afetadas por mudanças na precipitação e na evapotranspiração, quer seja num regime sazonal quer anual. Manabe e Wetherald (1986) e Kellog e Zhao (1988) apontam uma diminuição na oferta hídrica em áreas centrais do Hemisfério Norte e sugerem sugerem que aumentos na evapotranspiração poderão exceder aqueles da precipitação, resultando em regimes mais secos nos trópicos e nas baixas e médias latitudes.

Mudanças no clima global provavelmente irão aumentar a demanda por irrigação (Adams et al., 1990). Temperaturas mais altas, aumento nas taxas de evaporação e diminuições na produção contribuem para esta projeção. Contudo, o suprimento de uma quantidade correta de água por irrigação sob mudança climática é incerta. Em áreas onde o suprimento está diminuindo uma demanda extra poderia exigir que alguma porção de área irrigada tenha necessariamente que ser diminuída.

Efeitos fisiológicos do CO_2 – O estudo dos impactos dos gases de efeito estufa, indutores de mudanças climáticas, é bastante complexo uma vez que o aumento do CO_2 atmosférico produz efeitos fertilizadores sobre as culturas, além daquele de alteração do seu regime

climático. A maioria das plantas tem um incremento no crescimento e taxas crescentes de fotossíntese quando instaladas em um ambiente enriquecido com CO_2. Níveis elevados de CO_2 atmosféricos normalmente melhoram a eficiência no uso da água, definida como a relação entre a taxa de acumulação de biomassa pela cultura e a quantidade usada no processo de evapotranspiração. As culturas temperadas poderiam se beneficiar mais do aumento do CO_2 do que as culturas tropicais. Nas espécies C3, característica de plantas não-tropicais (trigo, soja, algodão), o enriquecimento com CO_2 tem sido mostrado diminuir com a fotorespiração e as plantas C4, características de regiões quentes e tropicais (milho, sorgo e milheto) são fotossinteticamente mais eficientes sob níveis atuais de CO_2 do que as C3. Devido a esse mecanismo de evitar a fotorrespiração, ocorrida em ambiente com alta concentração de CO_2, as plantas C4 respondem menos a esse ambiente enriquecido com CO_2.

Solos – A mudança climática também poderá trazer impactos ao solo, elemento vital dos ecossistemas agrícolas. Temperaturas do ar mais altas poderão causar maiores temperaturas do solo, que poderiam aumentar as taxas de reação da solução química da matriz do solo. (Buol, 1990). Além disso, maiores temperaturas acelerariam as taxas de declínio da matéria orgânica do solo, resultando em maiores emissões de CO_2 para a atmosfera, num processo de retroalimentação (*feedback* positivo).

Em regiões de clima temperado onde as culturas são fortemente fertilizadas, não existirão, provavelmente, grandes mudanças nas práticas de fertilização, mas provavelmente alterações na época de plantio e nos métodos de condução da cultura são esperadas com prováveis mudanças nos regimes de temperatura e precipitação (Buol, 1990). Em países tropicais, onde o nível de fertilização nem sempre é o adequado, a necessidade por fertilização poderá aumentar.

O aumento no nível dos mares - Este outro efeito previsto de um suposto aquecimento global causará um aumento nas inundações, nas intrusões de sal nas águas subterrâneas e superficiais, além de um aumento dos lençóis freáticos em solos agrícolas localizados próximos às áreas costeiras.

Pragas e Doenças – Os elementos climáticos (especialmente temperatura, vento e umidade do ar) e suas variações exercem certo controle na distribuição geográfica de pragas e doenças, mas uma mudança climática provavelmente alterará esta distribuição. Insetos podem infestar regiões onde as temperaturas mais altas no inverno permitam sua sobrevivência para além do inverno e aumenta o possível número de gerações por estação. Pragas e doenças das regiões de baixas latitudes, onde eles são muito mais prevalentes, podem ser introduzidas em maiores latitudes. Como consequência do aumento de pragas e doenças e visando seu controle, pode

ser necessário um substancial aumento no uso de agroquímicos, tanto para a região tropical quanto para a temperada.

Assim, o uso de cenários de mudanças climáticas, para avaliar tanto os impactos quanto as possíveis estratégias adaptativas, é uma das mais importantes ferramentas na simulação daqueles impactos. Seus usos devem ser consistentes com os propósitos do estudo e com o nível de informação exigido para atingir os objetivos propostos. Para estudos de caráter genérico, pode-se usar, por exemplo, poucos cenários, ou somente o melhor e o pior, mas desde que se enquadre a extensão do problema para depois decidir se uma investigação mais detalhada será necessária. Para o desenvolvimento de uma nova metodologia de pesquisa pode ser necessário usar somente um ou dois cenários visando o teste de diferentes metodologias. Mas, para aplicações em estudos que contenham maiores recomendações ou quando se tem um maior número de critérios específicos, os usuários podem investigar o impacto desse maior número de cenários de mudanças climáticas do que aqueles que são fornecidos pelos relatórios de instituições que trabalham com o tema. Tal aproximação vai revelar, clara e inequivocamente, a extensão da incerteza na resposta às mudanças climáticas e também nas estratégias de adaptação que poderiam ser requeridas.

Naturalmente que alguns dos resultados de cenários de mudanças do clima carregam menos incertezas que outros. No limite, isso significa que para que os resultados dos modelos possam ser eles devem ser baseados nas forçantes e processos físicos que os suportam, além de não ser confundidos com uma variabilidade natural, o que poderia exigir um alto grau de confiança para satisfazer todos os critérios. Nesse caso, níveis de confiança poderiam surgir quando do uso de dados de avaliação de impactos.

Para fornecer uma indicação de como os cenários podem se relacionar com as simulações, margens de incerteza têm sido desenvolvidas para algumas das variáveis climáticas. Embora os modelos simuladores não possuam a capacidade de reconhecer a incerteza científica, pelo menos eles poderiam ser usados para as análises de sensibilidade. Isto se aplica particularmente a estudos que tenham uma escala temporal com perspectiva acima de 2040, uma vez que somente depois desse período é que os perfis de emissões apontados pelos órgãos supranacionais começariam a induzir variações significativas nas taxas de aquecimento global.

Há que se ter cautela também com a superestimativa dos resultados advindos de modelos regionais. Embora esses modelos validem razoavelmente bem a maioria das variáveis climáticas, isso não significa que todas elas tenham sido checadas individualmente, em cada ponto de grade. Nesse caso, é recomendada a aplicação de técnicas de validação

independentes, especialmente quando se faz uso de modelos de impactos. Resultados têm sido gerados à escala de 5 quilômetros pela combinação de informações dos cenários com conjuntos de dados observados. Este incremento na resolução é fornecido para informação geral e para propósitos de comparação somente, já que muitos modelos de impacto operam nesta escala. Certamente não poderiam ser usados para concluir que detalhadas informações de mudanças climáticas estejam disponíveis a essa escala. As diversas influências climatológicas e *feedbacks* locais poderiam modificar o padrão geral das mudanças. Além disso, para combinar séries de dados observados com aqueles resultantes de modelos, é necessário algum cuidado metodológico devido às diferentes técnicas usadas para derivar aqueles dados.

Em termos práticos, é quase impossível fornecer meios genéricos para o intervalo completo de avaliações de impactos de mudanças climáticas. Há que se buscar um guia relevante e estruturado para estudos específicos dentro de uma rede de estudo global. Na maioria dos casos, esta informação é baseada no problema ou no tipo de decisão considerado pelos demais participantes de tal rede.

2.1. DISCUSSÕES SOBRE EROSIVIDADE DE CHUVAS NUM CONTEXTO DE VARIABILIDADES E MUDANÇAS CLIMÁTICAS

A erosão do solo é um processo de degradação mecânica, causado por forçantes erosivas, naturais e antropogênicas. A ciência do solo já compreende que as condicionantes, direta e indiretamente responsáveis pela erosão estão relacionadas ao relevo, ao modo de uso e ocupação do solo e às manifestações climáticas locais, principalmente aquelas de longo prazo (Fiener et al., 2013) que irão governar os fatores erosivos, suas taxas, consequências e possíveis medidas de controle, Petan et al. (2010).

De acordo com Van Dijk et al. (2002) e Waltrick (2010), no sentido físico, a erosão do solo é uma força que atua sobre ele provocando a movimentação de partículas e realizando um trabalho, desencadeando duas formas de energias: a cinética, relacionada com a massa das gotas de chuva e a velocidade com que estas caem no solo, e a potencial, relacionada com a massa de água, a aceleração da gravidade e a diferença de altura entre dois pontos do relevo por onde esta massa de água se desloca. Nos países de clima temperado apenas 5% das chuvas anuais são consideradas erosivas, enquanto que em países de clima tropical este valor sobe

para 40% (Oliveira et al., 2012). Por esta razão, a erosão hídrica é um problema mais grave em países de clima tropical e subtropical. Na região de Fortaleza-CE, para as chuvas que ocorrem entre fevereiro e maio este porcentual chega a 70%, indicando alto potencial erosivo das chuvas nesses meses, que naquela região coincide com o período de preparo do solo para o plantio, Dias e Silva (2003). Percentuais elevados de chuvas erosivas, agrupados em apenas alguns meses do ano também foram encontrados para outras regiões do país, Morais et al. (1991); Lopes e Brito (1993); Silva (2004).

A causa fundamental da erosão hídrica é a ação da gota da chuva sobre o solo e a resistência deste a esta ação. Ao efeito da chuva dá-se nome de erosividade e à resistência do solo a esse processo, de erodibilidade. Portanto, a erosividade de chuvas representa uma medida da força erosiva da precipitação, caracterizada pela forma, tamanho e distribuição das gotas de chuva. Estas estão susceptíveis à resistência do ar, que determina a sua velocidade terminal. A resistência do ar, a velocidade terminal e a duração estabelecem a intensidade e o volume total precipitado (Cogo e Bertol, 1998).

Quanto aos prováveis efeitos das mudanças globais (não só as climáticas) sobre os processos erosivos, é esperado que eles se mostrem sob diversas formas, tais como nos totais precipitados e nas variabilidades intra-anuais, mas, especialmente, na frequência e na intensidade das chuvas erosivas, Nearing (2001); Zhang et al. (2005). De fato, estudos confirmam aumentos na frequência de ocorrência de precipitações intensas no último século, em particular nos Estados Unidos (Groisman et al., 2012), mas também em diferentes regiões extratropicais, Groisman et al. (2005). Outras consequências são os aumentos nas deposições de sedimentos e fósforo em corpos d´água, com impactos na biodiversidade, na pesca e no turismo, com riscos de eutrofização (Davison et al., 2005). De tal forma que as mudanças globais, com razoável grau de certeza, já podem estar a afetar a erosão do solo sob diversos fatores, não só de maneira direta quanto às variabilidades das intensidades e totais precipitados, bem como nos aumentos da temperatura e seus efeitos sobre a umidade do solo e o crescimento de plantas. Contudo, o impacto resultante mais direto está relacionado ao potencial erosivo das precipitações, Nearing (2001); Nearing et al. (2004).

A predição de perdas de solo é uma importante ferramenta não só para avaliação dos riscos de erosão como também para determinar estratégias corretas de uso e manejo do solo.

De acordo com Cooper (2011), os primeiros estudos, empíricos, sobre erosão e seus efeitos sobre os sistemas agrícolas datam de 1912, em áreas agricultáveis do estado de Utah, nos Estados Unidos (EUA). O ano de 1929 marcou o *Dust Bowl*, com a ocorrência de um ano extremo de seca nas Grandes Planícies dos EUA, que levou a tempestades de vento e poeira,

causadoras de severa erosão eólica. Em 1933 foi criado, nos EUA, o *Soil Erosion Service* (SES), como parte do *New Deal*, programa de recuperação econômica do país. Posteriormente, o SES teve mudada sua denominação para *Soil Conservation Service* (SCS). No início dos anos 1940, Zingg apresentou a primeira equação para estimar as perdas de solo por erosão, qual seja:

$$A = C\ S^{1,4}\ L^{0,6} \qquad (1)$$

em que A é a perda média de solo por unidade de área, C é uma constante, S é a declividade do terreno (%) e L o comprimento dessa declividade. Smith (1941), investigando áreas no *Corn Belt* norte-americano e utilizando a equação anterior, incorporou atributos relativos às culturas e ao uso de práticas conservacionistas e introduziu o conceito de limite de perdas de solo, ou o fator relativo às práticas conservacionistas (P), assim ficando:

$$A = C\ S^{1,4}\ L^{0,6}\ P \qquad (2)$$

Em 1953, foi criado o *Agricultural Research Service* (ARS), e no ano seguinte, o *National Runoff and Soil Loss Data Center*, ligado à Universidade de Purdue, sendo o pesquisador Walt Wischmeier seu diretor. Mais tarde, naquela equação foram adicionados fatores relativos ao manejo do solo. A partir de 1954, estudos foram conduzidos pela mesma Universidade de Purdue, com especial ênfase na Equação de Musgrave ou equação declividade-prática conservacionista (Mitchell e Bubenzer, 1980). De acordo com Ceccato (2014), a equação de Musgrave foi a primeira a introduzir um fator que simbolizava a variabilidade das precipitações, tendo sido utilizada, nos Estados Unidos, por cerca de 10 anos.

Em 1965, Walt Wischmeier e Dwight Smith apresentaram a Equação Universal de Perda de Solo (USLE) (USDA Agricultural Handbook 282), com sucessivos aperfeiçoamentos nos 13 anos seguintes e que, em sua primeira versão, viria a se tornar uma equação padrão para estimar a erosão do solo em áreas agrícolas. Em 1978 foi publicada uma versão revisada da USLE (USDA Agricultural Handbook 537), com o mesmo formato da equação original, mas com alterações feitas em função de novos experimentos. Essa equação é a seguinte:

$$A = R\ K\ L\ S\ C\ P \qquad (3)$$

Modelos matemáticos (empíricos, conceituais e baseadas em processos físicos) são largamente empregados para avaliar o processo de perdas de solo, em diferentes escalas espaciais e temporais. Contudo, como esse processo é multifatorial e dependente de informações locais (em especial do tipo, da frequência e da distribuição de precipitações esperadas), deve-se adotar certa cautela no emprego desses modelos para distintas bacias hidrográficas. Os modelos de erosão podem variar consideravelmente, desde procedimentos complexos que vão exigir elevado número de dados de entrada (*Water Erosion Prediction Project* – WEPP, (Nearing et al., 1989), *Kinematic Runoff and Erosion* - KINEROS, (Woolhiser et al., 1990), *European Soil Erosion Model* – EUROSEM, (Morgan et al., 1998)), todos citados por Oliveira et al. (2012), até modelos mais simplificados, como a *Universal Soil Loss Equation* (USLE) (Wischmeier e Smith, 1978; Baskan et al., 2010), a sua revisão, RUSLE - *Revised Universal Soil Loss Equation* (Renard et al., 1997), que permitem estimar a perda média anual de solo devido aos processos erosivos (Oliveira et al., 2011) e o modelo Morgan-Morgan e Finney (MMF), (Morgan, 2001).

Mesmo com uma formulação relativamente simples, a USLE pode fornecer uma razoável predição de perdas de solo, não só pelos dados requeridos, geralmente de fácil aquisição, como também pela confiabilidade dessas estimativas, aplicáveis a diferentes regiões, com distintas características. A USLE engloba um conjunto de fatores, naturais e antrópicos. Como afirmado, versões revisadas foram sucessivamente sendo propostas, sendo a RUSLE (Renard et al., 1997), a mais empregada. Essa equação possui a seguinte formulação:

$$A = R*K*LS*C*P \quad (4)$$

Os fatores antrópicos são o uso e manejo do solo (C) e as práticas conservacionistas (P), sendo (A) a variável dependente que expressa a taxa anual de perdas de solo (t ha^{-1} ano^{-1}). Os fatores naturais são a erodibilidade do solo (K) (t ha ano ha^{-1} MJ^{-1} mm^{-1}), a topografia (LS) e a erosividade de chuvas (R) (MJ mm ha^{-1} h^{-1} ano^{-1})[2]. De fato, a USLE/RUSLE é o modelo preditor de erosão mais empregado no mundo, explicado pela sua facilidade de uso e pela obtenção de informações úteis para programas de manejo de conservação do solo e água.

[2] Neste documento, para todos os propósitos, foi adotado o Sistema Internacional de Unidades, de acordo com Foster et al. (1981).

Na USLE/RUSLE, a influência dos elementos climáticos sobre a erosão do solo está diretamente ligada à precipitação e ao *runoff*. Quase todos os seus fatores são influenciados pelas manifestações climáticas, mas o fator R possui uma importância primária no processo erosivo. Quando todos os fatores intervenientes no processo são tornados constantes, exceto a precipitação, as perdas de solo por erosão são diretamente proporcionais ao grau de erosividade (Wischmeier e Smith, 1958; Wischmeier e Smith, 1978). Para diversas localidades o fator R tem se mostrado altamente correlacionado com perdas de solo (Diodato, 2004; Shi et al., 2004; Hoyos et al., 2005; Curse et al., 2006; Onori et al., 2006; Domínguez-Romero et al., 2007).

A energia cinética (EC) de uma gota de chuva resulta do impacto com que essa gota atinge o solo. Esse impacto pode ser mensurado a partir de informações sobre o tamanho das gotas, juntamente com a velocidade terminal de queda e o diâmetro médio das gotas (Salles et al., 2002). A despeito da dificuldade de se obter dados seguros sobre o tamanho de gotas, essas informações podem ser obtidas de diferentes formas. Quase sempre essas séries são temporalmente curtas e descontínuas. Esse é um dos problemas a limitar fortemente o trabalho relacionado à medição da energia cinética de um evento de chuva. De acordo com Kinnell (1981), além da definição natural sobre a intensidade de precipitação, volume de água precipitado sobre uma superfície horizontal impermeável por unidade de tempo – energia cinética por volume de água de chuva precipitada (EC_v). Assim, a EC_v pode ser expressa como:

$$EC_v = 10^{-3}\,\frac{\rho_a}{2}\,\frac{\sum_i X(D_i)(D_i^{\,3}V_t^{\,2}(D^i)}{\sum_i X(D_i)D_i^{\,3}} \qquad (5)$$

em que:

EC_v = relação entre a energia cinética e o volume de água da chuva, (mm).

ρ_a = densidade da água, (kg m^{-3});

$X(D_i)$ = densidade de fluxo das gotas, (número de gotas por m^{-2} s^{-1});

D_i = diâmetro das gotas, (cm);

$V_t(D_i)$ = velocidade de queda de uma gota de chuva de diâmetro D_i, (m s^{-1})

De acordo com o mesmo autor, a EC pode também ser expressa como energia cinética por unidades de área e tempo (EC_t), com uma unidade típica tal como J m $^{-2}$ h^{-1}. A equação que define essa grandeza é a seguinte:

$$EC_t = 3{,}6.10^{-3} \frac{\rho_a}{12} \sum_i X(D_i) D_i^3 V_t^3(D_i) \quad (6)$$

De acordo com Oliveira (2014), ambas as expressões, EC_v e EC_t estão diretamente relacionadas entre si através da equação da intensidade da chuva:

$$EC_t = c.I.EC_v \quad (7)$$

em que "c" é um parâmetro de ajuste entre diferentes unidades de tempo. O valor é igual a 1 se EC_t é expressa na unidade J m^{-2} h^{-1}, ou é igual a 1/3600 se EC_t for expressa em J m^{-2} s^{-1}. O mesmo Oliveira (2014), em uma revisão sobre o tema, indica 40 equações que correlacionam a EC_t em função da intensidades da chuva, para distintas regiões do planeta (Estados Unidos, Bélgica, Espanha, Portugal, Japão, Austrália, França, África, Itália e outros).

A intensidade (I) da chuva (mm h^{-1}) é dada a partir da análise da densidade de fluxo das gotas, a partir da equação:

$$I = 3{,}6 \frac{\pi}{6} X(D_i) D_i^3 \quad (8)$$

A EC_v é a forma mais utilizada para representar a EC da chuva, não só porque deriva de medições do tamanho das gotas, mas também porque a EC integrada em diversos eventos de chuva pode ser obtida a partir do produto da altura de chuva pela EC_v.

Desde então, diversas são as propostas de formulações derivadas de "I" e de EC_v que descrevem as relações entre ambos. Wischmeier e Smith (1958) propuseram uma relação $\frac{EC_v}{I}$ a ser utilizada em equações de perda de solo. Essas equações, como apontado por Oliveira (2014), baseiam-se nos dados de $V_t(D_i)$ e do tamanho das gotas. Assim, pode-se expressar EC_v como:

$$EC_v = a + b \log_{10} I \quad (9)$$

Em que a, b são parâmetros obtidos por regressão linear.

Segundo Renard et al. (1997), em uma revisão da proposta de Wischmeier e Smith (1958), propuseram as relações seguintes para a EC_v:

$$EC_v = 11,9 + 8,73 \log_{10} I \text{ , se } I \leq 76 \text{ mm } h^{-1} \quad (10)$$

e

$$EC_v = 28,3 \text{ , se } I > 76 \text{ mm } h^{-1} \quad (11)$$

Praticamente todos os modelos preditores de erosão utilizam a EC_v como precursor da erosividade. De fato, medidas diretas da EC da chuva não são usuais, o que requer aproximações ou parametrizações nas relações entre I e EC_v. A EC_t é apropriada quando se tem dados medidos da distribuição do tamanho das gotas, sendo, neste caso, preferível em relação à EC_v.

Assim, a erosividade pode ser definida como a integração temporal das médias dos índices de erosão de cada evento individual de chuva. Isso porque Wischmeier e Smith (1958), ao pesquisar a relação entre diferentes características da chuva e perdas de solo verificaram que o produto entre a energia cinética total e a intensidade máxima em 30 minutos foi capaz de explicar de 72% a 97% das perdas de solo causadas pela chuva. A esse produto deram o nome de EI_{30}.

O fator E é a energia cinética total do evento de chuva por unidade de área, e I_{30} é intensidade máxima de precipitação ocorrida em 30 minutos (mm h^{-1}). Esse cômputo (que está relacionado ao fator R) é um processo complexo e exige a obtenção de séries pluviográficas históricas de no mínimo de 20 anos, Wischmeier e Smith (1978), o que é algo bastante difícil de ser encontrado. Devido a isso, muitas vezes a estimativa do fator R é feita a partir de totais médios anuais, mensais, estacionais ou diários de precipitação.

O fator R da USLE (e da RUSLE) é reconhecido como uma das variáveis mais efetivas para a descrição do potencial erosivo de uma chuva, em escala regional, uma vez que, como já afirmado, a precipitação é a forçante mais importante do processo erosivo, com influência direta sobre a desagregação e transporte de material. Assim, o fator R sintetiza todos os eventos erosivos e é expresso por um valor numérico que estima a capacidade de determinado evento de chuva em causar erosão, supondo uma área exposta e sem proteção. O fator R, anual ou mensal, é obtido pela soma dos fatores R de eventos erosivos individuais, ao longo de um ano ou de um mês. De acordo com Petkovŝek e Mikoŝ (2004), um evento erosivo é uma chuva com mais que 12 mm de total precipitado, ou com pelo menos 6 mm de

precipitação total acumulados em 15 minutos. Os eventos são separados um do outro se existe menos que 12 mm de chuva total no intervalo de 6 horas. Assim, o fator R é estimado como o produto da energia de determinado evento de chuva (E) pela intensidade máxima de precipitação (I), em dado intervalo de tempo t (I_t). Ou seja, a caracterização do fator R requer estimativas de índices relacionados com a energia cinética, a intensidade e os totais precipitados de chuva ou a estimativa da energia cinética (KE) que exceda certa quantidade (P) de chuva (KE > P), Renard et al. (1991); Morgan (2001); Van Dijk et al. (2002). Segundo Carvalho et al. (1991), pesquisas compararam os índices EI_5, EI_{10}, EI_{15}, EI_{20}, EI_{25}, EI_{30}, EI_{35}, KE > 10 e KE > 25 e atestaram que o índice EI_{30} e o KE > 25 apresentaram a melhor correlação com perdas de solo.

Embora exista boa correlação entre os índices KE > 25, o EI_{30} e o potencial erosivo das chuvas, este último tem sido mais utilizado para estimar o fator R. (Martins et al., 2003; Rufino et al., 1993; Cogo et al., 2003; Bazzano et al., 2007; Mello et al., 2007). Contudo, estes índices exigem dados pluviográficos, que nem sempre estão disponíveis. Procede-se, assim, à estimativa do índice médio de erosividade (em base temporal anual, mensal ou diária), por meio de um coeficiente de chuva (R_c), utilizando somente dados pluviométricos. A partir do R_c o índice EI_{30} pode ser estimado através do ajuste de equações.

Assim, pode-se entender as equações empíricas de estimativa de perdas de solo como parte integrante de planos de manejo e conservação do solo e água, a exigir o conhecimento das relações causa-efeito entre elementos climáticos e fatores locais que irão determinar a magnitude não só das perdas de solo e água, como também das ações de minimização dessas perdas.

Portanto, o índice R é um fator que descreve o impacto erosivo da precipitação e do runoff, levando à desagregação e ao transporte de partículas do solo. O índice R pode ser obtido por:

$$R_j = E_j \text{ x } I_{j30} = \sum_{i=1}^{Ti} (e_i P_{ji}) \text{ x } I_{j30} \qquad (12)$$

em que E_j é a energia cinética (MJ mm^{-1}), I_{j30} é a intensidade máxima de precipitação em 30 minutos (mm h^{-1}), e_i é a energia cinética unitária (MJ mm ha^{-1}), P_{ji} é a o total precipitado (mm) e T_i a duração total da precipitação. Os subscritos i e j significam, respectivamente, o número de ocorrências de chuvas erosivas e o número de eventos de precipitação. Wischmeier e Smith (1978) também definiram o fator R da erosividade como a média dos somatórios

anuais dos valores de EI_{30} para todos os eventos que produzam mais do que 12,7 mm[3] de precipitação. Ou:

$$R = \sum_{j=1}^{N} R_j \tag{13}$$

em que N é o número de eventos de precipitação ao longo do ano. A energia cinética unitária, e_i, é deduzida das relações seguintes:

$$e_i = \begin{cases} e_i = 0{,}119 + 0{,}0873 \log I_i & \text{para } I_i < 76 \text{ mm h}^{-1} \\ e_i = 0{,}283 & \text{para } I_i \geq 76 \text{ mm h}^{-1} \end{cases} \tag{14}$$

O índice R tem sido bastante empregado e testado em regiões onde as intensidades de precipitação são moderadas a altas. No emprego dos dados de I_{30}, para determinada chuva, ou para vários eventos de chuvas, normalmente se utiliza dados pluviográficos de alta resolução (por exemplo, de 5 em 5 ou 10 em 10 minutos), com pelo menos 20 anos de observação. Contudo, isso nem sempre é producente, devido ao grande volume de dados gerados ou mesmo pela própria indisponibilidade das informações pluviográficas. Devido a isso, na estimativa do índice R, modelos simplificados ou que empreguem dados esparsos ou com limitada resolução temporal têm sido propostos, Yu et al. (2001).

Dentre esses, aqueles baseados em dados anuais de precipitação são bastante comuns. Vários estudos tem mostrado boa correlação entre a erosividade e a precipitação anual, o que leva alguns pesquisadores a obter estimativas simples da erosividade. Esses modelos, embora simples, estimam a erosividade média anual ao longo de diversos anos, melhor do que a erosividade estimada para determinado ano em particular. Contudo, séries históricas de precipitação diárias e mensais fornecem melhor entendimento da erosividade advinda de eventos de chuvas individuais do que dados de precipitação anual.

Embora os modelos de regressão sejam simplificações das variações observadas na erosividade, eles podem representar uma alternativa viável para avaliar quantitativamente a

[3] Estudos indicam que totais diários iguais ou menores que 10 mm não trazem impacto significativo sobre a erosão do solo e sobre o runoff (Romero et al., 2007; Xin et al., 2011). Levando em conta a intensidade, Wischemeier e Smith (1978) afirmam que precipitações menores que 12,7 mm e separadas de outras ocorrências por mais de 6 horas não devem ser consideradas no cálculo do EI, a menos que ocorra uma chuva de, no mínimo, 6 mm em 15 minutos.

erosividade média. Nesse caso, é preciso propor métodos de estimativa da erosividade a partir de dados de precipitação anual, mensal, sazonal ou mesmo diária. Contudo, esses métodos exigem calibrações cuidadosas para cada localidade com coeficientes locais específicos.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. ÁREA DE ESTUDO – O ESTADO DO PARANÁ

Originalmente, foram obtidos resultados das rodadas do Modelo Climático Regional para toda Região Sul e Centro-Oeste do país. As porções territoriais cobertas por essas regiões estão compreendidas entre as latitudes de 8º a 32,5ºS e as longitudes 60º e 42,5ºW. A escolha por essas regiões se deu em função da relevância delas na produção de culturas agrícolas. As unidades federativas utilizadas nesse estudo compõem as regiões geopolíticas Sul e Centro-Oeste, sendo, no seu conjunto, os maiores produtores de grãos do Brasil. Assim, diante de uma gama diversificada de ambientes e atividades econômicas ligadas à agricultura e com expressiva participação nacional, é de se esperar que os sistemas agrícolas das regiões citadas possam vir a ser fortemente impactados pelos processos decorrentes das mudanças climáticas.

Esses resultados referem-se a dados diários de elementos climáticos, quais sejam as temperaturas máxima e mínima (com as quais se calculou a média aritmética simples), precipitação, balanço de radiação à superfície, temperatura do ponto de orvalho e velocidade do vento. Ao todo, para os seis estados de ambas as regiões, foram obtidas séries históricas para 164 localidades. Contudo, no presente estudo e para os objetivos nele traçados, optou-se pelo emprego da metodologia unicamente para o estado do Paraná, na região Sul.

O estado do Paraná, situado na Região Sul do Brasil localiza-se entre os paralelos de 22°29’ e 26°43’de latitudes Sul e 48°05’ e 54°37’ de longitudes Oeste. É formado por um território de transição entre o clima tropical na porção Norte e o subtropical. Tomando-se a por critério a classificação de Köppen, de acordo com Alvarez et al. (2013), de um total de 199.315 km^2, o estado do Paraná possui menos de 0,01% do seu território definido como Af (clima tropical sempre úmido sem estação seca definida, isento de geadas); 0,4% como Am (clima tropical de monção); 0,8% como Aw (clima tropical sem inverno seco); 61,7% como Cfa (subtropical úmido sem estação seca definida, geadas pouco frequentes e com verão quente) e 37% como Cfb (subtropical úmido sem estação seca e com verão temperado, entre o primeiro, segundo e parte do terceiro planalto).

Atualmente, o estado do Paraná é líder na Região Sul na produção de cereais, leguminosas e oleaginosas e segundo do país, com participação de 18,3% na produção e 16,7% na área plantada. Além disso, é líder, na Região Sul, no aporte de recursos destinados à agricultura familiar. O estado também se destaca nacionalmente na produção de feijão, trigo e

milho (todos em 1º), aveia, soja e mandioca (2º), amendoim, batata-ingleza (3º), cana-de-açúcar (4º) amendoim e café (5º) e arroz (8º), IBGE (2017); CONAB (2017).

Tanto as séries climáticas de dados observados quanto aquelas oriundas das rodadas do MCR foram utilizadas no processo de interpolação em todo o estado do Paraná (Figura 1). Tal procedimento se faz necessário para a detecção de possíveis tendências de distribuição espacial. Para a interpolação dos dados, a estrutura espacial foi analisada por meio dos atributos dos semivariogramas, como alcance, efeito pepita, patamar e soma dos quadrados dos resíduos (SQR). A escolha do modelo para a interpolação dos valores se deu por aquele com menor SQR (Mello e Oliveira, 2016). Posteriormente, procedeu-se ao método da validação cruzada que se baseia na estimativa de um ponto pelo modelo escolhido, e a comparação do valor estimado pelo modelo com o valor determinado para o ponto em questão. Para a análise da variabilidade espacial e interpolação dos dados, foi utilizado o programa *Surfer*® (*Golden Software*). Após a interpolação dos dados foi gerada uma imagem matricial (*raster*) ajustada por recorte ao formato e perímetro do estado do Paraná.

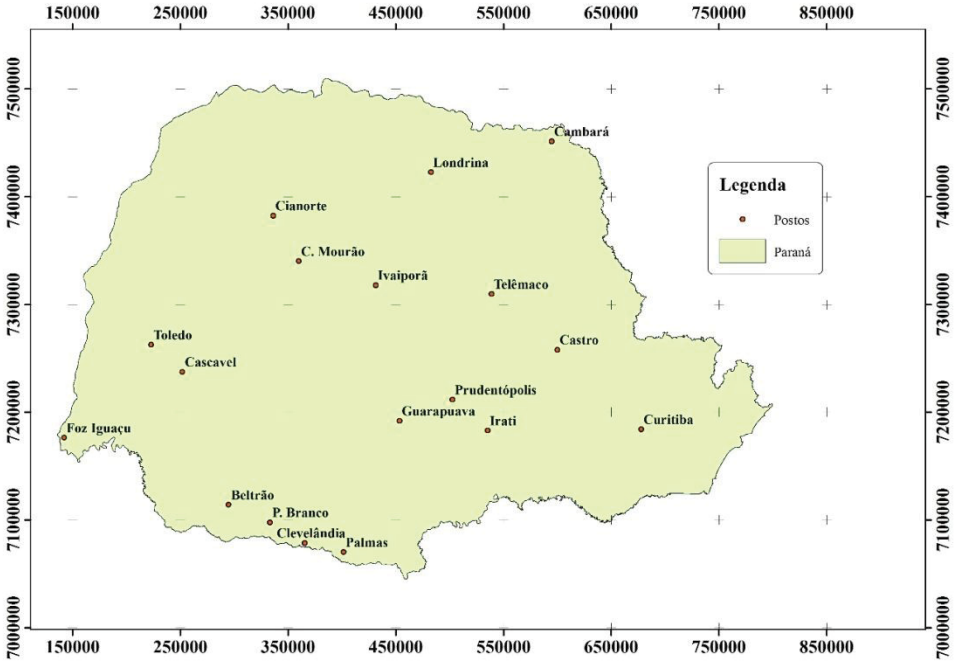


FIGURA 1. Localidades do estado do Paraná utilizadas (dados do MCR e dados observados).

3.2. SÉRIES HISTÓRICAS DE DADOS CLIMÁTICOS UTILIZADOS

3.2.1. DADOS OBSERVADOS

No presente trabalho foram utilizadas séries históricas diárias, completas, de dados observados de precipitação, oriundas de 18 localidades do estado do Paraná, obtidas junto ao Instituto Águas do Paraná (www.aguasparana.pr.gov.br) em sua plataforma de consulta pública Sistema de Informações Hidrológicas. Essas séries estão também disponíveis para consultas feitas junto à Agência Nacional de Águas (ANA), em sua plataforma Hidroweb (hidroweb.ana.gov.br). As localidades foram escolhidas em função de dois critérios: (i) aquelas que possuíam séries com registros de longo prazo (a menor delas com 39 anos de registros pluviográficos e pluviométricos); (ii) aquelas localidades as quais também se podia contar com séries climáticas de dados diários de precipitação, obtidas do modelo climático regional utilizado.

Ao longo desse trabalho ver-se-á que as análises se referiram a localidades do estado do Paraná (Tabela 1), de dados climáticos observados e de dados simulados, ou seja, oriundos do processo de modelagem, tanto na geração de uma climatologia do modelo climático regional (chamada de *baseline*) quanto de geração de saídas diárias do mesmo modelo, a partir do emprego de distintos cenários climáticos futuros.

Nesse estudo, uma das maiores dificuldades enfrentadas foi levantar séries históricas de dados observados em postos meteorológicos, de temperaturas e, especialmente, de chuvas, e cujas localidades tivessem informações acerca de simulação climática feita pelo modelo climático. De início, foram identificadas 18 localidades com essas características, em regiões dispersas do estado do Paraná, cujas séries, de dados observados e simulados permitiram calcular os índices propostos, em especial o Índice Modificado de Fournier (IMF), também conhecido como Índice de Chuva ou Coeficiente de Chuva.

Essas limitações ficaram ainda mais evidentes quando da busca por estações com pluviógrafos que pudessem fornecer informações acerca da intensidade da precipitação (volume precipitado no tempo), especialmente do I_{30} (máxima precipitação ocorrente em 30 minutos de duração). Essa necessidade fez com que o volume de informações (ou seja, o número de localidades) disponíveis ficasse ainda mais restrito.

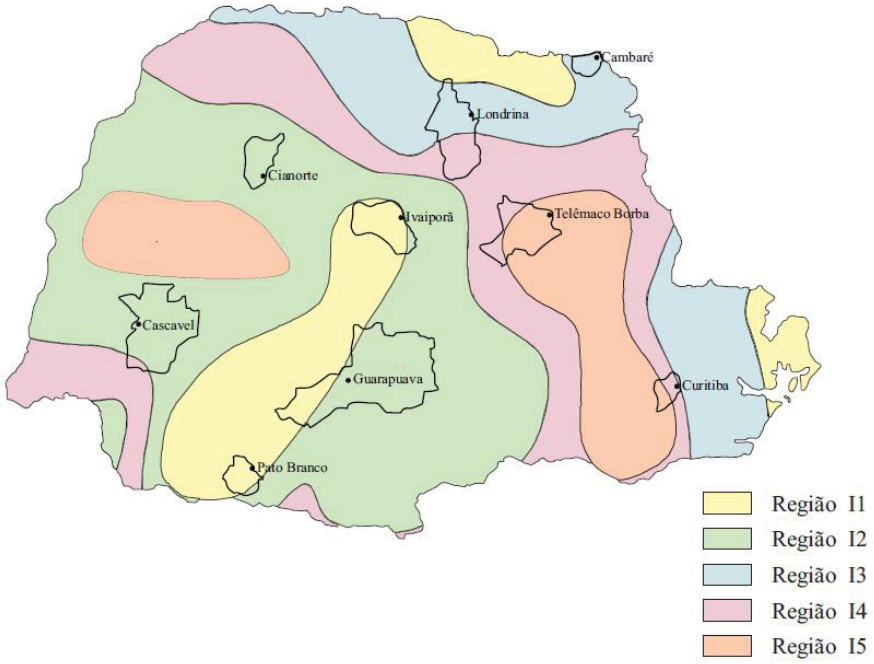
TABELA 1. Localidades do estado do Paraná utilizadas no presente estudo.

Localidade (Estação)	Latitude (S)	Longitude (W)	Altitude (m)	Período (anos)
1. Cambará	22°58´	50°00´	422,0	1974-2015 (42)
2. Campo Mourão	24°02´	52°22´	591,0	1974-2015 (42)
3. Cascavel	24°57´	53°14´	662,0	1973-2015 (43)
4. Castro	24°46´	50°00´	1009,0	1961-2015 (54)
5. Cianorte	23°47´	52°38´	572,0	1976-2015 (39)
6. Clevelândia	26°25´	52°21´	930,0	1973-2015 (43)
7. Curitiba	25°26´	49°13´	929,0	1961-2015 (54)
8. Francisco Beltrão	26°04´	53°03´	650,0	1974-2015 (42)
9. Foz do Iguaçú	25°40´	54°25´	152,0	1961-2015 (54)
10. Guarapuava	25°27´	51°27´	950,0	1961-2015 (54)
11. Irati	25°27´	50°34´	893,0	1963-2015 (53)
12. Ivaiporã	24°15´	51°39´	360,0	1961-2015 (54)
13. Londrina	23°43´	50°55´	450,0	1961-2015 (54)
14. Palmas	26°28´	51°58´	1125,0	1965-2015 (51)
15. Pato Branco	26°13´	52°40´	760,0	1965-2015 (51)
16. Prudentópolis	25°12´	50°55´	690,0	1961-2015 (54)
17. Telêmaco Borba	24°03´	50°42´	550,0	1961-2015 (54)
18. Toledo	24°43´	53°50´	513,0	1965-2015 (51)

Fonte: Instituto Águas Paraná (www.aguasparana.pr.gov.br).

Para conferir legitimidade científica e permitir a validação da técnica proposta, utilizou-se do trabalho de Fendrich (2011), no qual o autor delimitou cinco regiões hidrologicamente homogêneas no estado do Paraná, tomando por critérios as alturas e intensidades de precipitação (obtidos em séries históricas de longo prazo e em pluviogramas), tomando por base para a delimitação das regiões o efeito de continentalidade, a altitude (em relação ao nível médio dos mares), a topografia e condições climáticas médias. Como os quesitos relacionados à precipitação eram preponderantes na definição das homogeneidades hidrológicas entre as regiões, optou-se por escolher localidades, em cada uma dessas regiões, que pudessem atender à metodologia proposta. Essas localidades (Figura 2) são as seguintes: Cambará, Cascavel, Cianorte, Curitiba, Guarapuava, Ivaiporã, Londrina, Pato Branco e Telêmaco Borba.

Figura 2. Regiões hidrologicamente homogêneas do Estado do Paraná



Fendrich (2011)

3.2.2. Dados simulados – Saídas do Modelo Climático Regional

As séries históricas simuladas, utilizadas neste trabalho, são aquelas oriundas das saídas de um modelo climático de mais alta resolução (Modelo Climático Regional – MCR), descrito no item 3.4, a partir de um processo de diminuição de escalas espaciais (*downscalling*), em que se emprega, como condições de contorno e laterais as saídas de um modelo climático de resolução mais grosseira (Modelo de Circulação Global – MCG), comentado no item 3.3.

Dados climáticos advindos dos MCG´s são o ponto de partida para a maioria dos cenários climáticos, que irão suprir as lacunas que os detalhes regionais exigem, principalmente para estudos de impactos. Assim, diferentes técnicas podem ser utilizadas no intuito de permitir que a informação em escala fina seja derivada da saída dos MCG´s (Giorgi et al., 2001).

O processo de d*ownscaling,* (ou "aproximação de escalas"), é a técnica de interpolação de um modelo, de escala relativamente grosseira, para escalas sub-grade mais finas, adequadas para estudos em mesoescala.

As técnicas de *downscaling* podem ser divididas em três categorias: *downscaling* estatístico, *downscaling* dinâmico e *downscaling* híbrido (estatístico-dinâmico). Os processos de mudanças na interpolação entre pontos de grade dos MCG´s não acrescentam informação de alta resolução; dessa forma os campos interpolados podem conter falsas informações (possivelmente com a única exceção para a temperatura), especialmente em regiões onde forçantes locais (por exemplo, uma complexa fisiografia) ou processos físicos de maiores resoluções (por exemplo, a formação de ciclones tropicais), são importantes.

Diante do aumento da demanda por novos cenários de mudanças climáticas em nível regional e com mais alta resolução, há a necessidade de se estabelecer metodologias de *downscaling*. Embora estes métodos sejam caros do ponto de vista computacional, eles não necessitam de grandes quantidades de dados observados, e são transferíveis entre regiões, Mearns et al. (1997).

Entretanto, no traslado de uma escala espacial global para regional ou de uma escala temporal anual para mensal ou diária, o grau de incerteza em relação aos resultados gerados tende a aumentar.

3.2.3. Comentários sobre o grau de incertezas

Segundo Mitchell e Hulme (1999), a predição de climas regionais não é um problema insolúvel, embora seja complexo e caracterizado por incertezas inerentes ao processo. Segundo esses autores existe uma fonte de incerteza (a imprevisibilidade), com duas vertentes, tanto do sistema global quanto do sistema climático: o primeiro está relacionado à imprevisibilidade implícita ao caos determinístico; e o segundo com a dificuldade de ponderar cada uma das forçantes externas que atuam sobre o sistema climático.

De acordo com Tsvetsinskaya et al. (2003), diversos estudos tem considerado os possíveis impactos das mudanças climáticas sobre os sistemas agrícolas, tanto no contexto global (Rosenzweig e Parry, 1994; Parry et al., 1999), quanto regional (Adams et al., 1990; Alexandrov e Hoogenboom, 2000). Contudo, todos esses estudos se confrontaram com numerosas incertezas, muitas das quais associadas com a previsão do clima do futuro. As dificuldades que se impõem estão relacionadas aos padrões futuros de emissões e concentrações de gases de efeito estufa e a resposta dos diferentes MCG´s a determinadas forçantes externas (por exemplo, o aumento na concentração de CO_2). As fontes dessas incertezas se referem às emissões e nas concentrações futuras, nas respostas do sistema

climático e quanto à variabilidade natural do clima e, em especial, quanto à mudança climática regional.

Alguns estudos apontam que os impactos agrícolas tem explorado as incertezas relacionadas às diferentes projeções regionais das mudanças climáticas produzidas por diversos modelos climáticos (e.g. Rosenzweig e Parry, 1994; Alexandrov e Hoogenboom, 2000; Tubiello et al. 2002). Contudo, uma incerteza adicional, que tem sido uma preocupação constante nos estudos sobre impactos, se refere às escalas espaciais dos modelos climáticos e das informações por eles geradas, abordados anteriormente.

De acordo com Vidale et al. (2003), os atuais modelos climáticos são "construções numéricas" altamente complexas nas quais estão embutidas leis físicas, da dinâmica e da termodinâmica, de relevância para os fluidos geofísicos. Nestes modelos, devido às limitações computacionais e teóricas, a resolução explícita de mecanismos dinâmicos coexistem com processos físicos parametrizados. Como afirmado por Palmer, no ano de 2000, em citação dos mesmos autores acima, "a previsão do tempo e do clima é determinada pela projeção das incertezas tanto nas condições iniciais quanto na formulação do modelo". A perda de previsibilidade ocorre não somente devido às incertezas quanto às condições iniciais (tomado como muito importante para a previsão do tempo), mas também na formulação do modelo (altamente relevante para os modelos climáticos). Segundo aqueles autores, separar essas duas fontes de erros é bastante difícil.

Existem incertezas em cada uma das etapas necessárias para fornecer cenários para avaliação de impactos de mudanças climáticas. Estas incertezas tem que ser levadas em consideração na avaliação desses impactos e do grau de vulnerabilidade regional, bem como nas opções de adaptação. Contudo, essas incertezas não podem, ainda, ser totalmente quantificadas, Mearns et al. (2001). A Tabela 2, a seguir, sumariza essas incertezas e cita algumas formas de abordagem para minimizá-las.

Jones et al. (2004), em uma discussão sobre incertezas num contexto de uso de modelos climáticos e de cenários futuros, argumentam que elas devem ser levadas em consideração quando da análise sobre impactos, vulnerabilidades e adoção de estratégias adaptativas, especialmente no plano regional. Contudo, os mesmos autores assumem que essas incertezas são muito difíceis de serem quantificadas, mas que podem ser "mapeadas" o que pode facilitar o encaminhamento de soluções. Essas incertezas e suas abordagens podem ser resumidas como segue:

TABELA 2 – Diferentes fontes de incertezas associadas à construção de cenários.

Fonte da incerteza	Formas de abordagem
Estimativas das emissões futuras, IPCC, 2007(b).	Rodar modelos climáticos para o maior número possível de cenários de emissão, IPCC, 2007(a).
Concentrações das emissões.	Usar modelos de química atmosférica e do ciclo de carbono.
Entendimento incompleto e/ou imperfeito da representação dos processos em modelos climáticos (incerteza científica).	Usar o maior número possível de projeções do Modelo Climático Global
Variabilidade natural do sistema climático.	Usar um conjunto (*ensemble*) de projeções dos Modelo Climático Global com diferentes condições iniciais e de contorno.
Incorporação de detalhes das escalas espaciais e temporais.	Empregar outros Modelos Climáticos Regionais ou fazer uso de *downscaling* estatístico.

Fonte: Adaptado de Jones et al. (2004).

Quanto à modelagem dos impactos sobre os sistemas agrícolas, a avaliação da magnitude e dos padrões dos desvios entre produções simuladas e observadas, analisadas para um longo período e em várias regiões (e estações climáticas), pode medir, de que forma as incertezas inerentes aos dados de entrada do modelo podem afetar as estimativas de produção.

3.3. O MODELO DE CIRCULAÇÃO GLOBAL EMPREGADO

Proceder a uma modelagem climática em grande escala é uma tarefa extremamente onerosa do ponto de vista computacional. Como qualquer processo de modelagem é uma representação aproximada de uma condição natural extremamente complexa, todos os modelos de clima possuem fragilidades inerentes às condições que tentam simular. Esses modelos têm sido largamente empregados, no mundo todo, como suporte à tarefa de projeção de mudanças climáticas futuras e seus possíveis impactos para a humanidade e para o ambiente natural. Contudo, nesse processo existem graus de incertezas em cada cenário projetado, não só em escala mundial, como também regional. Essas incertezas ficam mais evidentes a partir da análise das saídas de diversos modelos (IPCC, 2001a). Essas saídas se apresentam de maneira distinta porque os modelos são "rodados" sob diferentes condições iniciais e de contorno, o que leva a uma gama variada de saídas. Por esse motivo se procede, na maioria das vezes, a análises de dispersão e amplitudes das saídas de vários modelos, o que pode reduzir as incertezas das projeções, a partir da análise de diferentes cenários futuros.

Um Modelo de Circulação Global do Clima (MCG) é, portanto, uma representação matemática do sistema climático baseado nas propriedades físicas dos seus componentes, suas interações e processos de *feedback* (mecanismos de retroalimentação). Portanto, um MCG são modelos numéricos capazes de descrever os principais processos físicos e dinâmicos, podendo ser atmosféricos ou acoplados (oceano-atmosfera), que em sua arquitetura algorítmica deve conter informações sobre aqueles cenários (IPCC, 2001a,b) e que simula as respostas do clima global às concentrações de gases de efeito estufa e de aerossóis (Giorgi e Mearns, 1991; Marengo e Valverde, 2007; Marengo et al., 2012). Na última década os modelos climáticos tiveram um incremento no seu desenvolvimento como resultado do aumento do desenvolvimento da capacidade computacional. Durante este tempo, os modelos das principais componentes (atmosfera, oceano, continentes e geleiras), tem sido gradualmente integrados e acoplados, além de terem sido contemplados também os ciclos do carbono e da química atmosférica, por intermédio de modelos biogeoquímicos.

Normalmente, a resolução da componente atmosférica de um MCG típico é de cerca de 250 km na horizontal, com 20 níveis na vertical. A resolução de um modelo oceânico típico é de 125 km a 250 km, com também 20 níveis da superfície do mar ao fundo do oceano. Assim, os MCG´s elaboram projeções em uma resolução relativamente grosseira e não conseguem representar os detalhamentos em escala mais fina que caracterizam os climas regionais, especialmente em locais com orografia e coberturas vegetais bastante complexas ou em regiões costeiras. Como resultado, os MCG não conseguem acessar as escalas espaciais que são requeridas para estudos de impacto climático e processos adaptativos. Nestes MCG se observam simulações sobre consequências de um aquecimento atmosférico anômalo, obtidas a partir de modelos de equilíbrio atmosférico, projetando elevações de temperatura. Estes modelos, portanto, descrevem a atmosfera globalmente, utilizando equações matemáticas para prescrever as leis físicas que regem a atmosfera.

Contudo, os atuais MCG não fornecem dados detalhados e confiáveis da precipitação, como uma maior resolução temporal (em períodos menores que 24 horas), que permita, por exemplo, a estimativa da erosividade de chuvas, como função direta da energia e da intensidade da precipitação. Dessa forma, o uso de modelos climáticos de maior resolução espacial (a empregar *downscalling*)[4], bem como o estabelecimento de relações estatísticas

[4] Por uma avaliação da malha de resolução espacial vê-se que existem restrições no uso dos MCG para uso de cenários ou mesmo para amparo nos casos de tomadas de decisão, em estudos de impactos locais. Devido a isso, é imperioso o uso de parametrizações, como para a convecção, a irradiância solar global, a topografia regional ou para a formação e o papel das nuvens. Um dos métodos empregados para "refinar" ou "reduzir" a resolução das saídas dos MCG em variáveis meteorológicas utilizáveis em nível local ou regional é o *downscaling*, Dibike

robustas entre erosividade e precipitações acima da base temporal diária (quinzenal, mensal, sazonal, anual) são necessárias quando se pretende avaliar as mudanças temporais havidas nas erosividades quando se faz emprego das saídas (*outputs*) dos MCG.

A avaliação das mudanças climáticas pelo uso destes modelos tem sido identificada como uma poderosa ferramenta para a identificação, avaliação e caracterização de impactos antropogênicos. Embora as leis físicas que explicam a interação atmosfera-oceano e que caracterizam estes modelos sejam bem conhecidas, as predições de mudanças climáticas futuras continuam envoltas em incertezas. IPCC (1996) relata que é usualmente corrente que a geração atual destes modelos não possui a resolução espacial e temporal necessárias para avaliações diretas dos efeitos de mudanças futuras para uma escala local.

Existem diversos MCG que podem ser utilizados com esses intuitos, podendo-se citar, dentre eles os do Hadley Centre (Inglaterra), do Australian Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO), da Austrália, do Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (CCCMA), do Canadá, do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) – Geophysical Fluids Dynamic Laboratory (GFDL), dos Estados Unidos e o Center for Climate Studies and Research/National Institute for Environmental Studies (CCSR/NIES), do Japão.

Nesse estudo o MCG utilizado como condição inicial para rodada de um modelo climático de maior resolução espacial foi o HadCM3P cuja componente atmosférica possui 19 níveis com uma resolução horizontal de 2,52° de latitude e 3,75°, em uma grade global de 96 x 73 células. Isso equivale a uma resolução de superfície de cerca de 417 km x 278 km no Equador e 295 km x 278 km em 45° de latitude. Já a componente oceânica possui 20 níveis com uma resolução horizontal de 1,25°x1,25°.

3.4. O MODELO DE CIRCULAÇÃO REGIONAL UTILIZADO

Para avaliações espaciais abrangentes de mudanças climáticas, há a necessidade de detalhamentos ao nível regional. Não raro, pode incluir informações sobre variabilidades e eventos extremos. Na presente proposta, adotar-se-á a terminologia “regional” para aquelas

---

e Coulibaly (2005), Gondim et al. (2011). A partir da redução de escala com aumento da resolução espacial, pode-se utilizar dois tipos de abordagem na projeção dos dados, de uma escala regional para local: uma, como já afirmado, é a redução estatística de escala (*downscalling* estatístico); e a outra, pelo uso de MCR de simulação numa malha de escala de características climáticas dinâmicas, utilizando dados de contorno e de inicialização do MCR supridos por um MCG (*downscalling* de simulação de modelo).

dimensões cujas escalas variem do subcontinental ao local. Um Modelo Climático Regional (MCR) é um modelo climático de alta resolução que cobre uma área limitada do globo, com uma resolução horizontal típica de 50 km. São baseados em leis físicas representadas por equações matemáticas solucionadas usando uma grade tridimensional. Dessa forma, os MCR são modelos físicos que, normalmente, incluem a componente atmosférica e a superfície do sistema climático e suas representações, como nuvens, radiação, pedologia e hidrologia. Muitos destes processos físicos ocorrem em escalas espaciais muito menores do que a grade do modelo e não podem ser simuladas e resolvidas explicitamente. Seus efeitos são computados fazendo-se uso de parametrizações, pelas quais os processos são representados pelas relações entre os efeitos (espaciais e temporais) dos processos em escala subgrade e o escoamento em grande escala.

Como indica Alves (2007), o nível de previsibilidade de um modelo está associado ao grau de divergência de projeções que possuam, no limite, os mesmos estados iniciais. No presente estudo as simulações do tempo futuro e da climatologia do modelo foram feitas a partir de uma única condição de contorno lateral (um único membro) advinda do MCG HadAM3P. Assim, seriam desejáveis simulações com tantos membros quantos fossem possíveis, no intuito de diminuir consideravelmente a variabilidade dos cenários climáticos. Contudo, a escolha por somente um membro visou atender ao tempo de computação como um fator limitante, uma vez que o intuito foi obter resultados de dois cenários de mudanças climáticas, cujas simulações foram utilizadas posteriormente em um modelo de impactos, (Oliveira et al., 2015).

Assim, neste trabalho, foram utilizadas as saídas do MCR HadRM3P, do Hadley Centre, no Reino Unido, Jones et al. (2004), rodado a partir do HadAM3H, versão da componente atmosférica do modelo acoplado (MCG HadCM3) da mesma instituição. Esse MCR compõe o sistema denominado PRECIS (*Providing Regional Climates for Impacts Studies*), em versão para computadores pessoais, e foi originalmente desenvolvido a partir da necessidade de geração de cenários climáticos regionais com alta resolução espacial e com baixo custo computacional. O sistema PRECIS, cuja configuração padrão permite resoluções entre 25 km (máxima) e 50 km (esta última resolução foi a adotada nas saídas do modelo), possui os seguintes módulos:

a. O MCR propriamente dito (HadRM3P), aplicável a qualquer área do planeta, para projeção de mudanças climáticas.

b. Uma interface de configuração para rodar o MCR.

c. Um pacote de visualização e processamento para manipulação e disposição gráfica das saídas do MCR.

As aplicações desse modelo quanto a estudos de impactos, compreendem três etapas:

1. No fornecimento de simulações de um período climático recente, como por exemplo, para a climatologia 1961-1990, comparando estas simulações com dados observados, no intuito de validar o modelo.

2. No fornecimento de projeções de mudanças climáticas para determinada região de interesse. Neste caso o MCR é suprido com campos do MCG do mesmo Hadley Centre.

3. Na derivação de informações climáticas advindas daquelas projeções, guiadas pelas necessidades dos modelos de impactos e de uma avaliação de suas performances.

A adequabilidade e destreza desse modelo, para as condições tropicais e subtropicais da América do Sul e oceanos adjacentes foram investigadas por Marengo et al. (2009), mas foi profundamente avaliado por Alves (2007), através de simulações numéricas no período climatológico 1961-1990 (*baseline*). Este último autor encontrou que análises da influência e da consistência das condições de fronteira na solução do modelo, durante o verão, em dois anos considerados extremos e contrastantes, revelaram que o MCR manteve a consistência com relação às condições de contorno, em especial nas regiões Sul e Nordeste do Brasil. Na avaliação da sazonalidade, foi verificado que o MCR consegue representar relativamente bem o padrão espacial e temporal da precipitação e da temperatura, como também as principais características da circulação atmosférica de grande escala, muito embora, regionalmente o modelo apresente erros sistemáticos. De acordo com esse estudo, apesar de o modelo simular o padrão de precipitação associado à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante a estação chuvosa (Dezembro-Janeiro-Fevereiro), observou-se uma subestimativa da precipitação sobre a parte Central da América do Sul. A verificação quantitativa das simulações, através das correlações de anomalias da precipitação e temperatura demonstrou valores positivos e estatisticamente significativos em todas as estações do ano. Regionalmente, observa-se sobre todo o extremo norte da América do Sul (entre a Venezuela e o norte do Nordeste do Brasil) e grande parte da região sul do Brasil, Uruguai, nordeste da Argentina e Paraguai, que o modelo consegue simular corretamente o sinal das anomalias. Entretanto, durante o verão (Dezembro-Janeiro-Fevereiro) e a primavera (Setembro-Outubro-Novembro) são encontrados valores negativos e não significativos nas regiões que se estendem desde o sul da região Amazônica até a Região Sudeste. Outra característica marcante do modelo é uma simulação bem definida do ciclo hidrológico da precipitação, isto

é, pouca precipitação durante os meses secos e totais elevados durante os meses chuvosos, exceto para o sul do Brasil-Uruguai, noroeste do Peru-Equador e sul do Nordeste que não apresentam um ciclo anual climatológico bem definido. Conclusão similar é notada na análise das séries temporais da variabilidade interanual da precipitação simulada e observada durante o período chuvoso, destacando a sensibilidade do modelo em capturar o sinal das anomalias de eventos ENOS, como o El Niño de 1983 e o La Niña de 1985.

Apesar de os resultados terem mostrado que o modelo tem boa destreza na simulação do clima presente, há a necessidade de ajustes nas configurações e/ou parametrizações utilizadas no modelo, para que se os erros sistemáticos sejam minimizados ou eliminados.

Uma medida do grau de confiança a ser depositado nas projeções de mudanças climáticas advindas de um modelo climático particular (seja ele global ou regional), vem, em parte, da sua capacidade de simular climas recentes. Trata-se, assim, de um processo de validação do modelo. Com o MCR esta validação pode ser feita de duas formas:

1. O MCR é rodado para um período climático recente (por exemplo, a climatologia 1961-1990 – rodada que vai ser necessária também para projeções de mudança do clima), e os resultados são comparados com a climatologia observada no mesmo período. Algumas comparações mínimas que poderiam ser feitas incluem as estatísticas das médias sazonais e anuais.

2. O MCR é forçado, não pela saída do MCG, mas por reanálises de observações globais para o mesmo período de tempo. A comparação da simulação do modelo pode, então, ser feita com observações diárias, fornecendo um teste mais rigoroso. Entretanto, nenhum modelo fornece uma validação perfeita em comparação com a climatologia e dados observados. É melhor validar dois ou mais modelos climáticos (MCG ou MCR) que irão permitir que uma escolha mais apropriada seja feita, para ser usada na geração de cenários em uma dada região.

A climatologia do modelo utilizada foi a do período 1961-1990, sendo comumente o padrão climatológico recomendado e tomado como base de avaliação de modelos e em projeções de mudanças climáticas. Jones et al. (1997), citado por Alves (2007), mostraram que em 10 anos de simulação, um MCR do Hadley Centre captou apenas metade da variância da variabilidade climática regional para aquele período. Para capturar 75%, haveria a necessidade de uma simulação com no mínimo 30 anos.

Uma vez escolhida as áreas centrais de interesse das saídas do modelo (Região Centro-Sul do Brasil), passou-se à determinação da área de domínio do processo de modelagem. Essa área correspondeu à região compreendida entre 5ºS e 39ºS de intervalo de latitudes e entre

80ºW e 38ºW de intervalo de longitudes (Figura 3). Deve ser salientado, tal como apontam Giorgi e Mearns (1999), que na escolha desse domínio, tanto quanto possível, deve-se optar por uma extensão territorial suficientemente grande de tal modo que o MCR possa desenvolver sua própria circulação interna em escala regional, mas não demasiadamente grande de tal maneira que o MCR desvie significativamente do MCG no centro do domínio. A resolução horizontal empregada foi de 0,44º x 0,44º (correspondente a aproximadamente 50 km), com 19 níveis na vertical, o mesmo número do modelo global no qual o MCR se baseou.

Simulações realizadas com condições iniciais diferentes irão gerar resultados diferentes. Uma avaliação da acurácia do modelo HadRM3P pode ser vista em Alves (2007) em que o autor descreveu a variabilidade sazonal das principais feições climatológicas do modelo sobre o continente sul-americano e sobre faixas oceânicas vizinhas, empregando simulações de longo prazo - 30 anos (1961-1990). Utilizando médias sazonais de dados observados e simulados de precipitação, temperatura, pressão ao nível do mar e velocidade do vento, o autor concluiu que o MCR simula a precipitação, a temperatura e a principal circulação geral, com detalhes capturados pelo modelo a escalas mais finas do que aquelas simuladas por um MCG. Contudo, o autor apontou também a ocorrência no MCR de erros sistemáticos relacionados aos esquemas convectivos, à topografia e aos processos de superfície.

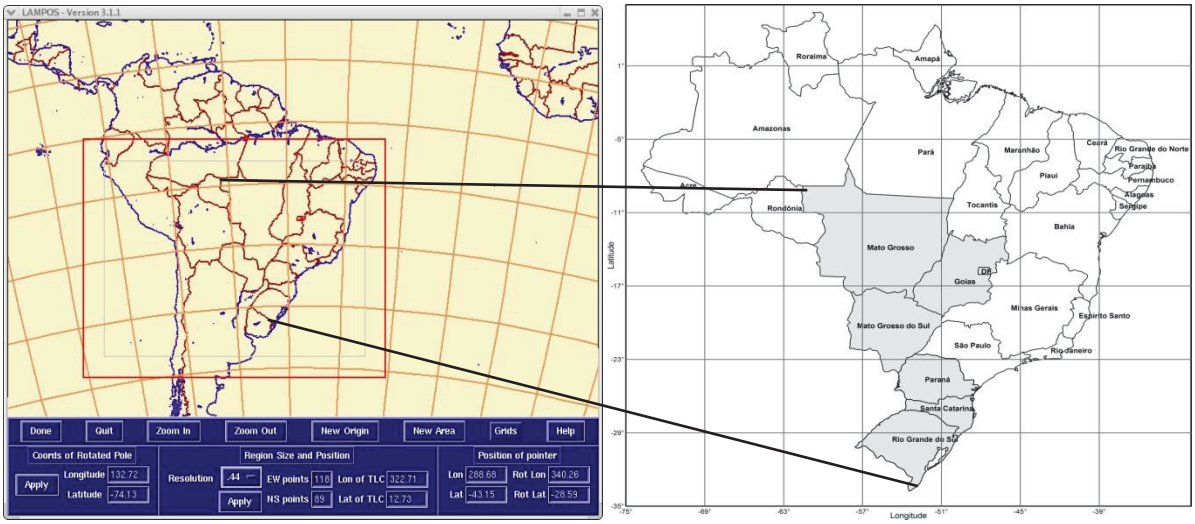
Ainda caracterizando o HadRM3P, Alves (2007) atesta que o modelo está acoplado ao esquema de superfície MOSES I (*Meteorological Office Surface Exchange*), como relatado por Cox et al. (1999). Nesse esquema, os processos de superfície são tratados considerando quatro camadas (0,0 m a 0,1 m; 0,1 a 0,25 m; 0,25 m a 0,65 m e de 0,65 a 2,0 m).

Neste trabalho foi utilizado o período 1961-1990 para climatologia do modelo. Jones et al. (1997), mostraram que em 10 anos de simulação o MCR do Hadley Centre captou apenas metade da variância da variabilidade climática regional para aquele período. Para capturar 75% da variância (em relação a dados observados) seria desejável uma simulação com no mínimo 30 anos. Também como método, no presente estudo as simulações tiveram início um ano antes do período de interesse (1960 e 2069) e foram finalizadas no último ano (2100). Tal procedimento, como definido pelo manual de uso do MCR (Jones et al., 2004), assegura que o modelo supere o período de *spin-up*, que é de poucos dias para processos atmosféricos, mas de algumas estações (Giorgi e Mearns, 1999) ou mesmo alguns anos (Robock et al., 1998) para a estabilização de processos que ocorrem no solo. Dessa forma, garante Alves (2007), é possível obter melhor equilíbrio entre a climatologia do modelo e o

ciclo hidrológico superficial, o que pode permitir também melhor compreensão das circulações induzidas por fatores fisiográficos.

Dessa forma, foram empregadas séries climáticas históricas advindas das rodadas do MCR, obtidas em ponto de grade para as mesmas latitudes das localidades as quais se obteve os dados observados (Tabela 1). As séries obtidas no processo de modelagem se referem às do período climatológico (1961-1990) e das projeções dos cenários A2 e B2 de mudanças climáticas futuras, do período 2070-2100, como se vê adiante.

FIGURA 3. Área-domínio (com bordadura) da porção geográfica utilizada na modelagem climática regional (esquerda) e em destaque (direita) a área sombreada objeto do processo de modelagem climática no Brasil.



Como destaca Alves (2007), quando da escolha do domínio geográfico para o qual será rodado o MCR, é desejável que este domínio seja abrangente o suficiente para que o MCR desenvolva mecanismos de circulação interna em escala regional que lhe sejam característicos. Contudo, como afirmam Giorgi e Mearns (1999) e Chou et al. (2005), esse mesmo domínio não deve ser excessivamente grande de tal modo que possa desviar significativamente do MCGA no centro do domínio. Jones et al. (1995) e Bhaskaran et al. (1996) em estudos sobre o continente europeu e o subcontinente Indiano, concluíram que sob domínio geográfico excessivamente grande a circulação atmosférica principal e a variabilidade diária do MCR divergem daquela do MCGA na escala sinótica e nos pontos de grade o MCR gera suas próprias características.

No presente estudo o domínio escolhido levou em conta a possibilidade de não onerar o custo computacional de obtenção das rodadas e também a possibilidade de envolver os principais sistemas atmosféricos ali atuantes.

3.5. CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS UTILIZADOS

A despeito de acelerados avanços verificados nos últimos anos, as previsões climáticas são, ainda, cercadas de imperfeições e incertezas, oriundas da própria dinâmica do sistema climático. No que concerne à possibilidade de previsão de um clima futuro sob cenários de aquecimento global, tais incertezas ficam ainda mais evidentes quando se observa as dificuldades quanto às medições e estimativas de emissões de gases de efeito estufa, e os efeitos reais ou potenciais de outros eventos, como erupções vulcânicas.

Segundo Mitchell e Hulme (1999), o termo "cenário" nem sempre é bem empregado em textos científicos. Segundo esses autores, deve-se definir "cenários de emissões" como sendo a descrição de um possível padrão temporal futuro de emissões antropogênicas de gases de efeito estufa; e "cenários climáticos", como uma descrição de um possível clima projetado no futuro.

De acordo com Jones et al. (2004), cenários climáticos são representações plausíveis das emissões futuras de substâncias ativas do ponto de vista radiativo, ou que possuam a característica de afetar outros constituintes que são também ativas do mesmo ponto de vista radiativo, como, por exemplo, o dióxido de enxofre (SO_2), que forma aerossóis de sulfato. Os cenários de emissão são baseados em um conjunto de suposições coerentes e fisicamente consistentes sobre suas forçantes, tais como demografia, desenvolvimento socioeconômico e mudanças tecnológicas.

Os principais estágios requeridos na elaboração de cenários de mudanças climáticas, para uso em estudos de impactos, são apresentados na Figura 4 seguinte.

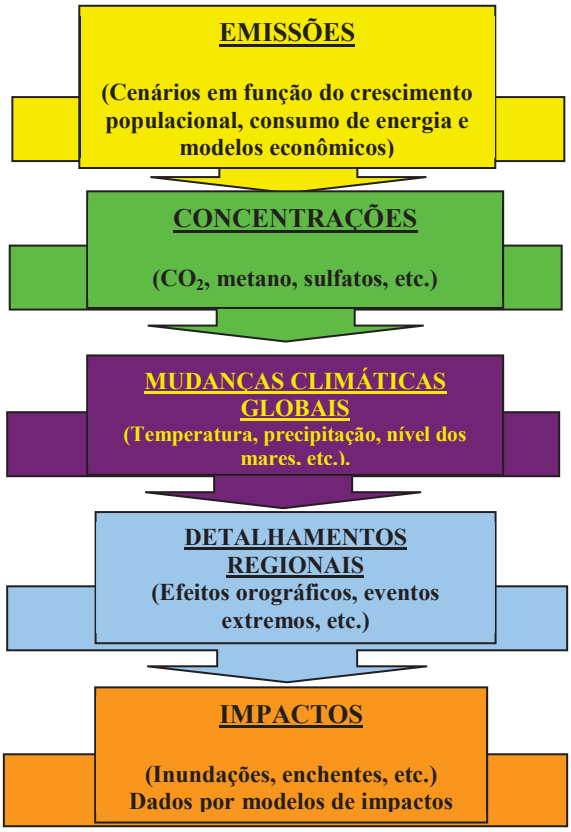


FIGURA 4 – Estágios requeridos na definição de cenários de mudanças climáticas para avaliação de impactos. Fonte: Adaptado de Jones et al. (2004).

Embora os estudos acerca da sensibilidade das atividades econômicas (como a agricultura) usem números inteiros simples para expressar mudanças no clima (por exemplo, o impacto de um aumento uniforme de dois graus na temperatura do ar), a base de todos os cenários climáticos para uso em avaliações adaptativas são projeções das mudanças climáticas advindas dos Modelos Climáticos Globais.

Isso não significa, necessariamente, que todos os estudos sobre adaptação exijam cenários climáticos. As projeções dos climas dependem, na verdade, das mudanças futuras nas emissões ou das concentrações dos gases de efeito estufa, além de outros gases poluentes (como o SO_2), que, por seu turno, são baseadas em suposições tais como o desenvolvimento sócio-econômico e tecnológico futuro, e são, portanto, fontes adicionais para o aumento do grau de incertezas. Por estas razões, é necessário gerar um grande número de cenários climáticos que possam cobrir um intervalo plausível de emissões futuras.

Com este propósito, foi criado o SRES (*Special Report on Emissons Scenarios*), que representa um intervalo de cenários de emissões desenvolvido no âmbito do IPCC,

Nakicenovic et al. (2000), citados por Jones et al. (2004). Estes cenários refletem as distintas formas de crescimento os quais o mundo irá escolher nos anos vindouros e as conseqüências que estas escolhas trarão para as economias nacionais, para o uso de energia e de tecnologia e para a população em geral.

De acordo com Parry et al. (2004), o uso dos cenários SRES indica diversas não-linearidades no sistema de segurança alimentar mundial, tanto no sentido biofísico (em que os níveis de CO_2 atmosférico estarão em novos patamares), quanto sócio-econômico, nos quais mudanças na dinâmica da população e nas estruturas políticas e econômicas irão tornar mais complexas a tradução dos impactos biofísicos das mudanças climáticas em índices sociais, tais como o número de pessoas em risco de fome.

Os cenários climáticos SRES (IPCC, 2001) são projeções que levam em conta quatro níveis diferentes de emissões futuras de gases de efeito estufa. O clima futuro normalmente é avaliado em três momentos temporais (*time-slices*) diferentes, centrados em 2020, 2050 e 2080, coincidindo com os períodos climatológicos.

Os cenários de emissão representam, portanto, uma visão projetada do futuro quanto ao uso potencial pela humanidade de gases e aerossóis com reconhecida capacidade radiativa, a partir de suposições plausíveis sobre forçantes aceleradoras ou retardadoras do uso dessas substâncias. Algumas dessas forçantes são a demografia, os níveis de desenvolvimento social e econômico e o emprego mais ou menos intenso de tecnologias limpas e renováveis (IPCC, 2001 a, b). Em IPCC (1990) os cenários apresentados, chamados de IS92, tiveram por base projeções que também levaram em conta emissões futuras de gases de efeito estufa e aerossóis juntamente com uma massa de emissões remanescentes. Já os cenários SRES tiveram suas projeções levadas até 2100, compreendendo quatro "famílias" de cenários climáticos futuros, a saber: A1, A2, B1 e B2. Cada cenário possui uma característica com relação às concentrações de gases de efeito estufa (SO_2, CO_2, N_2O e CH_4) e suas variações no período entre 1980 e 2100, Marengo (2006). Os cenários dentro de cada família seguem a mesma situação atual do mundo quanto ao desenvolvimento. A família A1 inclui três grupos que refletem uma variação consistente de sua *storyline* (A1, A1FI e A1B). Dessa forma, os cenários de emissões SRES consistem de seis distintos grupos de cenários, todos eles plausíveis e que podem, em conjunto, capturar o intervalo de incertezas associadas com suas forçantes.

As avaliações das vulnerabilidades, locais, regionais ou nacionais, são dadas pelas estimativas dos impactos potenciais causados pelas mudanças climáticas, que por seu turno

são, normalmente, baseados em cenários climáticos futuros. Como visto, estes cenários são, na maioria das vezes, derivados de projeções quanto a mudanças climáticas, obtidos dos Modelos Globais, que são adequados até a escala espacial de algumas centenas de quilômetros, não capturando, contudo, detalhes locais e regionais, necessários para avaliações dos impactos que ocorrem nesses níveis. Um método muito empregado na consideração desses detalhes nas projeções globais é o uso dos Modelos Regionais, que tem o potencial de melhorar a representação da informação climática que vai ser utilizada, por exemplo, na avaliação da vulnerabilidade de um país ou de uma região às mudanças do clima.

Cenários de emissão e concentração de gases de efeito estufa são usados como forçantes dos modelos climáticos na obtenção de projeções sobre o clima global.

No presente trabalho foram simulados os cenários climáticos A2 e B2 do IPCC (IPCC, 2001), gerados pelo Modelo Climático Regional anteriormente descrito, a partir dos modelos acoplados já citados. O experimento forneceu séries diárias de diferentes elementos climáticos, tendo sido priorizadas, contudo, as saídas de precipitação em duas bases temporais distintas: uma, para a climatologia (1961-1990) que é utilizada como referência dos atuais zoneamentos; e outra, para o período compreendido entre 2070 a 2100. As escolhas pelos cenários A2 e B2 e quanto ao *timeslice* escolhido (terço final do século XXI) se deram, respectivamente, devido a uma maior segurança quanto a possíveis impactos futuros e à maior possibilidade de se ter, naquele período, sinais inequívocos da ocorrência de mudanças climáticas e, por consequência, de prováveis impactos.

O conjunto de cenários SRES compreende quatro "famílias": A1, A2, B1 e B2. Os cenários dentro de cada "família" seguem a mesma situação atual do mundo quanto ao desenvolvimento. A família A1 inclui três grupos que refletem uma variação consistente de sua *storyline* (A1, A1FI e A1B). Dessa forma, os cenários de emissões SRES consistem de seis distintos grupos de cenários, todos eles plausíveis e que podem, em conjunto, capturar o intervalo de incertezas associadas com suas forçantes.

Foram obtidas as simulações-controle (período 1961-1990) assim como as informações climáticas de dois cenários de emissão (SRES A2 e B2), do IPCC, correspondentes aos períodos de 2070-2100. Os cenários SRES A2 e B2 correspondem, respectivamente, a altas (de 635 a 856 ppm de CO_2) e relativamente baixas (de 531 a 621 ppm) emissões de gases de efeito estufa, Jones et al. (2004). O Modelo Climático Regional foi empregado utilizando condições de contorno do Modelo Global HadCM3 e sua performance foi avaliada estatisticamente. Essas condições de contorno são altamente dependentes da Temperatura da Superfície do Mar (TSM), observada ou não, o que pode levar a resultados

distintos, até pela natureza caótica da dinâmica da atmosfera, Brankovic e Palmer (1997), citados por Alves (2007). De acordo com Barros et al. (2003) e Camilloni (2004), citados por Marengo (2006), o modelo HadCM3 é o que melhor representa o clima atual no Sul da América do Sul, com anomalias de chuvas e temperaturas muito próximas do normal.

Assim, os cenários SRES A2 e B2 mostram diferentes ocorrências futuras de mudanças climáticas, e apresentam as seguintes particularidades:

A2 é um cenário que apresenta maior tensão internacional e menor nível de cooperação. Descreve um mundo futuro muito heterogêneo onde a regionalização é dominante. Existiria um fortalecimento de identidades culturais regionais, com ênfase em valores familiares e nas tradições locais. Padrões de fertilidade convergiriam muito lentamente, o que resultaria num contínuo aumento populacional. O desenvolvimento econômico é pautado, em especial, por questões regionais; o crescimento econômico *per capita* e a mudança tecnológica são mais fragmentados e mais lentos do que outros cenários.

O cenário **B2** é mais completo e descreve um mundo no qual a ênfase está em soluções locais para uma sustentabilidade social, ambiental e econômica. Apresenta um mundo mais heterogêneo com mudanças tecnológicas menos rápidas e mais diversas, mas com forte ênfase na iniciativa das comunidades e com inovações sociais para a busca de soluções locais, mais que globais. Apresenta um mundo com contínuo aumento da população global, mas a uma taxa menor do que o cenário A2, níveis intermediários de desenvolvimento econômico e uma mudança tecnológica menos rápida e mais diversificada, em comparação com os cenários A1 e B1. Enquanto o cenário A2 é também orientado pela proteção ambiental e equidade social, o cenário B2 está focado nos níveis local e regional.

Os cenários A2 e B2 representam, respectivamente, muito alta e média concentração de CO_2 na atmosfera. De acordo com IPCC (2007), representam cenários de forçantes antropogênicas não-mitigadas, com aquecimentos da ordem de +3,0°C entre 2071 e 2100 (comparáveis ao período climatológico 1961-1990) e +3,13°C entre 2080 e 2099, em relação ao período de 1980 a 1999. Portanto, por esses cenários, é de se esperar um aquecimento mais pronunciado no cenário A2 e menos no B2. Em ambos projetam-se aumentos na precipitação média, o que poderia indicar uma intensificação do ciclo hidrológico.

3.6. O TRATAMENTO DOS RESULTADOS DAS RODADAS DO MCR

A depender da escolha do usuário, o pacote PRECIS pode fornecer diversos formatos digitais para os resultados das rodadas realizadas. Os formatos mais utilizados são os PP, GRIB ou NetCDF. Devido ao alto custo computacional envolvido nas rodadas, uma vez que eram simulações diárias de 30 anos em três cenários distintos (vistos adiante), foi escolhido o formato GRIB, que possui melhor interface gráfica para criação de mapas com as rodadas realizadas. Em seguida, com os arquivos GRIB prontos foi empregado o software gráfico GrADS (*Grid Analysis and Display System*) para criação e visualização de mapas, bastante comum em análises meteorológicas. Com isso, as saídas em texto (dados) e imagens (mapas) foram feitas apenas para as variáveis climáticas de interesse geral, quais sejam a precipitação, as temperaturas máxima e mínima do ar (a 1,5 metros), as componentes "u" e "v" do vento a 1000 hPa e o balanço de radiação à superfície.

3.7. ESTATÍSTICAS DESCRITIVAS DAS SAÍDAS DO MCR

Para a avaliação estatística do modelo foram comparados campos médios anuais e sazonais, tanto do MCG HadAM3P (empregado como condição lateral), quanto dos dados observacionais (Apêndice 2). Em uma análise visual pode-se observar uma relativa boa concordância entre os campos médios, tanto anuais quanto sazonais, para as precipitações e para as temperaturas, entre o Modelo Global e o Modelo Regional.

As anomalias das precipitações médias diárias sazonais do Modelo Regional em relação a dados observados permitem identificar um maior detalhamento climático. O Modelo Global tende a subestimar o período chuvoso de verão no continente, período em que os eventos produtores do tempo estão mais intensos. Esses eventos, como apontado por Alves (2007), basicamente são os processos convectivos associados à passagem de frentes frias e às ZCAS (Zonas de Convergência do Atlântico Sul)[5].

As saídas do Modelo Regional podem ser inicialmente verificadas a partir da avaliação de sua capacidade em simular a climatologia média de uma da localidade ou região. Para essa

[5] As Zonas de Convergência do Atlântico Sul se referem a uma banda de nebulosidade e chuvas com orientação noroeste-sudeste, desde a Região Amazônica até o Sudeste do Brasil e, frequentemente, sobre o Oceano Atlântico Subtropical. Esse fenômeno se associa a um escoamento convergente de umidade na baixa troposfera, observável em todos os verões, embora com distintas variações em sua organização espacial, na intensidade das chuvas e na circulação. Essas variações, muitas vezes, são as responsáveis pela ocorrência de eventos severos, inundações e enchentes, (Carvalho e Jones, 2009).

avaliação foram utilizadas análises estatísticas das anomalias dos campos de precipitação e temperatura do ar (1,5 metros), para o período climatológico (1961-1990), observado (CRU - *Climate Research Unit* – IPCC, 2007)[6] e aquele advindo do MCR (*baseline*), bem como para toda a série histórica futura (cenários A2 e B2 – 2070 a 2100) e suas distribuições sazonais – verão (dezembro-janeiro-fevereiro - DJF), outono (março-abril-maio - MAM), inverno (junho-julho-agosto - JJA) e primavera (setembro-outubro-novembro - SON).

3.7.1. Correlação de anomalias (CA) sazonais da Climatologia do Modelo Climático Regional (*Baseline* e CRU).

Foram gerados mapas de avaliação das anomalias de precipitação e temperatura, por comparação entre as saídas simuladas e as observadas para essas variáveis. Como atesta Alves (2007), com essa avaliação pode-se identificar erros sistemáticos havidos no MCR. De acordo com o mesmo autor, a quantificação desses erros sistemáticos (ou das incertezas em relação ao MCR) associada à variância é imprescindível na avaliação das simulações.

A avaliação das simulações realizadas foi feita a partir da análise da variação sazonal das correlações de anomalias (CA) entre a simulação realizada (um único membro) e os dados observados de precipitação e temperatura. Essa avaliação baseia-se na análise da capacidade do modelo em representar a variação desses elementos, bem como suas anomalias, a partir de uma visualização em mapas.

Dessa forma, o MCR foi avaliado por meio de mapas de correlação espacial e sazonal de anomalias de temperatura e precipitação, o que permitiu identificar áreas com melhor ou pior adequabilidade entre dados simulados e dados observados, ao longo das estações do ano.

De acordo com Wilks (2006), a CA é uma medida de associação entre pares de dados previstos e observados em ponto de grade. Por essa medida, esses pares de dados são,

[6] Dentre diversas fontes, uma das mais acessadas para obtenção de dados observados é o CRU (Climate Research Unit – CRU), IPCC 2007(a). Existem dois tipos de dados advindos de MCG úteis na descrição da climatologia de base: a. reanálise dos dados; b. saídas dos MCG ou dos MCR. A reanálise de dados é um processo em que dados de resolução fina são gerados pela combinação de dados observados com dados oriundos de modelos. Esse processo é conhecido como "assimilação". Dependendo das feições geográficas locais e das escalas temporais, esses modelos estimam a variabilidade natural de forma bastante semelhante com a observada, IPCC 2007(a). Como os registros de dados observados mal se estendem a um século de duração, as saídas dos modelos oferecem uma fonte alternativa que possibilitam avaliações das variabilidades multidecadais do clima, Gondim et al. (2011). Saídas dos MCG acoplados são de domínio público, disponíveis no portal do IPCC, a partir do DDC – Data Distribution Centre). Essa avaliação é feita comparando-se as projeções retrospectivas (*hindcasts*) do modelo com dados observados, IPCC, 2007(a).

primeiramente, convertidos em campos de anomalias (no sentido climatológico estrito de que os valores médios do campo de dados observados devem ser subtraídos do campo de dados simulados, em cada ponto de grade). Assim, a CA para um campo com M pontos de grade pode ser obtido por:

$$CA = \frac{\sum_{m=1}^{M}[(y_m - C_m) - (O_m - C_m)]}{[\sum_{m=1}^{M}(y_m - C_m)^2 \sum_{m=1}^{M}(O_m - C_m)^2]^{1/2}} \quad (15)$$

Na equação 8 C_m é o valor climatológico observado da variável observada O_m em um ponto m, dado pela média sobre n observações do campo dessa variável.

Caso as anomalias simuladas e observadas sejam ambas positivas ou negativas, o numerador na equação acima será positivo. Se as anomalias são opostas em sinal, o numerador será negativo. Assim, quanto mais positivo (ou negativo) for o valor da CA, tanto maior (ou menor) será a semelhança entre as anomalias (simuladas e observadas). Dessa forma, o valor da CA estará entre -1 e +1. Quando as variações são em sentido negativas isso indica que ambas as variáveis estão em sentido contrário. Quando as variações são positivas, estão no mesmo sentido.

3.7.2. Desvios-padrão e *Root Mean Square Error* (RMSE) anuais, sazonais e da Climatologia do MCR (Precis *baseline* - CRU)

Análises dos ciclos anuais da precipitação e temperatura também foram feitas para a mesma região simulada. Os seguintes parâmetros estatísticos foram utilizados: Desvio-Padrão (DP) e Raiz Quadrada do Erro Médio (RMSE). O erro médio dos elementos climáticos temperatura e precipitação indicam a diferença dos campos médios das variáveis prognósticas em relação aos seus valores médios observados. Os objetivos nesse tipo de análise é o de avaliar e identificar eventuais erros sistemáticos do MCR nos campos médios sazonais. Esses erros sistemáticos, aliados a análises estatísticas (como o desvio-padrão e a variância) podem ser importantes formas de avaliação das simulações feitas. Nesse estudo, essa avaliação foi feita pela visualização de mapas de correlação de anomalias (CA), entre dados simulados e observados. Os valores de CA, ao longo do domínio simulado, permitem identificar áreas e estações nas quais o modelo teve comportamento satisfatório. As expressões que definem o desvio-padrão e o RMSE, de acordo com Wilks (2006), são as seguintes:

$$DP = \sqrt{\frac{1}{M-1}\sum_{m=1}^{M}(S_m - \bar{S})^2} \quad (16)$$

$$RMSE = \sqrt{\left(\frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M}(y_m - O_m)^2\right)} \quad (17)$$

Pelas equações (16) e (17) M é o tamanho da amostra, y e O, respectivamente, as médias simuladas e observadas, de determinada variável climática.

3.8. ESTIMATIVA DE ÍNDICES A PARTIR DAS SÉRIES HISTÓRICAS DE DADOS CLIMÁTICOS (OBSERVADOS E SIMULADOS)

É comum que, previamente à investigação das intensidades e frequências de ocorrência das erosividades, em diferentes bases temporais (diária, mensal, sazonal e anual), se proceda à avaliação do comportamento espaço-temporal das chuvas, que é a principal forçante a atuar no processo erosivo do solo (Lemos e Bahia, 1992), cuja ação se dá inicialmente pelo impacto das gotas junto ao solo, o que contribui para o desprendimento e o transporte por salpicamento, Ellison (1944). Esse levantamento, *per si*, pode antecipar eventuais alterações desse elemento climático ao longo do tempo, o que pode servir de indícios consistentes de mudanças climáticas (Bello, 1998) ou mesmo para atender à necessidade de entender e avaliar variabilidades no potencial dos impactos das chuvas na erosão do solo (Apaydn et al., 2006). Mesmo com a alta complexidade e variabilidades espaciais e temporais das chuvas, e mesmo que se leve em conta eventuais (e pouco factíveis) ausências de sinais de mudanças nos totais precipitados em bases temporais interdecadais, por exemplo, variações nas distribuições de precipitação sazonal, anual e interanual podem revelar mudanças temporais consideráveis (Sumner et al., 2001). Essas mudanças podem ocasionar alterações significativas na magnitude e na época de ocorrência dos processos erosivos (Diodato e Bellocchi, 2009), intensificando o carreamento de sedimentos para o leito de rios (Munka et al., 2007) ou mesmo, no limite, levar a discussões no contexto das mudanças climáticas (Ângulo-Martinez e Beguería, 2009). É comum que a ciência aponte sinais (inequívocos ou não) dessas mudanças a partir de variações nas medidas das temperaturas ou nos padrões dos totais e das frequências e intensidades de ocorrências de eventos pluviométricos intensos, bem como suas consequências como inundações e enchentes. De acordo com Sumner (1988), mudanças persistentes nos totais anuais de

precipitação para além de períodos decenais podem ser indicadores consistentes de mudanças climáticas regionais.

O entendimento e a quantificação dos processos erosivos, a partir da delimitação de espaços geográficos, sob maiores riscos de ocorrência, são condições essenciais para o estabelecimento de políticas de mitigação e estratégias adaptativas em conservação do solo e água.

Dessa forma, compreender as características da precipitação, especialmente quanto à sua variabilidade espaço-temporal é absolutamente essencial para o desenvolvimento de métodos factíveis de mensuração da erosão.

Nesse contexto, para investigar as variabilidades na concentração e na sazonalidade da precipitação foram utilizados os métodos que se baseiam no Indice de Concentração da Precipitação (ICP) e no Indice de Sazonalidade da Precipitação (ISP). Já as estimativas mais simples da erosividade foram feitas pelo Índice Modificado de Fournier (IMF).

3.8.1. O Índice de Concentração da Precipitação (ICP)

O Índice de Concentração da Precipitação (ICP) é um indicador que demonstra o grau de concentração temporal da precipitação, tal como proposto por Oliver (1980) e empregado por Lujan e Gabriels (2005) e Luis et al. (2011), os quais investigaram o potencial erosivo e desertificador dessa concentração sobre uma região mediterrânea na Europa e na Venezuela, respectivamente.

O Índice de Concentração da Precipitação (ICP) avalia a sazonalidade e a concentração da precipitação, Oliver (1980), e pode ser expresso por:

$$ICP = 100 \times \sum_{m=1}^{12} \left(\frac{P_m^2}{P_a^2} \right) \qquad (18)$$

Esse índice foi criado como uma variante do chamado Índice de Emprego da Diversificação (Gibbs e Martin, 1962, citados por Lujan e Gabriels, 2005), que é uma maneira de avaliar e definir a distribuição sazonal do regime anual de chuvas. O ICP varia de acordo com a seguinte escala, Elagib (2011); Apaydin et al. (2006):

TABELA 3. Regimes sazonais de distribuição da precipitação indicados pelo ICP

ICP	Distribuição da Precipitação
8,3 < ICP < 10,0	Distribuição uniforme
10,0 < ICP < 15,0	Distribuição moderadamente sazonal
15,0 < ICP < 20,0	Distribuição sazonal
20,0 < ICP < 50,0	Distribuição altamente sazonal
50,0 < ICP < 100,0	Distribuição irregular

É possível também utilizar-se de um ICP médio associado a estações ou períodos específicos do ano (secos ou úmidos), que podem dar a determinada região uma identidade e características próprias. Por exemplo, caso se tenha uma região com estações secas e úmidas bem definidas (como em boa parte do Sudeste, Centro-Oeste e Nordeste do Brasil), um ICP "infra-sazonal" (ICP relativo somente aos meses secos ou úmidos) pode também ser considerado.

3.8.2. O Índice de Sazonalidade da Precipitação (ISP)

O Índice de Sazonalidade da Precipitação (ISP) foi idealizado por Walsh e Lawler (1981) para avaliar a sazonalidade da precipitação e utilizada por diversos autores (Bello, 1998; Sumner et al., 2001; Livada e Asimakopoulos, 2005; Pryor e Schoof, 2008; Elagib, 2011), em diferentes partes do mundo, sob distintas bases temporais. O ISP é uma modificação da proposta de Ayoade (1970) e reflete o grau de concentração anual da precipitação. Ou seja, esse índice pode indicar a tendência de que um lugar tenha mais precipitação em certo mês ou estação, em comparação com outras. Portanto, esse índice permite uma quantificação da variabilidade anual da precipitação, em face de variações sazonais, não permitindo, todavia, enxergar variações mensais, o que pode requerer outros tipos de análises (Sumner et al., 2001). O ISP, portanto pode ser bastante útil quando do estudo comparativo das variabilidades intersazonais da precipitação em distintas regiões. A equação que define o ISP é a que segue:

$$ISP = \frac{1}{P_a}\sum_{n=1}^{12}\left|P_m - \frac{P_a}{12}\right| \qquad (19)$$

em que:

P_m = precipitação do mês n e P_a = precipitação anual.

Esse índice varia de zero (no qual todos os meses possuem a mesma precipitação), até 1,83 (se toda a precipitação ocorresse em um único mês). No intuito de quantificar os valores encontrados, foram aplicados graus de sazonalidade como sugeridos por Elagib (2011):

TABELA 4. Regimes sazonais da precipitação indicados pelo ISP.

ISP	Regime de Precipitação
< 0,19	Precipitação bem distribuída ao longo de todo o ano
0,20 – 0,39	Precipitação bem distribuída ao longo de todo o ano, mas com uma estação úmida bem definida.
0,40 – 0,59	Precipitação sazonal, com uma curta estação seca
0,60 – 0,79	Precipitação totalmente sazonal
0,80 – 0,99	Precipitação sazonal, com uma longa estação seca
1,00 – 1,19	Maior parte da precipitação ocorre em 3 meses ou menos
> 1,20	Absoluta sazonalidade, com quase toda a precipitação ocorrendo em 1 a 2 meses

Fonte: Adaptado de Walsh e Lawler (1981); Sumner et al. (2001).

Valores mais altos desse índice indicam maiores amplitudes, a partir de uma distribuição igualitária da precipitação ao longo do ano; valores próximos de zero indicam uma pequena ou nenhuma variação sazonal na precipitação.

Médias de longo prazo do ISP, obtidos de dados de precipitação médios mensais podem ser calculadas, para períodos mais extensos, como 30 anos. Contudo, esse índice resultante terá menor magnitude uma vez que o processo de obtenção das médias tende a suavizar a variabilidade anual nos valores das precipitações mensais. Uma comparação entre a distribuição e magnitude dos índices médios de longo prazo e as representações das precipitações médias mensais pode ser feita, desde que tomada a devida precaução de separar o índice de sazonalidade para um mês em particular (ISP_i), do índice médio obtido da série histórica de longo prazo ($\overline{ISP}_i$). Os mesmos Walsh e Lawler (1981) empregaram a relação $\frac{ISP_i}{\overline{ISP}_i}$ como um índice de reprodutibilidade (ou "replicabilidade") (Bello, 1998), para indicar se os períodos mais úmidos ocorrem ou não sobre um pequeno intervalo de meses, ou se podem ocorrer em qualquer mês ao longo do ano. Valores mais altos de $\frac{ISP_i}{\overline{ISP}_i}$ podem indicar que os meses mais úmidos geralmente se repetem a cada ano. Por outro lado, valores mais baixos indicam que esses meses mais úmidos tendem a ser distribuídos de maneira mais uniforme ao longo do ano. Isso aponta para uma das fragilidades desse índice. Ele não indica quando e como ocorre a variabilidade dos períodos úmidos ao longo do ano.

3.8.3. Estimativas preliminares das erosividades – O Índice Modificado de Fournier (IMF)

3.8.3.1. Índice de Fournier (IF)

O Índice de Fournier (IF) (Fournier, 1960, citado por Lujam e Gabriels, 2005), foi desenvolvido a partir de correlações entre depósitos de sedimentos em rios, a precipitação média mensal do mês mais úmido (P^2_{max}) e a precipitação média anual (P_a). Fournier propôs esse índice em função do grau de impacto do clima, que encerra alta correlação com a quantidade de sedimentos carreados por *runoff*.

$$IF = \frac{P^2_{max}}{P_a} \qquad (20)$$

Entretanto, o IF possui inadequações como estimador da erosividade para emprego na USLE. Como pequenas quantidades de precipitação mensal podem também ter poder erosivo, um aumento na precipitação total poderia resultar em um aumento na erosividade. Se a precipitação máxima mensal permanece a mesma, com o aumento da precipitação média anual, não seria lógico que se espere, a partir daí, um decréscimo no IF. Em função disso, Arnoldus (1980), propôs uma modificação no IF, nominando-a como Índice Modificado de Fournier, visto a seguir.

3.8.3.2. Índice Modificado de Fournier (IMF)

É desejável que se possa empregar o fator erosividade de chuvas em modelos de predição de erosão (como a USLE/RUSLE) utilizando, por exemplo, o método empírico desenvolvido por Wischmeier e Smith (1978). Como visto, esse método baseia-se no valor médio anual de EI_{30}. Contudo, a obtenção dessa informação nem sempre é possível pela absoluta ausência de séries históricas de dados pluviográficos. Esta é uma questão antiga e de difícil abordagem. Para tentar solucionar esse problema, Renard e Freimund (1994) propuseram indicadores climáticos baseados em informações médias mensais e anuais de precipitação, cujas séries são mais simples e fáceis de serem obtidas, no intuito de estimar a erosividade média de uma dada região. Um destes indicadores é o Índice Modificado de Fournier. O IMF considera não somente a precipitação do mês mais úmido, mas também as precipitações de todos os meses do ano. Ou seja, sua expressão média anual é dada por:

$$IMF = \frac{\sum_{j=1}^{12} p_j^{\,2}}{P} \qquad (21)$$

em que p_j é a precipitação mensal e P é a precipitação anual.

Pode-se denotar um IMF_m baseado na precipitação média mensal para cada mês. Contudo, o IMF pode ser obtido para anos específicos, a gerar séries temporais que permitem avaliar possíveis flutuações e tendências do potencial erosivo das chuvas.

Vê-se, portanto, que o IMF é diretamente proporcional à precipitação média anual e também leva em conta variações sazonais na precipitação. O IMF varia de P/12 quando a precipitação é uniforme ao longo do ano, até P quando toda a precipitação ocorre em um mês. Como o IMF está estreitamente ligado aos eventos de precipitação, quanto mais elevados os índices, mais intensas são as chuvas a eles relacionadas. A categorização do IMF pode ser expressa da forma seguinte, de acordo com Elagib (2011):

TABELA 5. Classificações da erosividade, de acordo com o IMF

IMF	**Categorização da erosividade**
0,0 < IMF < 60,0	Muito baixa
60,0 < IMF < 90,0	Baixa
90,0 < IMF < 120,0	Moderada
120,0 < IMF < 160,0	Alta
IMF > 160,0	Muito alta

Fonte: Adaptado de Elagib (2011)

A estimativa desse índice em termos quantitativos pode ser proveitosa quando se intenta determinar o potencial erosivo de precipitações, principalmente quando se leva em conta variabilidades de longo prazo em estudos sobre mudanças climáticas (Oduro-Afriyie, 1996; Apaydin et al., 2006; Munka et al., 2007; De Luis et al., 2009).

3.9. ESTATÍSTICAS DESCRITIVAS DO ICP E DO ISP

As séries históricas geradas de ICP, ISP e IMF dos cenários A2 e B2 foram analisadas estatisticamente acerca de seu comportamento temporal, em um contexto, portanto de tratamento de dados e análise exploratória. Do ponto de vista estatístico, uma série histórica possui certa tendência quando há uma mudança sistemática e contínua em qualquer parâmetro de uma dada amostra, excluindo-se mudanças periódicas ou quase periódicas, Yevjevich (1972). Assim, tendência climática é uma mudança do clima caracterizada por um contínuo

acréscimo ou decréscimo nos valores de uma variável observada num determinado período, Goossens e Berger (1986).

Para identificar a hipótese de ruptura das séries históricas, foram realizadas análises aplicando os testes estatísticos não paramétricos de Mann-Kendall, Sen e Pettitt. Esses testes foram aplicados aos dados mensais, aos do ICP e ao IMF e são bastante empregados, sob condições brasileiras, em estudos climatológicos (Back, 2001) e acerca do comportamento hidrológico de rios (Pellegrino et al., 2001; Mortatti, 2003; Groppo et al., 2005).

3.9.1. O teste de Mann-Kandle

O teste de Mann-Kendall (M-K) é um teste não paramétrico fortemente recomendado pela Organização Meteorológica Mundial (Huang et al., 2014), usado para detectar tendências monotônicas em séries históricas (dados hidrológicos e climáticos, bem como índices relacionados) e testar sua significância. Na verificação da tendência de uma série histórica ou mesmo se ela é afetada por flutuações, torna-se necessária a aplicação de testes estatísticos mais sensíveis. É o caso do teste sequencial de M-K, utilizado em estudos de mudanças climáticas e que permite detectar de forma aproximada o ponto inicial de determinada mudança no comportamento de uma variável. Neste teste, de acordo com Penereiro e Ferreira (2011); Huang et al. (2013); Huang et al. (2014), considera-se que, na hipótese de estabilidade de uma série de dados, a sucessão de valores ocorre de forma independente e a distribuição de probabilidade permanece a mesma (série aleatória simples).

Karmeshu (2012) e Huang et al. (2014) descrevem esse método considerando que a hipótese nula, H_0, é que os dados em uma série histórica $\{X_i, i = 1,2,..., n\}$ são independentes e suas variáveis aleatórias; e que a hipótese alternativa, H_A, é que os dados seguem uma tendência monotônica, ou seja que existe uma tendência na série. O parâmetro da estatística, S, do teste M-K é definida de acordo com:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^{n} \text{signal}(X_j - X_k) \qquad (22)$$

em que "n" é o comprimento da série (n > 40), k = 1,2,..., n-1, j = 2,3,...n, e

$$\text{signal}(x) = \begin{cases} +1, \text{ se } x > 0 \\ 0, \text{ se } x = 0 \\ -1, \text{ se } x < 0 \end{cases}$$

É sabido que quando n ≥ 8, S assume aproximadamente a distribuição normal com média zero e variância σ^2 igual a:

$$\sigma^2 = \frac{(n(n-1)(2n+5) - \sum_{j=1}^{p} t_j(t_j-1)(2t_j+5)}{18} \tag{23}$$

Em que p é o número de grupos ligados no conjunto de dados e t_j é o número de observações no j-ésimo grupo ligado. A estatística S é aproximadamente normal fazendo com que a seguinte transformação Z padronizada seja válida:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sigma} & \text{se } S > 0 \\ 0 & \text{se } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sigma} & \text{se } S < 0 \end{cases}$$

Um valor positivo de Z indica uma tendência crescente e um valor negativo de Z indica uma tendência decrescente, enquanto valor igual a zero indica ausência de tendência.
A estatística S é estreitamente relacionada com a estatística τ de Kendall, ou seja:

$$\tau = \frac{S}{D} \tag{24}$$

em que:

$$D = \left[\frac{1}{2}n(n-1) - \frac{1}{2}\sum_{j=1}^{p} t_j(t_j-1)\right]^{1/2}\left[\frac{1}{2}n(n-1)\right]^{1/2} \tag{25}$$

3.9.2. O teste de Sen

O teste de Sen calcula a inclinação (uma taxa linear de mudança, por exemplo) e o intercepto da tendência através do método de Sen. Primeiro, um conjunto de inclinações lineares são calculadas por:

$$d_k = \frac{X_j - X_i}{j - i} \tag{26}$$

para ($1 \leq i < j \leq n$), em que d é a inclinação, X denota a variável, n é o número de dados e i, j são índices. A inclinação de Sen é então calculada como a mediana de todas as inclinações, ou seja, b = mediana d_k. Os interceptos são calculados para cada tempo t como:

$$a_t = X_t - b.t \tag{27}$$

e o correspondente intercepto é também a mediana de todos os interceptos

3.9.3. O teste de Pettitt

Foi também aplicado o teste não paramétrico de Pettitt (P), Mortatti (2003). Este teste é uma variação do teste de Mann-Whitney, comumente aplicado para detectar um único ponto de mudança em séries históricas. Ele testa a hipótese nula H_0. A variável T segue uma ou mais distribuições que possuem o mesmo parâmetro de locação (sem mudança), contra a alternativa: um ponto de mudança existe. A estatística (não-paramétrica) é dada por:

$$K_T = \max\left|U_{t,T}\right| \tag{28}$$

em que:

$$U_{t,T} = \sum_{i=1}^{t}\sum_{j=t+1}^{T} \text{signal}\,(X_i - X_j) \tag{29}$$

O ponto de mudança da série é localizado em K_T. A probabilidade de significância de K_T é aproximado para $p \leq 0{,}05$, com:

$$p \approx 2\exp\left(\frac{-6K_T^{\,2}}{T^3 + T^2}\right) \tag{30}$$

3.10. ANÁLISES DE ANOMALIAS

Foram também analisadas as anomalias dos índices (ICP, ISP e IMF), em cada um dos cenários A2 e B2, em relação à climatologia (*baseline* do modelo). As anomalias são as diferenças havidas entre uma dada condição simulada (no caso, os cenários climáticos futuros – período 2070-2100) em relação à média climatológica obtida pelo mesmo modelo (período 1961-1990). Essas anomalias foram obtidas na média de todo o período analisado. Contudo, dado o enorme número de mapas gerados, não são mostrados os mapas de variabilidades interanuais.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 A CLIMATOLOGIA DAS CHUVAS NO ESTADO DO PARANÁ

Mapas da climatologia observada e simulada e das projeções climáticas futuras das chuvas no estado do Paraná são vistos na Figura 5. Para a confecção desses mapas foram utilizados dados das 18 localidades constantes na Tabela 1, todas elas contendo séries tanto de dados observados quanto de dados simulados pelo MCR. A climatologia observada se refere aos dados oriundos do CRU e os dados da climatologia do modelo, aquela a qual se denominou *baseline* do MCR. Embora as escalas máximas e mínimas de precipitação difiram entre os mapas, é observável certa semelhança na comparação de ambas as condições, com uma simulação (*baseline*) mais próxima dos dados observados ao sul, centro e norte e uma condição menos representada a leste do estado. Independente da análise preliminar e visual, ressalte-se a necessidade de avaliar os valores absolutos de precipitação anual na composição dos valores interanuais e, por conseguinte, dos valores médios anuais ao longo do período investigado. Assim, é de se observar que os maiores volumes médios de chuva são demonstrados ao sul (no caso dos dados observados) e no sul/sudoeste do estado (no caso da climatologia do modelo); e os menores a oeste/centro/noroeste (dados observados) e norte/centro (*baseline*).

Ao observar o comportamento dos mapas sob cenários climáticos futuros, vê-se que, para o A2 e no caso dos maiores volumes de chuva há certa semelhança com os dados das climatologias (tanto *baseline* quanto observada), e os menores valores ocorrendo na parte central (no caso do A2) e em todo o norte do estado, com valores intermediários no restante do estado. Para o B2 há uma padrão bastante semelhante à climatologia do modelo.

Na Figura 6 são apresentados mapas da precipitação média anual sob os dois cenários climáticos futuros, A2 e B2. Abstraindo-se de uma correlação com as escalas adotadas, é perceptível que o cenário A2, como esperado, projeta um futuro climático em que os totais médios anuais são mais volumosos do que os verificados no cenário B2. Deve ser ressaltado que tanto na descrição da climatologia das chuvas (dados observados e simulados), bem como nos cenários A2 e B2, os maiores volumes médios anuais de chuva são esperados para a região centro sul do estado do Paraná, e os menores volumes para parte da região oeste e norte do estado.

FIGURA 5. Climatologia das precipitações médias anuais no estado do Paraná (1961-1990) - dados observados (esquerda) e dados do MCR - *Baseline* (direita).

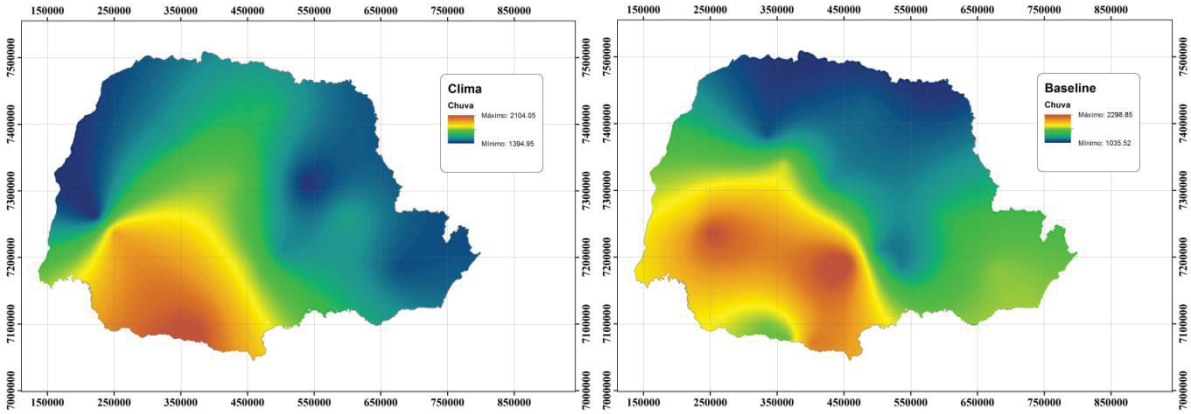


FIGURA 6. Precipitações médias anuais no estado do Paraná, sob dois cenários de mudanças climáticas: A2 (esquerda) e B2 (direita), período 2070-2100.

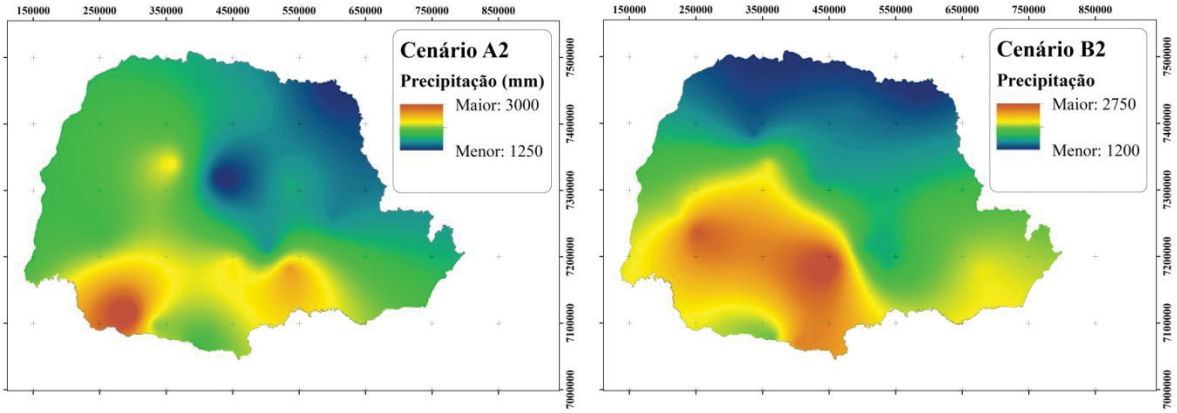


TABELA 6. Quadro-síntese das variáveis dos testes de Mann-Kandle, Sen e Pettitt, aplicados a nove séries históricas de precipitação média mensal, de localidades do estado do Paraná.

TESTE	**MANN-KANDLE**				**SEN**			**PETTITT**			
Hipótese ou Variável	H_0	H_A	*p-value*	**TEND**	Slope	Intercept	**TEND**	H_0(K)	H_A*	*p-value*	**TEND**
LOCALIDADE											
Cambará	0	0	0,5726	N	0,0547	132,28	N	2682	128	0,7889	N
Cascavel	0	0	0,2817	N	0,0545	132,03	N	2970	262	0,6392	N
Cianorte	0	0	0,5547	N	0,0340	133,12	N	2364	128	0,9709	N
Curitiba	0	0	0,1044	N	0,0810	126,47	N	3962	128	0,2627	N
Guarapuava	0	0	0,1153	N	0,0953	168,19	N	3774	260	0,3170	N
Ivaiporã	0	0	0,2844	N	0,0381	85,96	N	3294	128	0,4916	N
Londrina	0	0	0,5672	N	0,0263	106,37	N	2514	128	0,8832	N
Pato Branco	0	0	0,3490	N	0,0478	155,23	N	3184	260	0,5391	N
Telêmaco Borba	0	0	0,2797	N	0,0547	132,28	N	2938	262	0,6550	N

H_0 = Hipótese nula (serve para assegurar ausência de tendência).
H_A = Hipótese válida (assegura que os dados seguem uma tendência monotônica).
p-value = Nível descritivo ou probabilidade de significância. Probabilidade de se obter uma estatística de teste igual ou maior que aquela observada em uma amostra, sob a hipótese nula.
Slope = Mediana do conjunto de todas as inclinações lineares
Intercept = Mediana de todos os interceptos da tendência para cada tempo t
***** *True change point* (número corresponde ao ponto de mudança)
TEND = S (detectada tendência) N (ausência de tendência)

Os resultados dos testes estatísticos aplicados às séries climatológicas de chuvas para as nove localidades permitem identificar que nenhum deles detectou qualquer tendência de aumento ou diminuição daquela variável. A começar pelo teste de Mann-Kandle (M-K) percebe-se que não se tem evidências (pela análise do *p-value*) pela rejeição de H_0, ou seja, não se tem evidência de que os dados seguem uma tendência monotônica. Já o teste de Sen, pode ser empregado para confirmar (ou não) os resultados do teste M-K. Isso significa que o teste de Sen aponta para uma ausência de tendência estatisticamente significativa. Isso é reforçado pelo fato de o intercepto ser ínfimo. Por fim, o teste de Pettitt reforça a rejeição de H_0, isto é, por esse teste não há evidência da presença de um ponto de quebra na série.

4.2VARIABILIDADES SAZONAIS DA PRECIPITAÇÃO E DA TEMPERATURA

Característica marcante do regime de precipitação em boa parte da América do Sul é o seu forte caráter unimodal, com uma ocorrência anual definida do ciclo de chuvas. Isso supõe um máximo de chuvas no verão (DJF) e um mínimo no inverno (JJA) (Rao e Hada, 1990).

De uma maneira geral, a distribuição sazonal da precipitação na região abrangida pelo modelo guarda similitudes com a climatologia regional. Os padrões climatológicos típicos são bem representados, como domínios geográficos com maiores ou menores expectativas de

precipitação e estações secas e chuvosas bem caracterizadas. Deve ser mencionado o fato de que apesar de bem representar o padrão de precipitação associada à ZCAS no verão, o MCR não representa de maneira satisfatória alguns dos fatores superficiais que interferem significativamente nesses processos, como fluxos de energia e massa, umidade do solo e cobertura vegetal. Como indica Alves (2007), trata-se de erro sistemático verificado em todas as estações do ano.

Com relação à temperatura, pode-se inferir que o MCR reproduz de maneira satisfatória a variabilidade espacial e temporal da temperatura, em particular nas médias latitudes.

4.3. ANOMALIAS DAS TEMPERATURAS E PRECIPITAÇÕES

Nessa avaliação, foram analisadas as anomalias das temperaturas e precipitações médias diárias, na comparação entre o cenário da climatologia do modelo (BL) e a climatologia observada, via CRU (CLIM), no período 1961-1990. Esse tipo de avaliação permite enxergar diferenças havidas entre dados do modelo e dados do clima observado. Para o estado do Paraná foram observadas diferenças de +1°C a +2°C em todo o oeste, noroeste e parte da região norte. Para o verão e o outono foram observados valores nulos para as anomalias, com somente pequena parte do noroeste do estado com temperaturas anômalas de até +2°C. Para o inverno e para a primavera, para todo o estado são projetadas anomalias de até +2°C, sendo que parte do norte são observados valores de até +3°C.

Análise visual dos mapas das anomalias médias anuais, na comparação entre o cenário A2 e BL, permitem enxergar que os maiores valores projetados (acima de +6°C) são esperados no extremo norte do país. Esse padrão não é visto para o restante do país. Em quase todo o Nordeste e em praticamente toda a região Sul, Sudeste e Centro-Oeste são esperadas temperaturas anômalas entre +4°C e +6°C. No caso do Paraná (PR), as porções Sul, Oeste e Noroeste e parte da região Norte do estado as temperaturas ficariam entre +4°C e +6°C e no restante entre +3°C e +4°C. Na análise sazonal da mesma simulação, observa-se para o verão e outono um padrão bastante parecido ao visto nas médias anuais, e no inverno e primavera, espera-se anomalias entre +4°C e +6°C, respectivamente. No caso das precipitações é de se esperar, na mesma simulação (A2/BL), anomalias nulas para a média anual em todo o estado do PR. Padrão semelhante apresenta o inverno, quando da avaliação sazonal. As maiores anomalias podem ser vistas no verão (em quase todo o estado, de até +2 mm dia^{-1}), no outono

(noroeste, leste e parte do sul, mesmos valores) e no inverno (toda a parte central e leste e parte do sul do estado, também sob os mesmos valores).

Nas simulações das temperaturas (B2/BL), vê-se que as anomalias anuais preveem, para todo o estado, temperaturas entre +3°C e +4°C. Na análise sazonal, os padrões do verão, outono e inverno são, todos, bastante parecidos daqueles verificados nas médias anuais. As maiores diferenças ocorrem na primavera, quando são projetadas anomalias entre +4°C e +6°C nas regiões oeste, noroeste, centro e em grande parte do norte do estado e no restante do território paranaense, temperaturas entre +3°C e +4°C. Para as precipitações (B2/BL), em todo o estado do PR são observadas anomalias nulas nas médias anuais. O mesmo padrão é visto no inverno e em grande parte do leste do estado (valores anômalos de até + 2 mm dia^{-1}). Anomalias de mesma magnitude são observáveis em grande parte da região central, oeste e noroeste do estado (no verão) e em todo o estado (no outono).

No caso das precipitações, as anomalias médias anuais se mostraram nulas em todo o PR. O mesmo comportamento é visto no estado todo, no inverno, quando de uma avaliação sazonal. No verão (em todo o oeste e noroeste e parte do norte), e na primavera (sul e leste), vê-se anomalias positivas de até 2 mm dia^{-1} (no restante do estado as anomalias são nulas) e no outono em partes isoladas do estado (parte do norte, centro e noroeste) com anomalias negativas de até 2 mm dia^{-1}.

FIGURA 7. Anomalias médias anuais da temperatura do ar, mapa (esquerda) e gráfico de linhas (direita), na comparação entre cenário A2 e *baseline*, período 2070-2100.

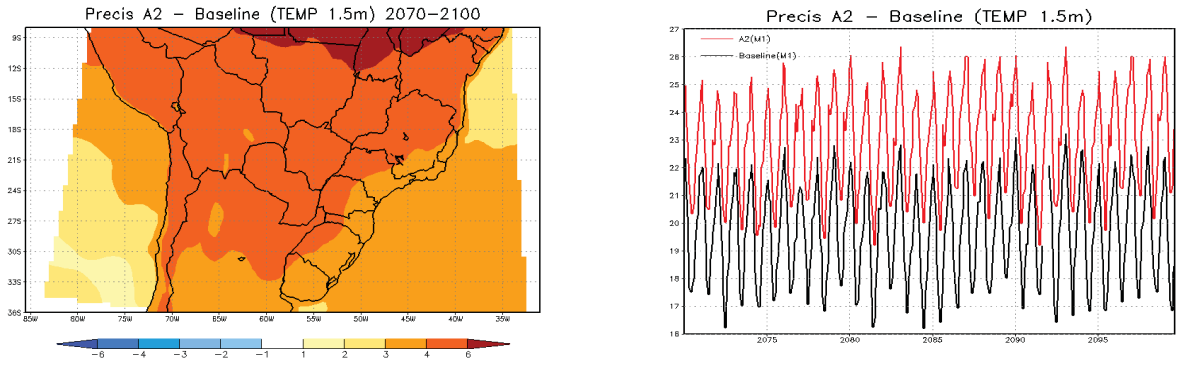


FIGURA 8. Anomalias médias sazonais da temperatura do ar (cenário A2 e *baseline*), no verão (esquerda) e outono (direita), período 2070-2100.

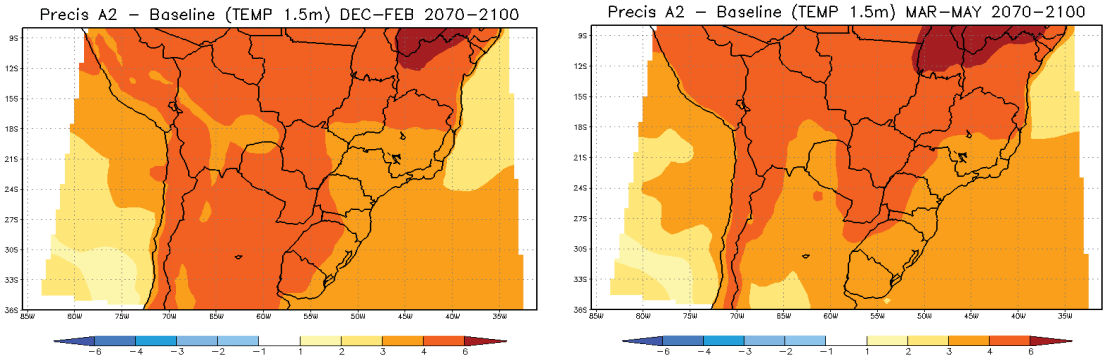


FIGURA 9. Anomalias médias sazonais da temperatura do ar (cenário A2 e *baseline*), no inverno (esquerda) e primavera (direita), período 2070-2100.

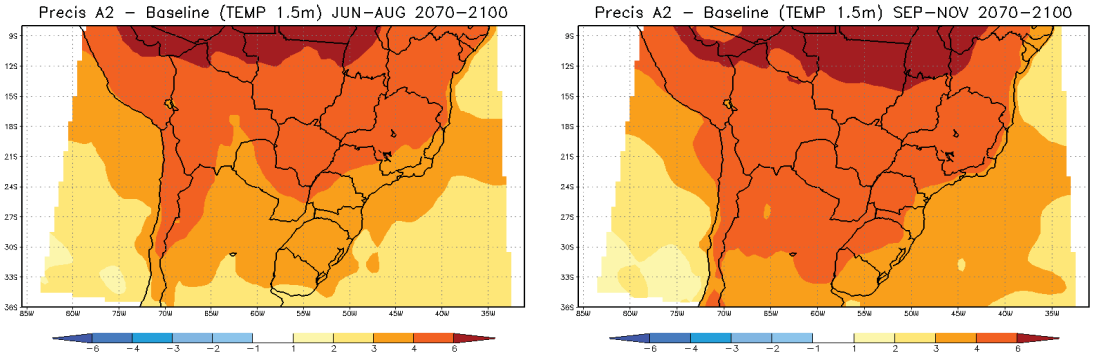


FIGURA 10. Anomalias médias anuais da precipitação, mapa (esquerda) e gráfico de linhas (direita), em comparação entre cenário A2 e *baseline*, período 2070-2100.

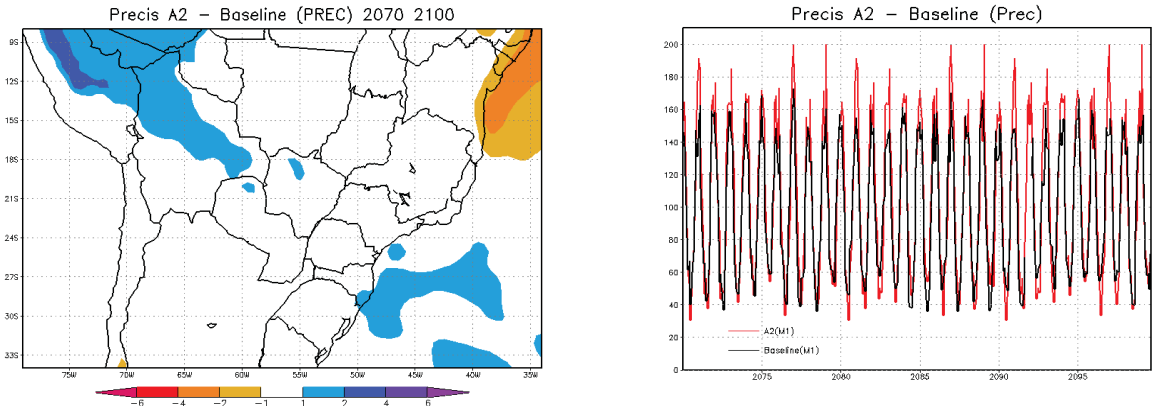


FIGURA 11. Anomalias sazonais da precipitação (cenário A2 e *baseline*), no verão (esquerda) e outono (direita), período 2070-2100.

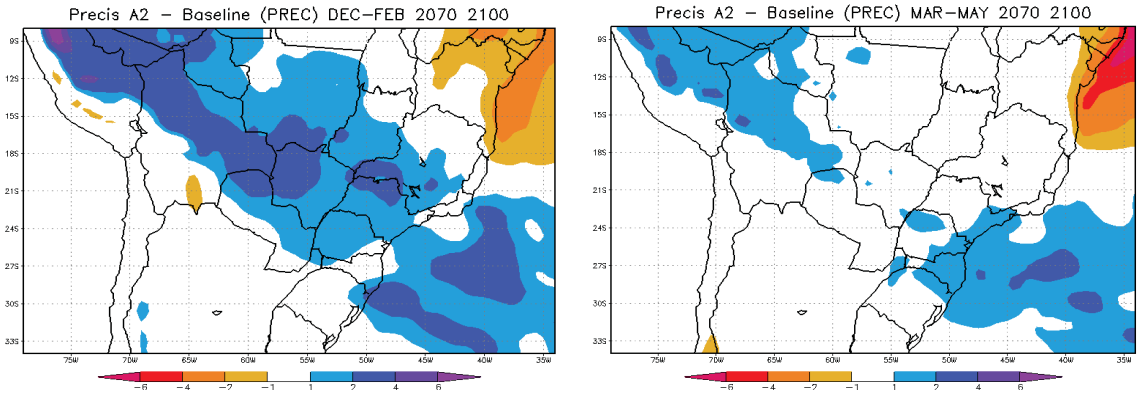


FIGURA 12. Anomalias sazonais da precipitação (cenário A2 e *baseline*), no inverno (esquerda) e primavera (direita), período 2070-2100.

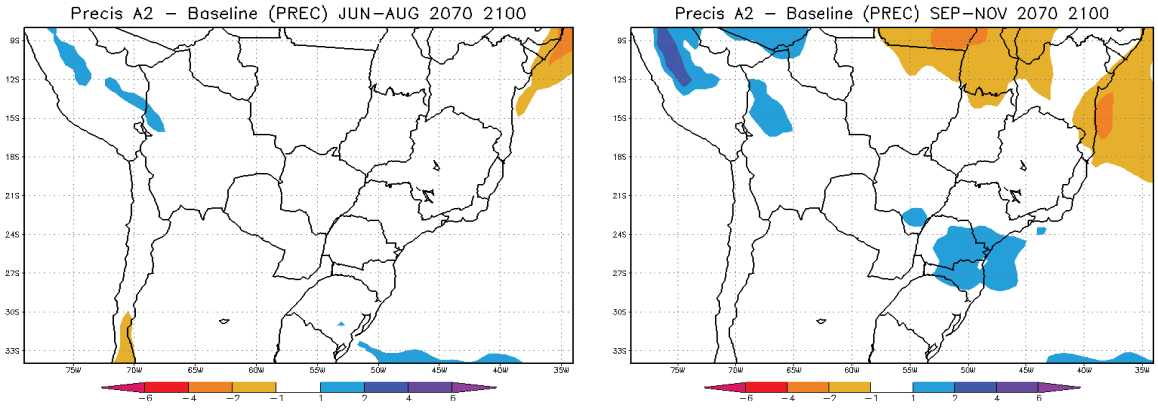


FIGURA 13. Anomalias médias anuais da temperatura do ar, mapa (esquerda) e gráfico de linhas (direita), na comparação entre cenário B2 e *baseline*, período 2070-2100.

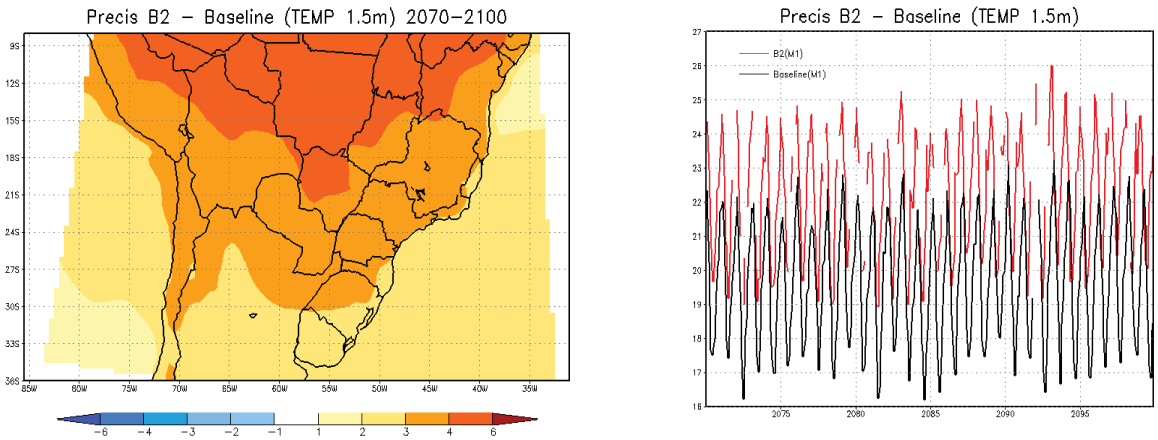


FIGURA 14. Anomalias sazonais das temperaturas médias do ar (cenário B2 e *baseline*), no verão (esquerda) e outono (direita), período 2070-2100.

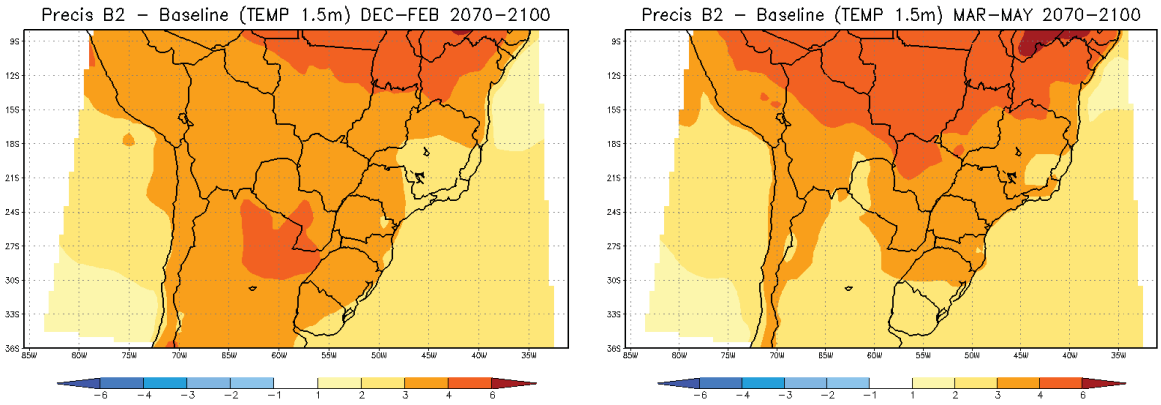


FIGURA 15. Anomalias sazonais das temperaturas médias do ar (cenário B2 e *baseline*), no inverno (esquerda) e primavera (direita), período 2070-2100.

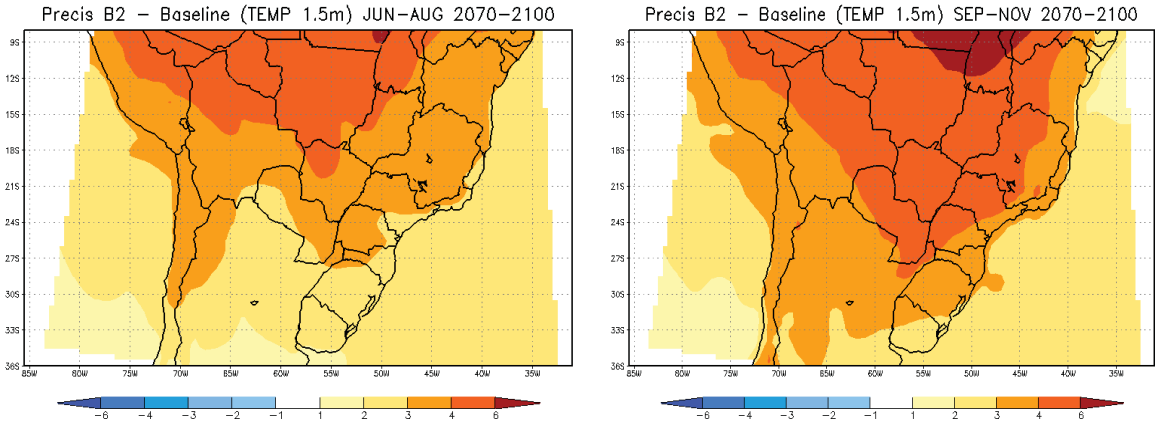


FIGURA 16. Anomalias anuais da precipitação, mapa (esquerda) e gráfico de linhas (direita), em comparação entre cenário B2 e *baseline*, período 2070-2100.

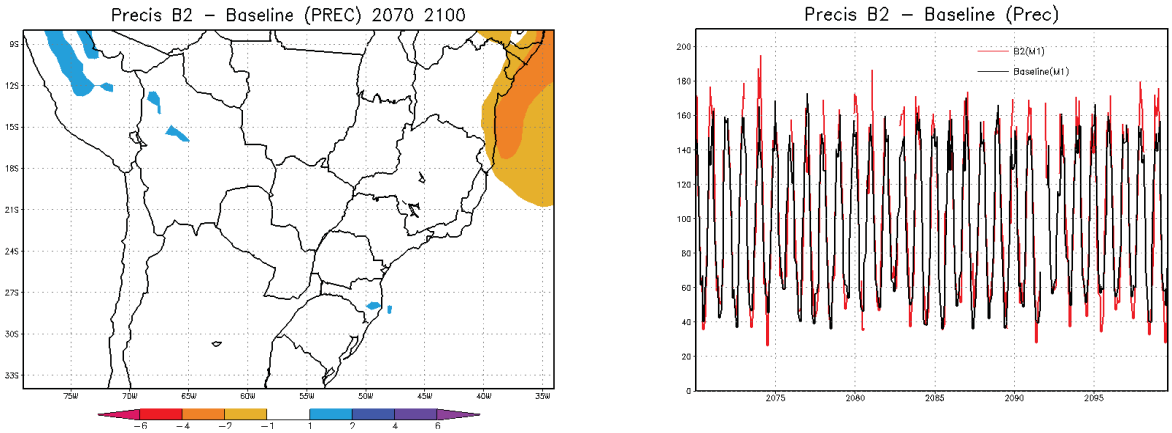


FIGURA 17 Anomalias sazonais da precipitação (cenário B2 e *baseline*), no verão (esquerda) e outono (direita), período 2070-2100.

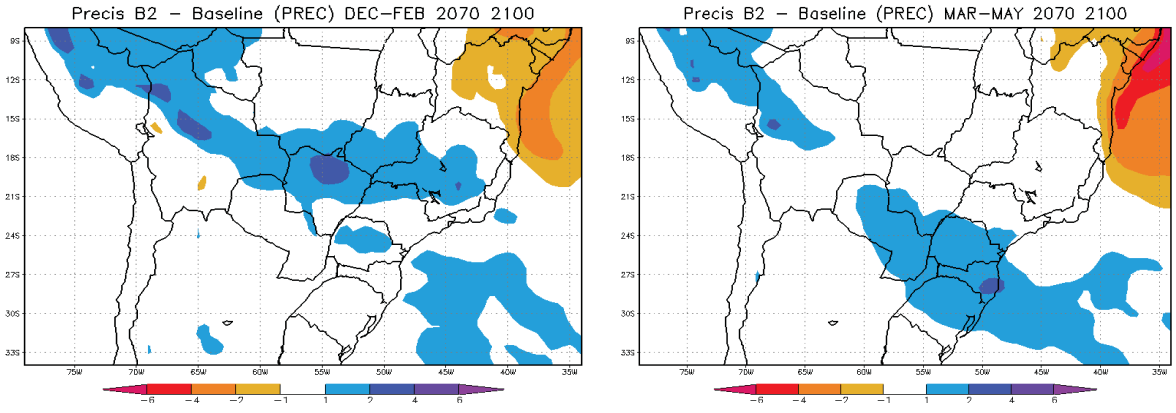


FIGURA 18. Anomalias sazonais da precipitação (cenário B2 e *baseline*), no inverno (esquerda) e primavera (direita), período 2070-2100.

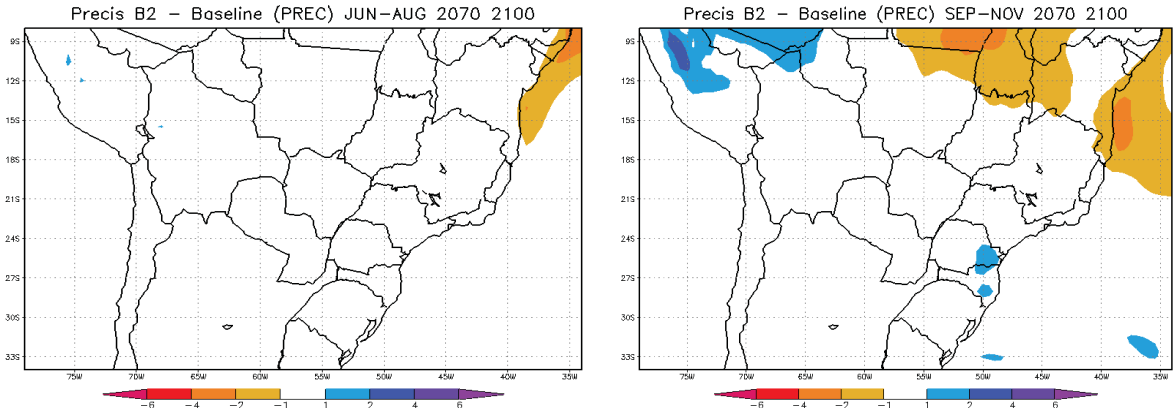


FIGURA 19. Anomalias anuais das temperaturas médias do ar, mapa (esquerda) e gráfico de linhas (direita), em comparação entre cenário *Baseline* Precis e Climatologia CRU, período 1961-1990.

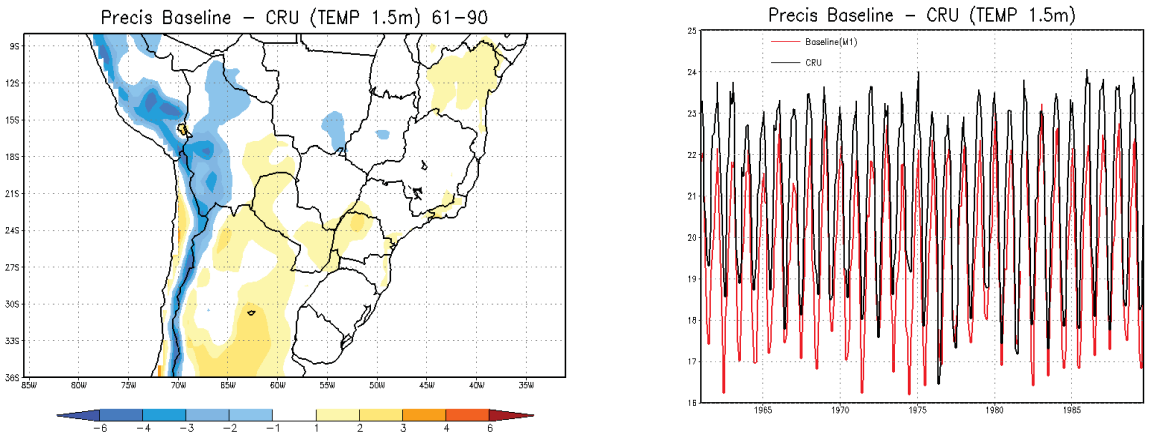


FIGURA 20. Anomalias sazonais das temperaturas médias do ar (comparação entre cenário *Baseline* Precis e Climatologia CRU), no verão (esquerda) e outono (direita), período 2070-2100.

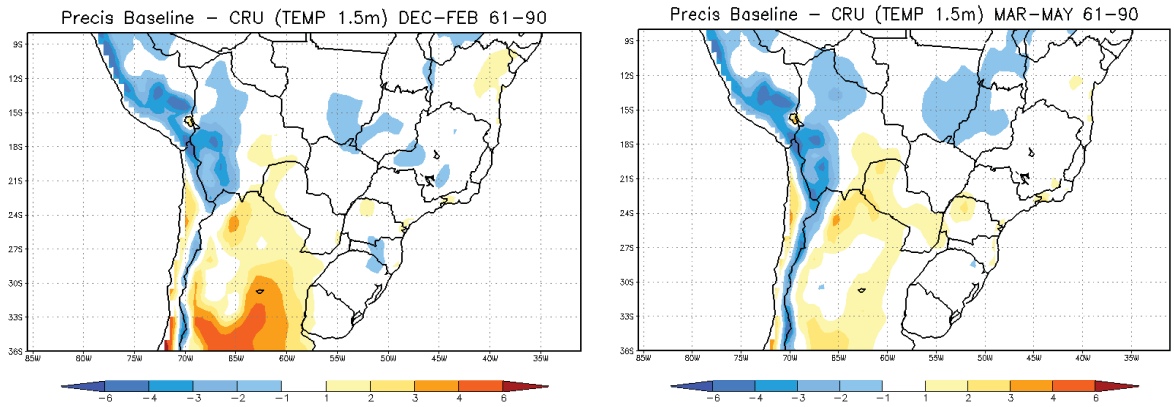


FIGURA 21. Anomalias sazonais das temperaturas médias do ar (comparação entre cenário *Baseline* Precis e Climatologia CRU), no inverno (esquerda) e primavera (direita), período 2070-2100.

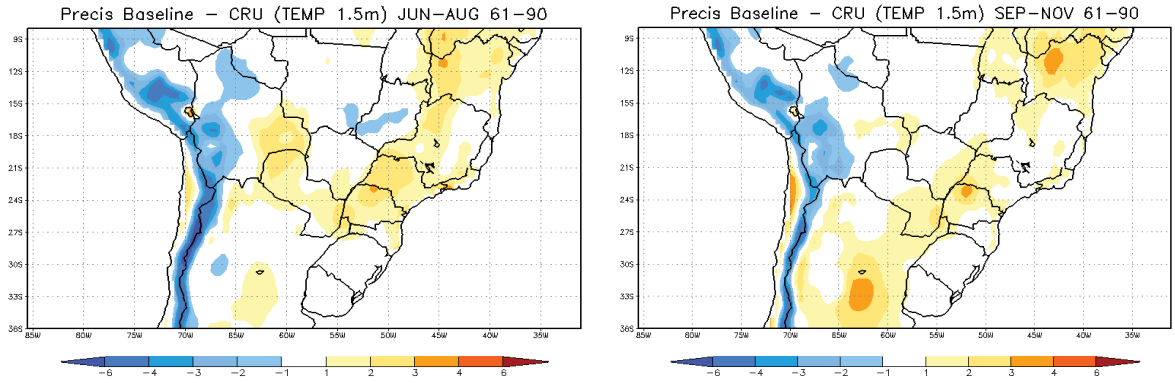


FIGURA 22. Anomalias anuais da precipitação, mapa (esquerda) e gráfico de linhas (direita), em comparação entre cenário *Baseline* Precis e Climatologia CRU, período 1961-1990.

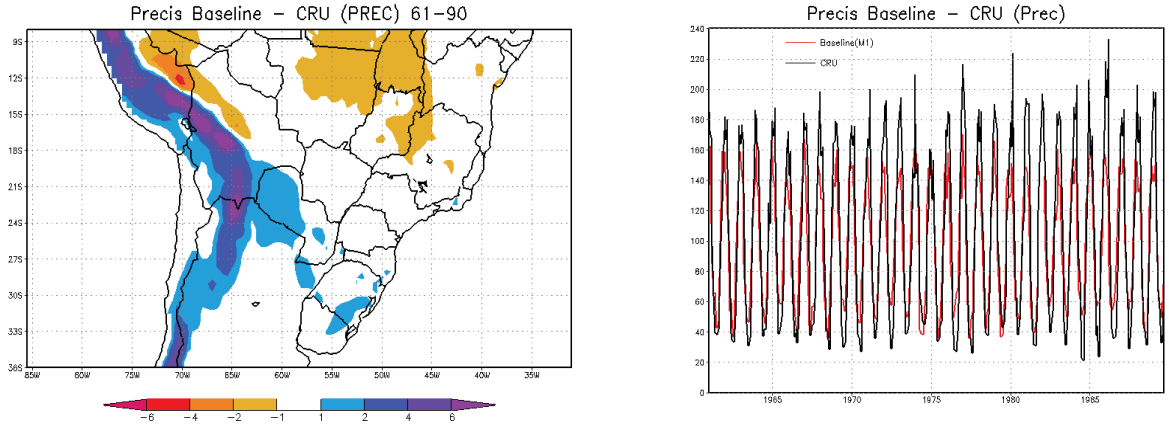


FIGURA 23. Anomalias sazonais da precipitação (comparação entre cenário *Baseline* Precis e Climatologia CRU), no verão (esquerda) e outono (direita), período 1961-1990.

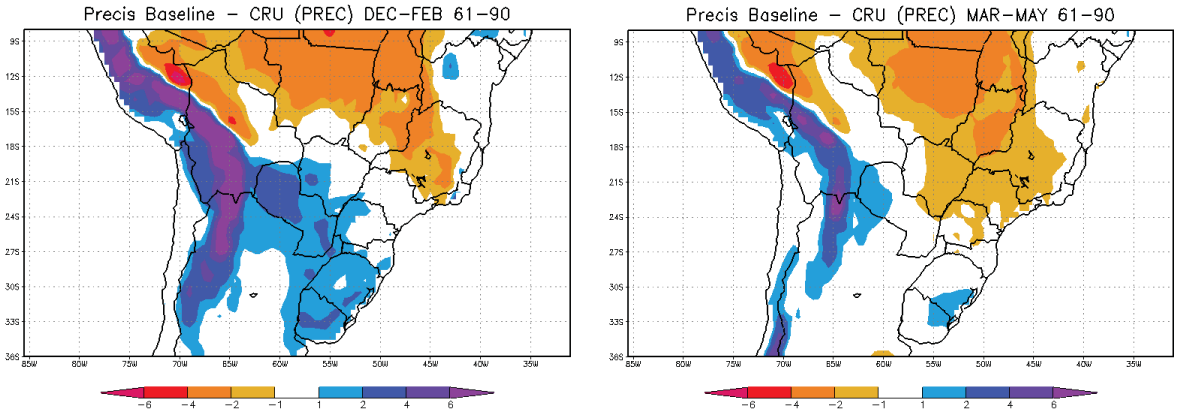
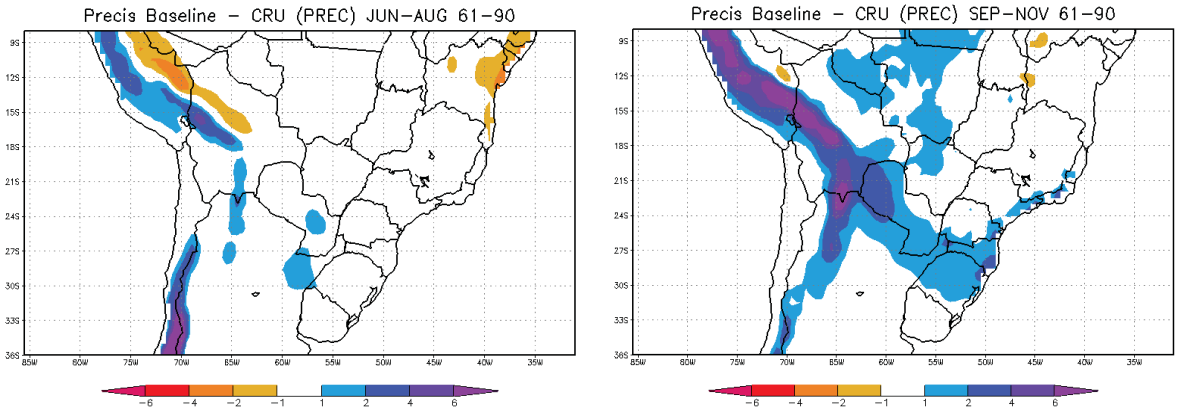


FIGURA 24. Anomalias sazonais da precipitação (comparação entre cenário *Baseline* Precis e Climatologia CRU), no inverno (esquerda) e primavera (direita), período 1961-1990.



Nas simulações feitas no presente estudo, os valores da CA, para o estado do Paraná, indicaram variação nula (variação entre -0,2 e 0,2), em todas as estações.

Em avaliação do mesmo MCR, Alves (2007) verificou valores positivos e significativos da CA para alguns trimestres e algumas áreas sujeitas à simulação. Isso estaria a indicar que nessas regiões as simulações conseguiram capturar razoavelmente bem o sinal da anomalia. Contudo, para algumas outras regiões o mesmo MCR apresentou CA positivas e significativos (> 0,6) em algumas épocas do ano, a indicar, nesse caso, que as simulações conseguiram capturar bem o sinal da anomalia. No mesmo estudo, o autor acima citado ressalta que o modelo não conseguiu representar bem a distribuição espacial da chuva sobre o continente particularmente aquela associada à ZCAS. De forma contrária, afirma que nos períodos onde climatologicamente observam-se os menores totais pluviométricos, como no

outono (MAM) e n o inverno (JJA), as CA mostraram valores positivos e estatisticamente significativos em praticamente todas as regiões. Assim, pode-se realçar que a característica marcante e generalizada nas séries temporais simuladas pelo modelo, é uma concordância com o ciclo climatológico em praticamente todas as regiões, sem erros grosseiros na representação da precipitação, tanto em média quanto a variação sazonal.

FIGURA 25. Correlação de Anomalias (CA) das temperaturas médias diárias sazonais, entre a climatologia do modelo (Precis *baseline*) e a climatologia observada (CRU), 1961-1990, para o verão (esquerda) e outono (direita).

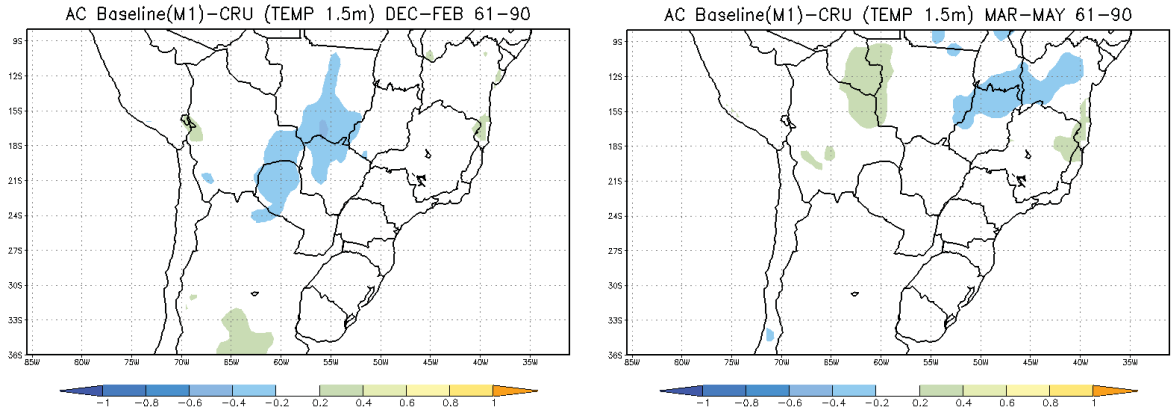


FIGURA 26. Correlação de Anomalias (CA) das temperaturas médias diárias sazonais, entre a climatologia do modelo (Precis *baseline*) e a climatologia observada (CRU), 1961-1990, para o inverno (esquerda) e primavera (direita).

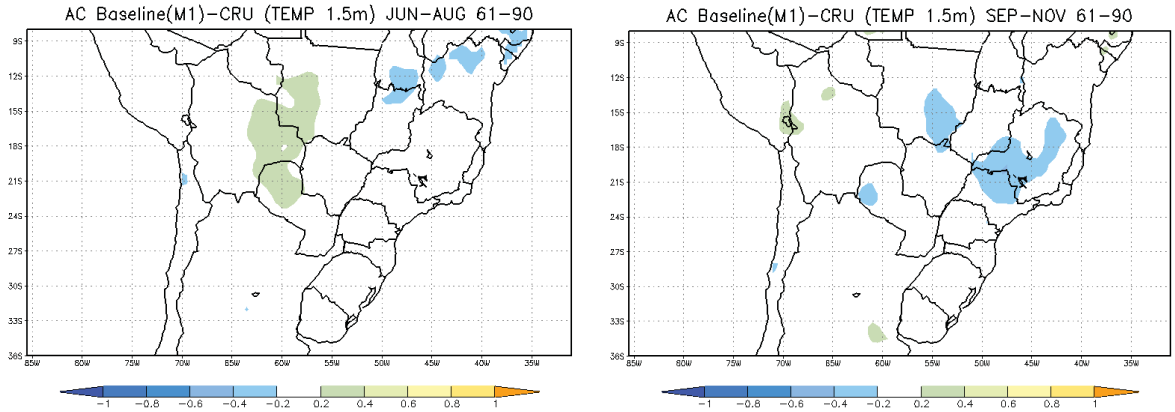


FIGURA 27. Correlação de Anomalias (CA) das precipitações médias diárias sazonais, entre a climatologia do modelo (Precis *baseline*) e climatologia CRU, período 1961-1990, para o verão (esquerda) e outono (direita).

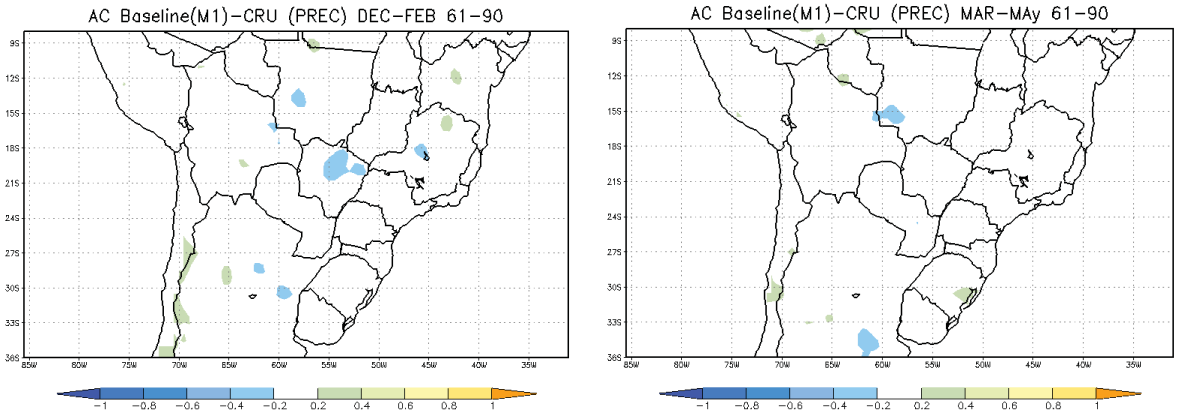
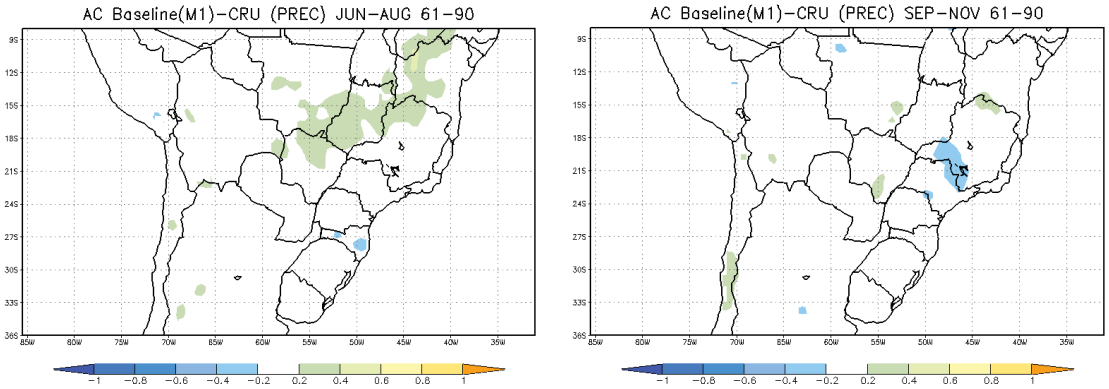


FIGURA 28. Correlação de Anomalias (CA) das precipitações médias diárias sazonais, entre a climatologia do modelo (Precis *baseline*) e a climatologia observada (CRU), período 1961-1990, para o inverno (esquerda) e primavera (direita).



Com relação aos resultados relativos aos erros (desvios-padrão e RMSE) observa-se que eles concordam razoavelmente com os resultados de Alves (2007), quanto à tendência do modelo em subestimar as temperaturas, em grande parte das áreas simuladas e em praticamente todas as estações. Ou seja, o modelo consegue capturar os máximos e mínimos, associados ao inverno e verão. Com erros mais baixos, isso pode indicar que o modelo consegue simular bem o ciclo sazonal. No presente estudo, em análise específica para o estado do Paraná, os valores absolutos dos desvios-padrão foram menores; assim, a variação da temperatura foi menor na primavera. Já na análise dos valores do DP para as precipitações no estado, vê-se que os altos intervalos para todas as estações supõem maior grau de erros e

incertezas com relação a essa variável climática, o que era de se esperar pela sua elevada aleatoriedade. Como os valores do RMSE possuem menor intervalo em valor absoluto (como no verão do *baseline*) o erro é menor; sob intervalos maiores em valores absolutos (como na primavera do *baseline*) o erro cometido é maior. O RMSE para as temperaturas médias sazonais indicam que o menor intervalo (observado no verão) indica menor erro e o maior intervalo (na primavera) aponta para maiores erros. Por esse viés, o RMSE das precipitações médias sazonais indicou também maior variação em comparação com as variações das temperaturas. Os maiores intervalos (maiores erros relativos) ocorreram no verão, inverno e primavera e o menor intervalo (menores erros) no outono.

FIGURA 29. Desvio-padrão das temperaturas médias diárias sazonais, entre a climatologia do modelo (Precis *baseline*), período 1961-1990, para o verão (esquerda) e outono (direita).

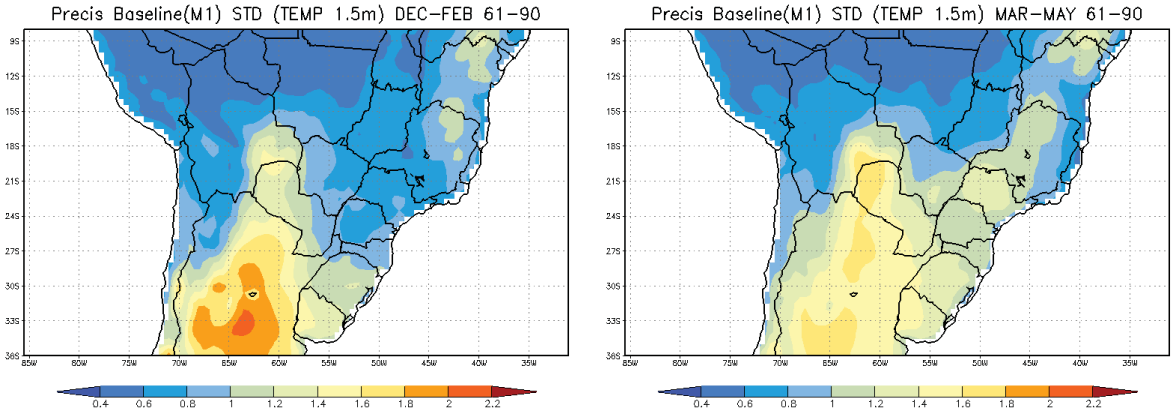


FIGURA 30. Desvio-padrão das temperaturas médias diárias sazonais, entre a climatologia do modelo (Precis *baseline*), período 1961-1990, para o inverno (esquerda) e a primavera (direita).

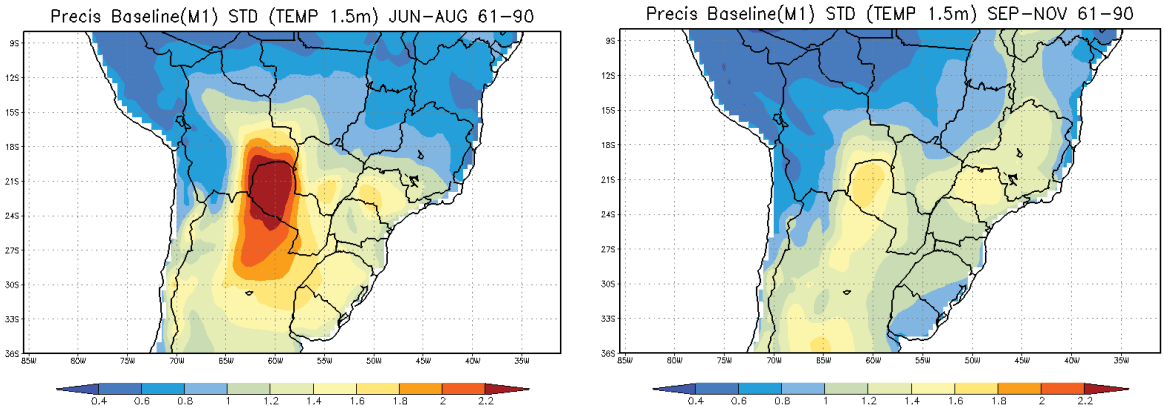


FIGURA 31. Desvio-padrão das precipitações médias diárias sazonais, entre a climatologia do modelo (Precis *baseline*), período 1961-1990, para o verão (esquerda) e outono (direita).

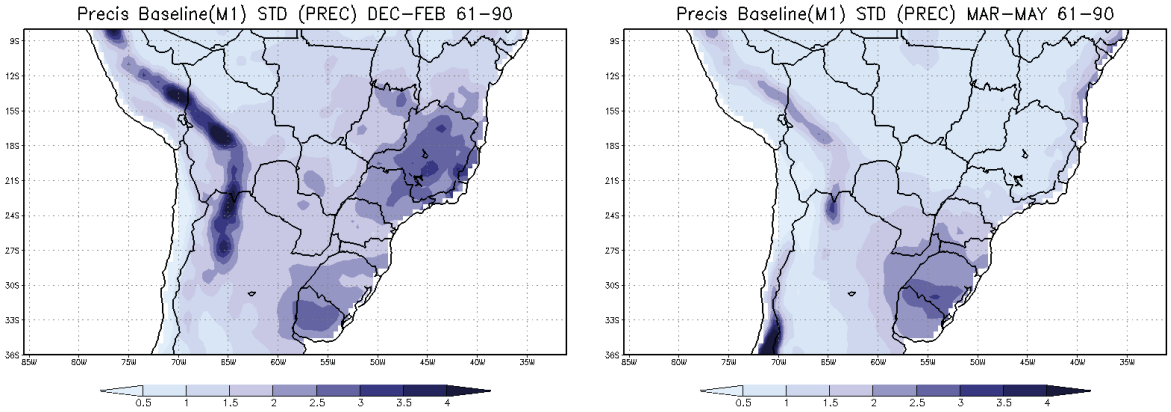


FIGURA 32. Desvio-padrão das precipitações médias diárias sazonais, entre a climatologia do modelo (Precis *baseline*), período 1961-1990, para o inverno (esquerda) e primavera (direita).

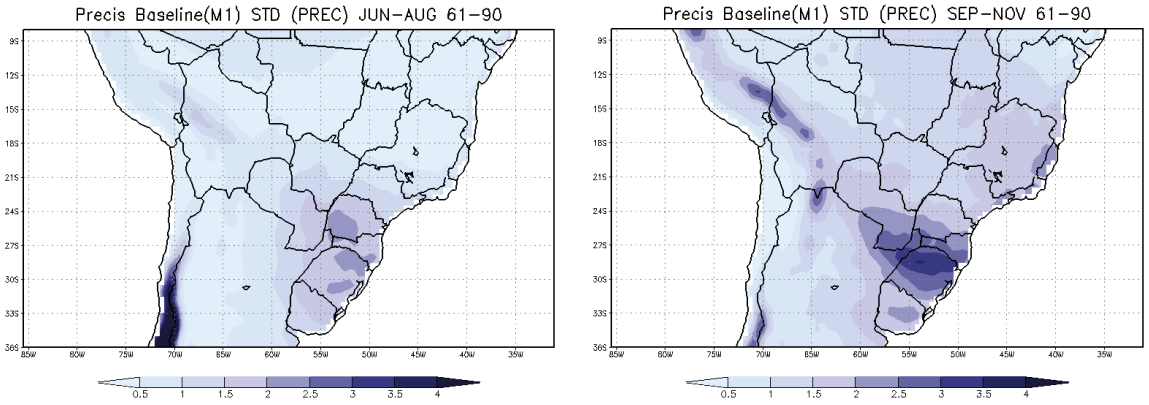


FIGURA 33. RMSE das temperaturas médias diárias sazonais, entre a climatologia do modelo (Precis *baseline*) e a climatologia observada (CRU), 1961-1990, para o verão (esquerda) e o outono (direita).

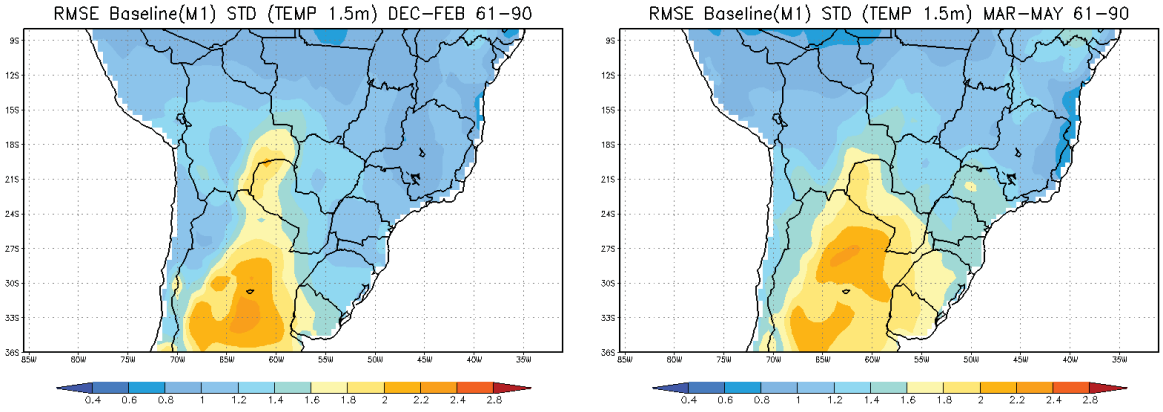


FIGURA 34. RMSE das temperaturas médias diárias sazonais, entre a climatologia do modelo (Precis *baseline*) e a climatologia observada (CRU), 1961-1990, para o inverno (esquerda) e a primavera (direita).

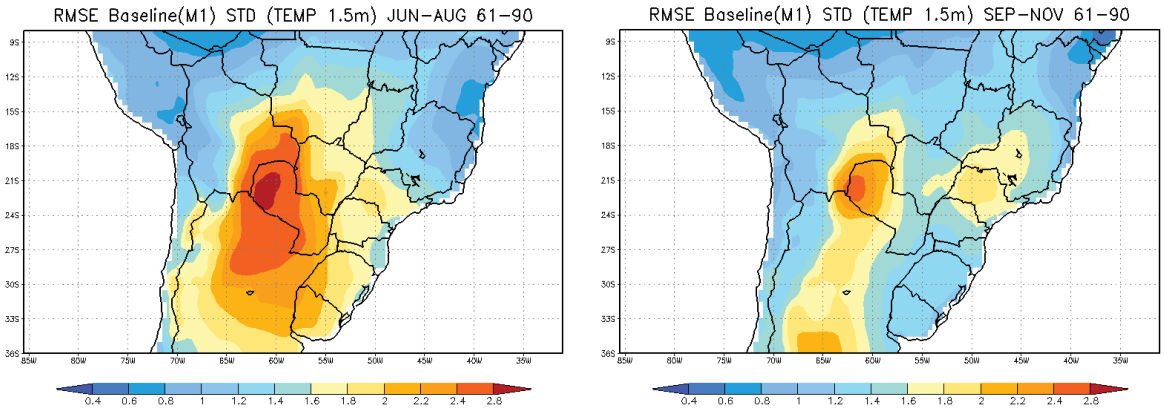


FIGURA 35. RMSE das temperaturas médias diárias anuais, entre a climatologia do modelo (Precis *baseline*) e a climatologia observada (CRU), 1961-1990.

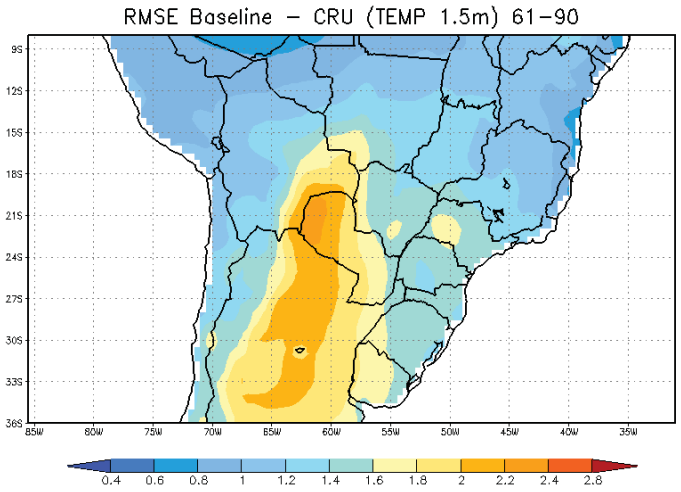


FIGURA 36. RMSE das precipitações médias diárias sazonais, entre a climatologia do modelo (Precis *baseline*) e a climatologia observada (CRU), 1961-1990, para o verão (esquerda) e o outono (direita).

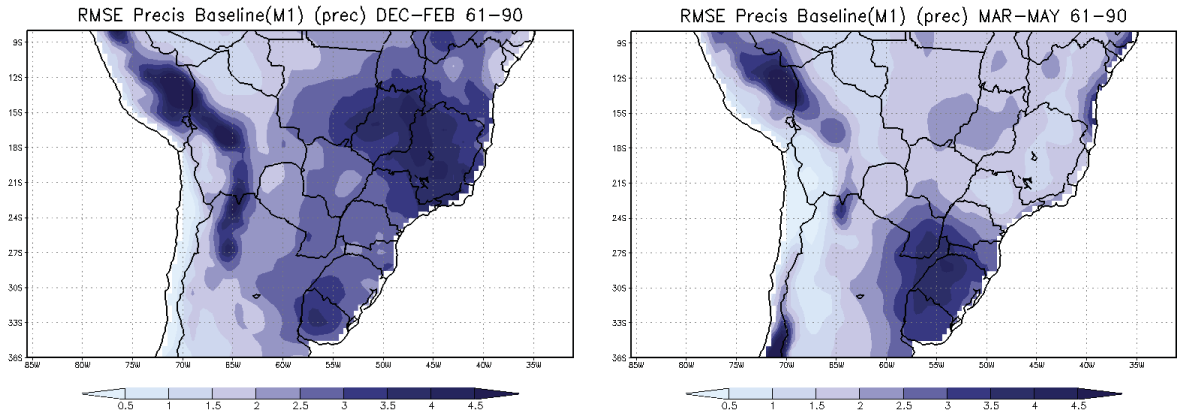


FIGURA 37. RMSE das precipitações médias diárias sazonais, entre a climatologia do modelo (Precis *baseline*) e a climatologia observada (CRU), 1961-1990, para o inverno (esquerda) e a primavera (direita).

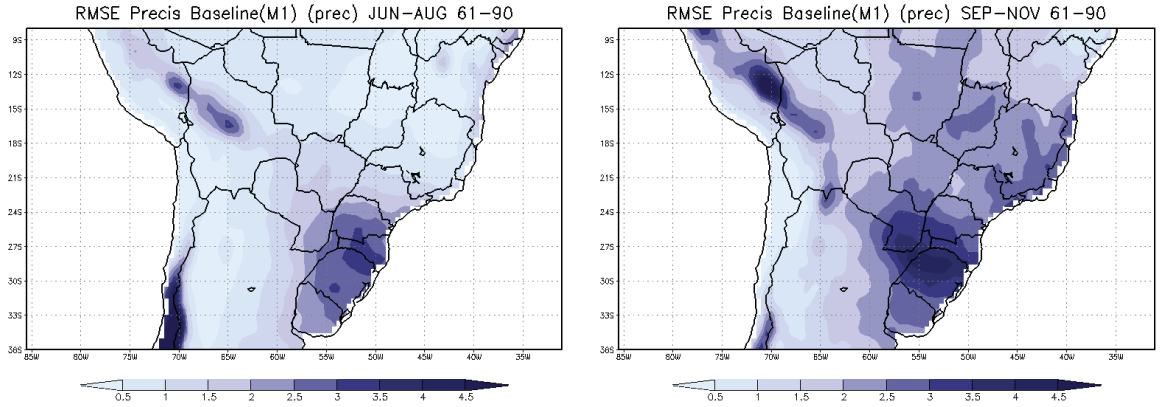
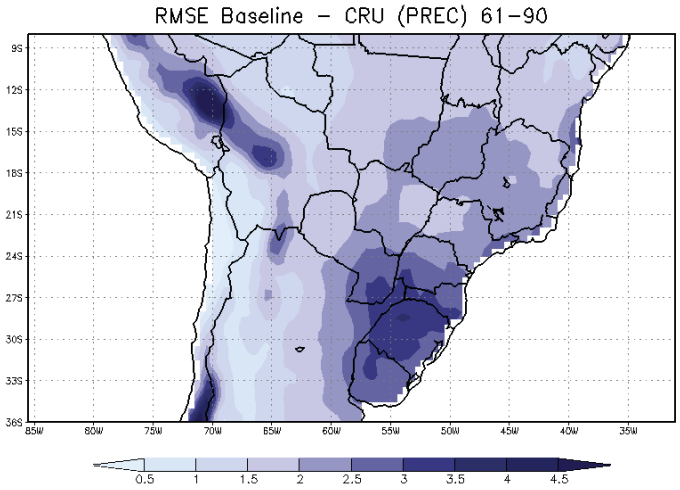


FIGURA 38. RMSE das precipitações médias diárias anuais, entre a climatologia do modelo (Precis *baseline*) e a climatologia observada (CRU), 1961-1990.



4.4. O ÍNDICE DE CONCENTRAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO (ICP) - REPRESENTAÇÃO DA MÉDIA DO PERÍODO 2070-2100, POR CENÁRIO CLIMÁTICO

A seguir são mostrados gráficos e mapas que permitem uma avaliação temporal dos índices ICP, ISP e do IMF. A partir de uma análise visual dos mapas e avaliando as escalas de cada um dos índices é possível identificar, inicialmente para o ICP que em todos os cenários climáticos possíveis (climatologia observada - CLIM, climatologia simulada - BL, A2 e B2) os índices do ICP sempre indicaram, na média, uma condição em que todo o período foi moderadamente sazonal, embora com alguns picos para fora dessa classificação em anos específicos. Os maiores valores de ICP, a indicar uma condição tendendo à uniformidade da concentração das chuvas ao longo do ano, são verificáveis a norte do estado, com decréscimos nos ICP até o sul e valores intermediários a oeste e leste, no caso da climatologia observada. Para a climatologia do modelo, os valores mais elevados estão no extremo norte do estado, em um padrão semelhante ao da climatologia observada e os menores valores a sul oeste e centro. Tanto para o A2 quanto o B2, observou-se comportamentos com padrões bastante semelhantes àquele da climatologia observada.

FIGURA 39. Índice de Concentração da Precipitação (ICP) para o estado do Paraná, média do período 1961-1990. Climatologia observada (esquerda) e climatologia (*baseline*) do modelo (direita).

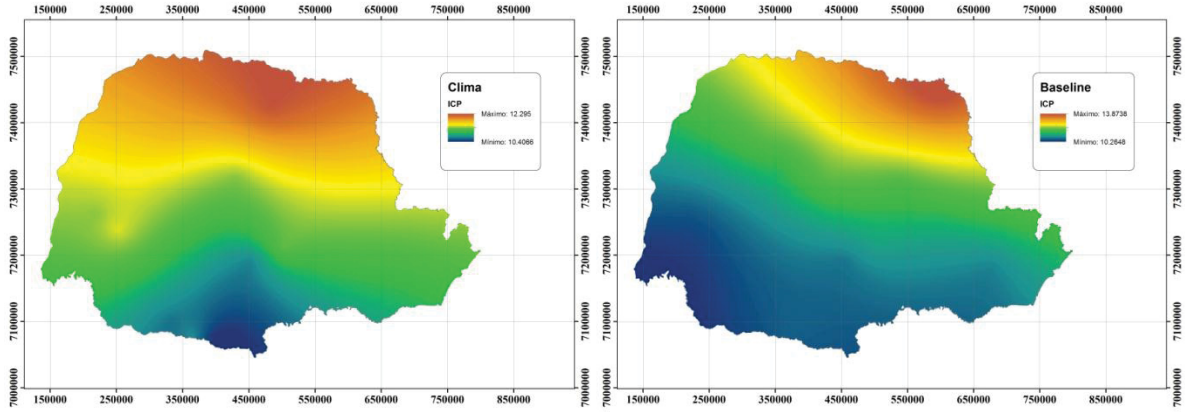


FIGURA 40. Índice de Concentração da Precipitação (ICP) para o estado do Paraná, para os cenários de mudanças climáticas A2 (esquerda) e B2 (direita), média do período 2070-2100.

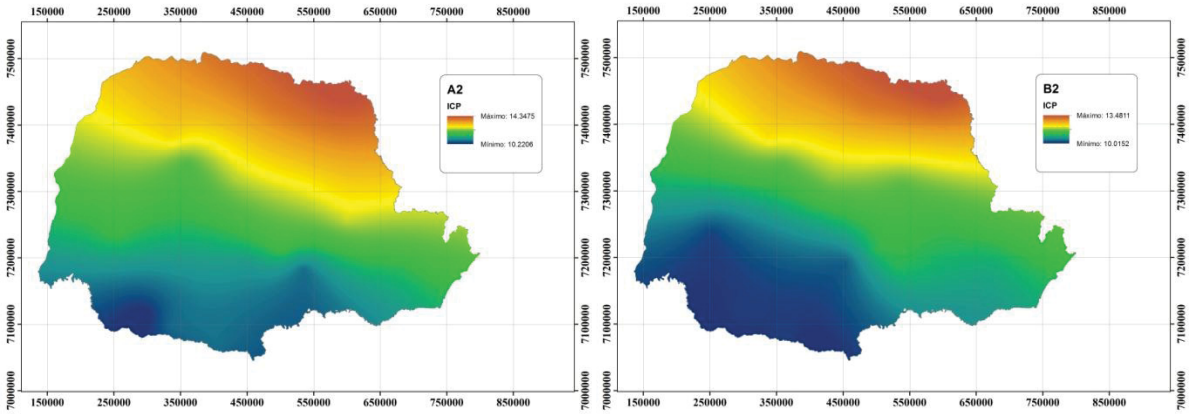
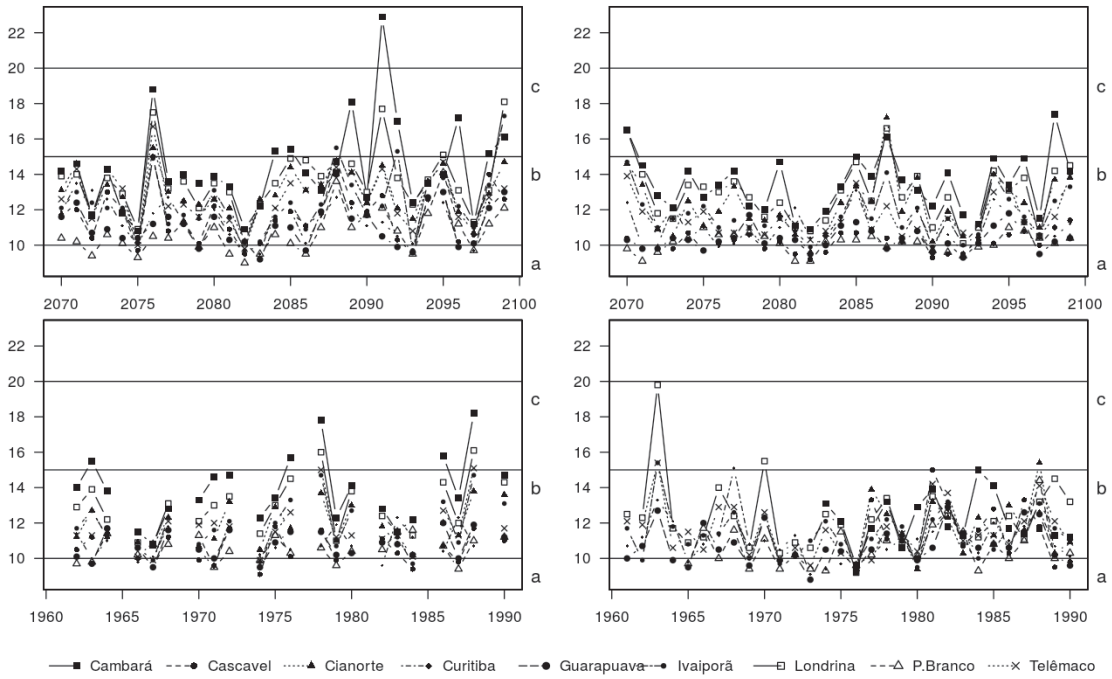


FIGURA 41. Índice de Concentração da Precipitação (ICP) para nove localidades do estado do Paraná, para os cenários de mudanças climáticas A2 (acima, à esquerda); B2 (acima, à direita); para a climatologia *baseline* (abaixo, à esquerda) e a climatologia observada (abaixo, à direita).



a – Distribuição uniforme
b – Moderadamente sazonal
c – Sazonal
ICP > 20 = Altamente sazonal

Os gráficos da Figura 40 mostram, ao longo dos períodos analisados (quer da climatologia, quer dos cenários climáticos) que o ICP variou, para todas as localidades, entre uma condição uniforme e/ou sazonal. Alguns episódios são vistos, no cenário A2 em que as séries resvalam entre a classificação sazonal e altamente sazonal. Dado o caráter mais agudo do cenário A2, esse é um comportamento esperado.

TABELA 7. Quadro-síntese das estatísticas do teste não-paramétrico de Mann-Kandle, em nove localidades do estado do Paraná, para o Índice de Concentração da Precipitação (ICP), sob os cenários A2 e B2.

TESTE	**MANN-KANDLE**							
CENÁRIO CLIMÁTICO	A2				B2			
Hipótese ou Variável	H_0	H_A	*p-value*	**TEND**	H_0	H_A	*p-value*	**TEND**
LOCALIDADE								
Cambará	0	0	0,3008	N	0	0	0,7731	N
Cascavel	0	0	0,4118	N	0	0	0,1249	N
Cianorte	0	0	0,7753	N	0	0	0,5681	N
Curitiba	0	0	0,3918	N	0	0	0,6947	N
Guarapuava	0	0	0,7212	N	0	0	0,5207	N
Ivaiporã	0	0	0,2535	N	0	0	0,8584	N
Londrina	0	0	0,4324	N	0	0	0,8865	N
Pato Branco	0	0	0,0074	N	0	0	0,8028	N
Telêmaco Borba	0	0	0,4118	N	0	0	0,9715	N

H_0 = Hipótese nula (serve para assegurar ausência de tendência).
H_A = Hipótese válida (assegura que os dados seguem uma tendência monotônica).
p-value = Nível descritivo ou probabilidade de significância. Probabilidade de se obter uma estatística de teste igual ou maior que aquela observada em uma amostra, sob a hipótese nula.
TEND = S (detectada tendência) N (ausência de tendência)

TABELA 8. Quadro-síntese das estatísticas do teste não-paramétrico de Sen, em nove localidades do estado do Paraná, para o Índice de Concentração de Precipitação (ICP), sob os cenários A2 e B2.

TESTE	**SEN**					
CENÁRIO CLIMÁTICO	A2			B2		
Hipótese ou Variável	*Slope*	*Intercept*	**TEND**	*Slope*	*Intercept*	**TEND**
LOCALIDADE						
Cambará	0,0560	13,16	N	0,033	13,47	N
Cascavel	0,0262	11,33	N	0,020	9,88	N
Cianorte	0,0083	12,66	N	0,025	11,61	N
Curitiba	-0,031	12,06	N	0,010	10,44	N
Guarapuava	0,0123	10,84	N	0,008	10,18	N
Ivaiporã	0,0360	11,75	N	-0,004	11,55	N
Londrina	0,0300	13,09	N	-0,010	13,04	N
Pato Branco	0,0508	9,92	N	0,0033	10,14	N
Telêmaco Borba	0,0277	11,30	N	$-9x10^{-4}$	11,24	N

Slope = Mediana do conjunto de todas as inclinações lineares
Intercept = Mediana de todos os interceptos da tendência para cada tempo t
TEND = S (detectada tendência) N (ausência de tendência)

TABELA 9. Quadro-síntese das estatísticas do teste não-paramétrico de Pettitt, em nove localidades do estado do Paraná, do Índice de Concentração da Precipitação (ICP), sob os cenários A2 e B2.

TESTE	**PETTITT**							
CENÁRIO CLIMÁTICO	A2				B2			
Hipótese ou Variável	H_0 (K)	H_A	*p-value*	**TEND**	H_0 (K)	H_A	*p-value*	**TEND**
LOCALIDADE								
Cambará	92	S	0,3240	N	24	11	1,0290	N
Cascavel	67	S	0,7617	N	100	14	0,2328	N
Cianorte	61	S	0,8985	N	68	14	0,7399	N
Curitiba	78	S	0,5405	N	52	10	1,1180	N
Guarapuava	71	S	0,6764	N	54	24	1,0680	N
Ivaiporã	107	S	0,1705	N	66	24	0,7838	N
Londrina	97	S	0,2644	N	52	24	1,1180	N
Pato Branco	165	S	0,0057	S*	69	25	0,7184	N
Telêmaco Borba	67	S	0,7617	N	66	6	0,7838	N

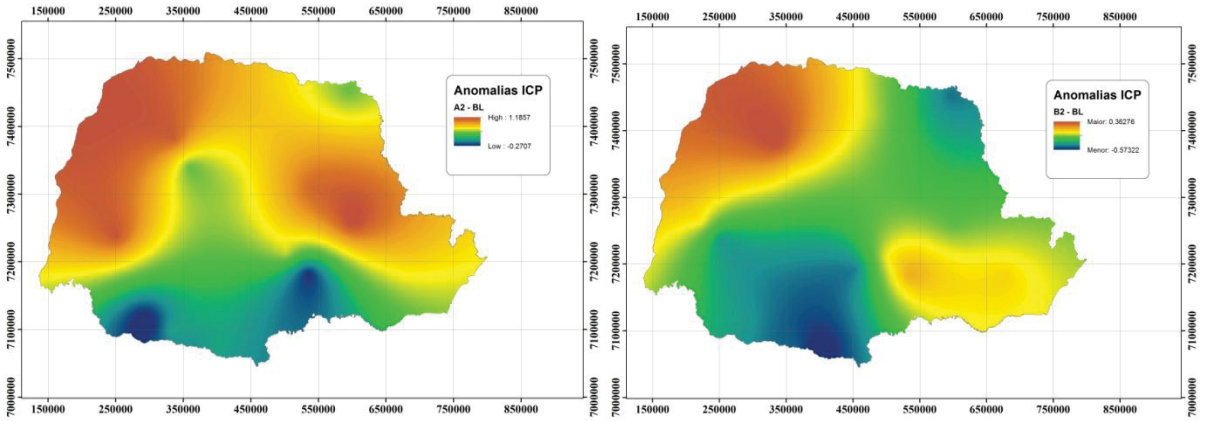
H_0 = Hipótese nula (a variável não apresenta mudança)
H_A = Hipótese alternativa
TEND = S (detectada tendência) N (ausência de tendência)
***** Corresponde ao evento (ano) de número 17 na série, o que equivale ao ano de 2086.

Percebe-se, igualmente, pelos resultados dos testes estatísticos, uma absoluta ausência de tendências das séries do ICP analisadas. Em nenhuma localidade, para qualquer dos testes (M-K, S, P), essa significância foi detectada, exceto na série de Pato Branco no teste de Pettitt, a indicar um ano específico em que muito possivelmente houve uma mudança de direcionamento da série.

4.4.1. Anomalias do ICP

O panorama quanto às anomalias do ICP, na comparação de "saídas do modelo comparadas com saídas do modelo", vê-se que os maiores valores absolutos em divergência são aqueles situados a leste, oeste e noroeste do estado (no caso do cenário A2), e a noroeste e parte da região central e litorânea (no caso do cenário B2). Isso significa que as maiores concentrações de precipitação ao longo do período simulado estarão nessas regiões, ao passo que nas outras esperar-se-á maior diversificação e distribuição das precipitações ao longo dos meses e estações no ano. Tal comportamento pode refletir na intensidade e na frequência de ocorrência de chuvas intensas com potencial erosivo.

FIGURA 42. Anomalias do Índice de Concentração da Precipitação (ICP), comparação entre os cenários A2 (esquerda) e B2 (direita), com a climatologia *baseline* (BL).



4.5. O ÍNDICE DE SAZONALIDADE DA PRECIPITAÇÃO (ISP)

O ISP foi determinado em valores interanuais nos períodos indicados o que levou a classificar cada um dos cenários, na média do período, da seguinte forma: para a climatologia observada foi definido como um regime de precipitação sazonal, com uma curta estação seca; na simulação BL, foi definido desde um regime de precipitação sazonal, com uma curta estação seca até um regime de precipitação totalmente sazonal. Já para ambos os cenários futuros A2 e B2, os regimes identificados foram os de precipitação bem distribuída ao longo de todo o ano, mas com uma estação úmida bem definida, até precipitação totalmente sazonal, passando pela classificação de precipitação sazonal, com uma curta estação seca. Para o ISP o padrão visto na análise da climatologia observada foi muito parecido com aquele visto, no mesmo cenário climático do ICP. O mesmo pode ser dito em relação aos cenários A2 e B2.

FIGURA 43. Índice de Sazonalidade da Precipitação (ISP) para o estado do Paraná, média do período 1961-1990. Climatologia observada (esquerda) e climatologia (*baseline*) do modelo (direita).

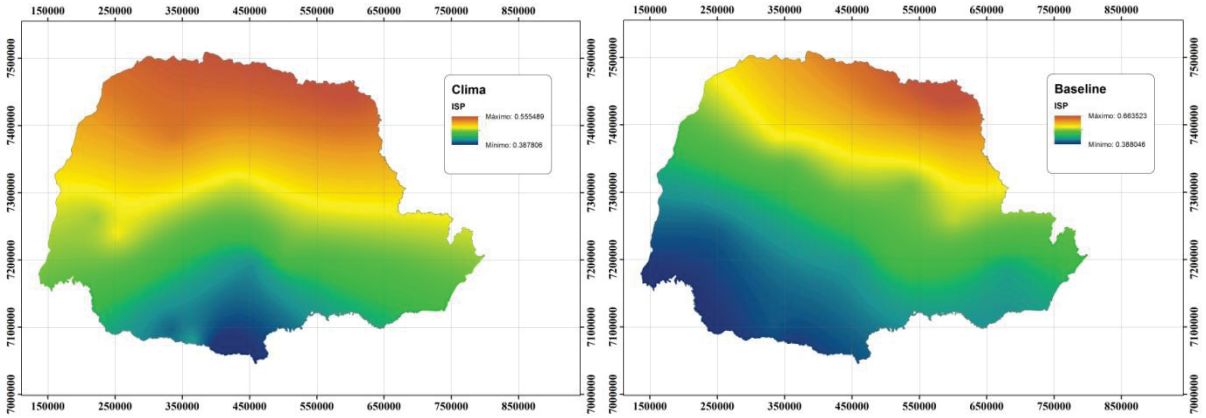


FIGURA 44. Índice de Sazonalidade da Precipitação (ISP) para o estado do Paraná, para os cenários de mudanças climáticas A2 (esquerda) e B2 (direita), média do período 2070-2100.

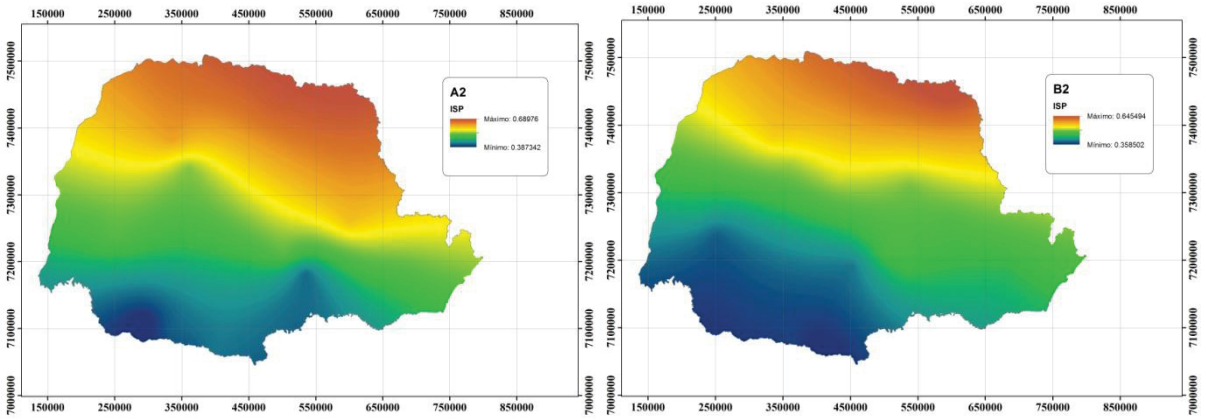
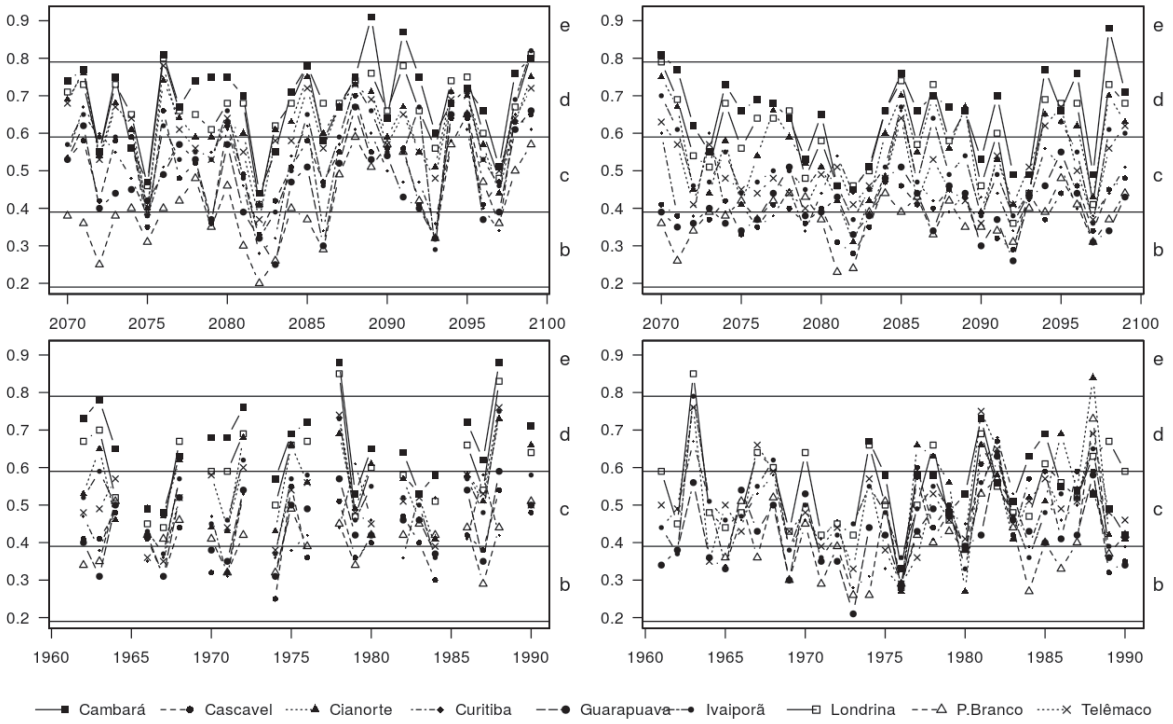


FIGURA 45. Índice de Sazonalidade da Precipitação (ISP) para nove localidades do estado do Paraná, para os cenários de mudanças climáticas A2 (acima, à esquerda); B2 (acima, à direita); climatologia *baseline* (abaixo, à esquerda) e climatologia observada (abaixo, à direita).



a – Precipitação bem distribuída ao longo de todo o ano
b – Precipitação bem distribuída ao longo de todo o ano, mas com uma estação úmida bem definida
c – Precipitação sazonal, com uma curta estação seca
d – Precipitação totalmente sazonal
e – Precipitação sazonal, com uma longa estação seca
ISP > 1,0 = Maior parte da precipitação ocorre em 3 meses ou menos
ISP > 1,2 = Absoluta sazonalidade, com quase toda a precipitação ocorrendo em 1 a 2 meses

As imagens do ISP permitem visualizar que em todos os cenários analisados o regime de precipitação ao longo do tempo e em todas localidades varia entre uma precipitação bem distribuída ao longo do ano, mas com uma marcante estação úmida, até uma precipitação absolutamente sazonal, passando pela classificação sazonal, porém com uma curta estação seca. Esse é um panorama praticamente invariante. Ou seja, o panorama das precipitações, analisando a climatologia local, não irá se alterar até o final do século, mesmo que se considerem presentes cenários futuros de mudanças climáticas.

TABELA 10. Quadro-síntese das estatísticas do teste não-paramétrico de Mann-Kandle, em nove localidades do estado do Paraná, para o Índice de Sazonalidade da Precipitação (ISP), sob os cenários A2 e B2.

TESTE	**MANN-KANDLE**							
CENÁRIO CLIMÁTICO	A2				B2			
Hipótese ou Variável	H_0	H_A	*p-value*	**TEND**	H_0	H_A	*p-value*	**TEND**
LOCALIDADE								
Cambará	0	0	0,6174	N	0	0	0,5923	N
Cascavel	0	0	0,5441	N	0	0	0,2117	N
Cianorte	0	0	0,9715	N	0	0	0,8865	N
Curitiba	0	0	0,8865	N	0	0	0,4754	N
Guarapuava	0	0	0,5441	N	0	0	0,5207	N
Ivaiporã	0	0	0,3008	N	0	0	0,8865	N
Londrina	0	0	0,6427	N	0	0	0,9147	N
Pato Branco	0	0	0,0060	S	0	0	0,5207	N
Telêmaco Borba	0	0	0,5207	N	0	0	0,7481	N

H_0 = Hipótese nula (serve para assegurar ausência de tendência).
H_A = Hipótese válida (assegura que os dados seguem uma tendência monotônica).
p-value = Nível descritivo ou probabilidade de significância. Probabilidade de se obter uma estatística de teste igual ou maior que aquela observada em uma amostra, sob a hipótese nula.
TEND = SIM (detectada tendência) NÃO (ausência de tendência)

TABELA 11. Quadro-síntese das estatísticas do teste não-paramétrico de Sen, em nove localidades do estado do Paraná, para o Índice de Sazonalidade da Precipitação (ISP), sob os cenários A2 e B2.

TESTE	**SEN**					
CENÁRIO CLIMÁTICO	A2			B2		
Hipótese ou Variável	*Slope*	*Intercept*	**TEND**	*Slope*	*Intercept*	**TEND**
LOCALIDADE						
Cambará	$8x10^{-4}$	0,6952	N	0,0018	0,6579	N
Cascavel	0,0021	0,5090	N	0,0021	0,3750	N
Cianorte	$-5x10^{-4}$	0,6336	N	$7x10^{-4}$	0,5431	N
Curitiba	$-3x10^{-4}$	0,5502	N	$6x10^{-4}$	0,4227	N
Guarapuava	0,0018	0,4601	N	0,0010	0,3827	N
Ivaiporã	0,0032	0,5494	N	$4x10^{-4}$	0,4936	N
Londrina	$8x10^{-4}$	0,6633	N	$3x10^{-4}$	0,6253	N
Pato Branco	0,0073	0,3473	S	$9x10^{-4}$	0,3707	N
Telêmaco Borba	0,0010	0,4715	N	0,0010	0,4715	N

Slope = Mediana do conjunto de todas as inclinações lineares
Intercept = Mediana de todos os interceptos da tendência para cada tempo t
TEND = SIM (detectada tendência) NÃO (ausência de tendência)

TABELA 12. Quadro-síntese das estatísticas do teste não-paramétrico de Pettitt, em nove localidades do estado do Paraná, do Índice de Sazonalidade da Precipitação (ISP), sob os cenários A2 e B2.

TESTE	**PETTITT**							
CENÁRIO CLIMÁTICO	A2				B2			
Hipótese ou Variável	H_0 (K)	H_A	*p-value*	**TEND**	H_0 (K)	H_A	*p-value*	**TEND**
LOCALIDADE								
Cambará	52	18	1,1180	N	30	11	0,7083	N
Cascavel	54	24	1,0680	N	102	14	0,2135	N
Cianorte	42	2	1,3690	N	60	14	0,9222	N
Curitiba	47	11	1,2440	N	72	10	0,6559	N
Guarapuava	73	17	0,6358	N	67	7	0,7617	N
Ivaiporã	95	17	0,2872	N	62	24	0,8750	S
Londrina	70	14	0,6972	N	60	24	0,9222	N
Pato Branco	173	17	0,0003	S	51	3	1,1430	N
Telêmaco Borba	56	24	1,0190	N	73	23	0,6358	N

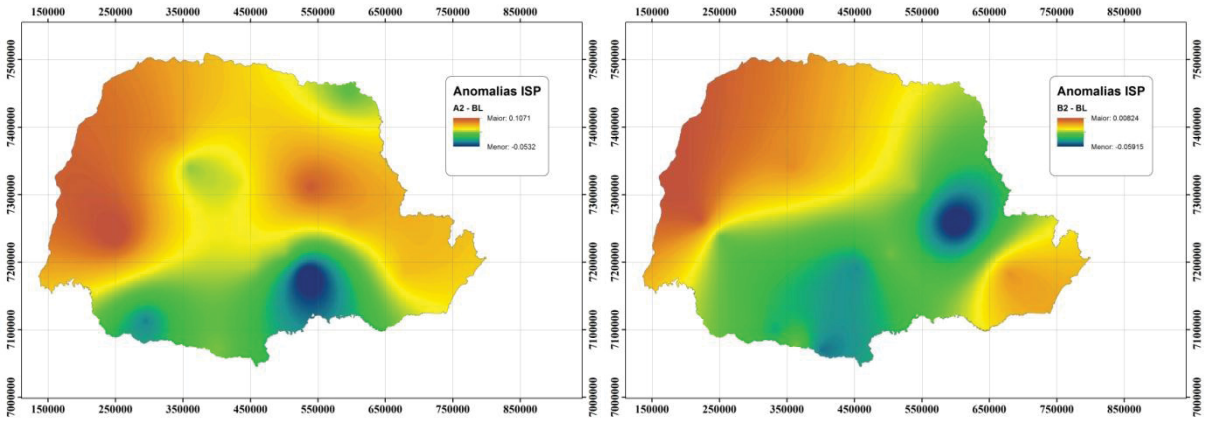
H_0 = Hipótese nula (a variável não apresenta mudança)
H_A = Hipótese alternativa
TEND = S (detectada tendência) N (ausência de tendência)

Da mesma forma quando da avaliação das séries de precipitação, os testes estatísticos do ISP não mostraram, para os dois cenários climáticos, qualquer tendência de mudança temporal, em todas as séries das localidades, exceto na série de Pato Branco (em todos os testes) e na série de Ivaiporã (pelo teste de Pettitt). Isso significa que essas localidades mostraram algum tipo de alteração com um ponto de mudança ou de inflexão no caso dessa última série. Isso não significa, contudo, alteração significativa do padrão da série.

4.5.1. Anomalias do ISP

Anomalias do ISP são vistas na Figura 48. Essas anomalias indicam que, num clima futuro, diferenças nas sazonalidades serão mais pronunciadas na parte oeste, em ambos os cenários, em comparação com outras áreas do estado. Isso faz supor que boa parte da região oeste, grande produtora de grãos atualmente, poderá ser submetida a uma maior variação sazonal quanto ao regime de chuvas, em comparação com outras regiões.

FIGURA 46. Anomalias do Índice de Sazonalidade da Precipitação (ISP), comparação entre os cenários A2 (esquerda) e B2 (direita), com a climatologia *baseline* (BL).



4.6. O ÍNDICE MODIFICADO DE FOURNIER (IMF)

No caso do IMF, as variabilidades interanuais levaram a valores médios temporais que sempre estiveram entre as classificações, alta a muito alta. É importante lembrar que o IMF é um índice que denota a tendência da erosividade. Para todas as localidades observou-se uma alta variabilidade interanual no índice. De acordo com o cenário analisado, foram identificadas as seguintes classificações, em função do grau de erosão: os dados da climatologia observada, da climatologia simulada e do cenário B2 indicaram valores como sendo altos a muito altos; já os do cenário A2 indicaram uma classificação muito alta. Assim, maiores valores do IMF são vistos a sul e sudeste do estado (no caso da climatologia observada) e os menores valores a oeste e leste (no caso da climatologia do modelo). Em ambos foi verificado um padrão mais difuso, com os valores inferiores a noroeste e centro e os maiores a sudoeste. Analisando-se os cenários climáticos A2 e B2, vê-se que no primeiro os menores valores ocorrem no extremo leste do estado e os maiores no centro-norte. No restante do território ocorrem valores intermediários. E no segundo, o comportamento foi completamente distinto do A2. Os menores valores ocorrem no centro-leste e todo o norte e os maiores a centro-oeste e parte do sul do estado.

FIGURA 47. Índice Modificado de Fournier (IMF) para o estado do Paraná, média do período 1961-1990. Climatologia observada (esquerda) e climatologia (*baseline*) do modelo (direita).

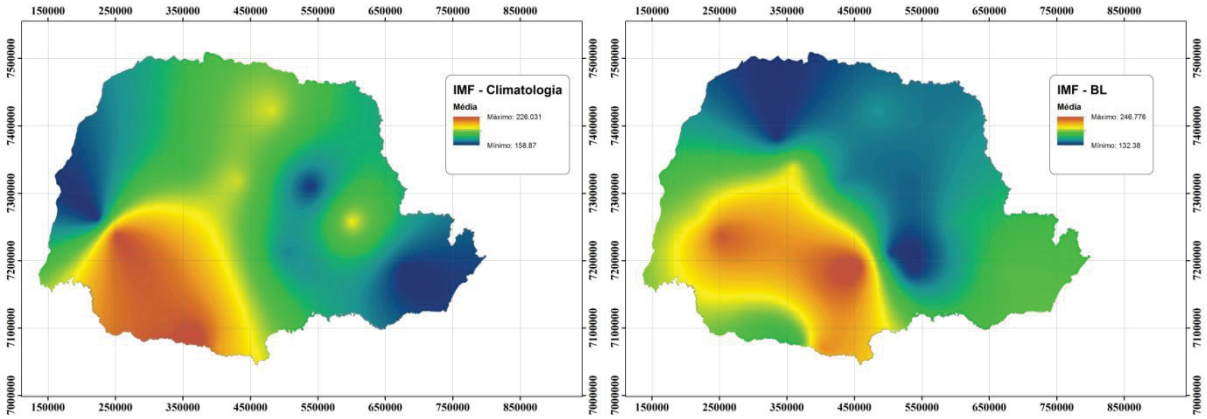


FIGURA 48. Índice Modificado de Fournier (IMF) para o estado do Paraná, para os cenários de mudanças climáticas A2 (esquerda) e B2 (direita), média do período 2070-2100.

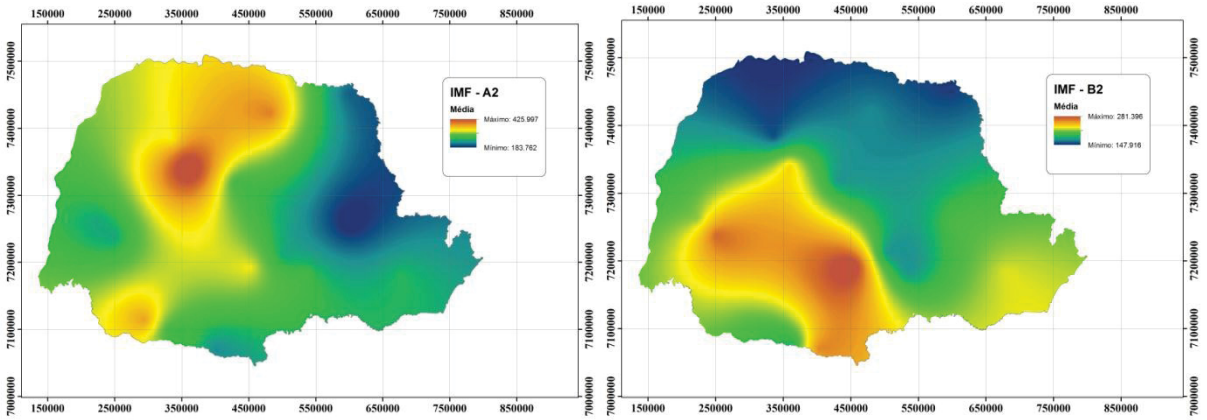
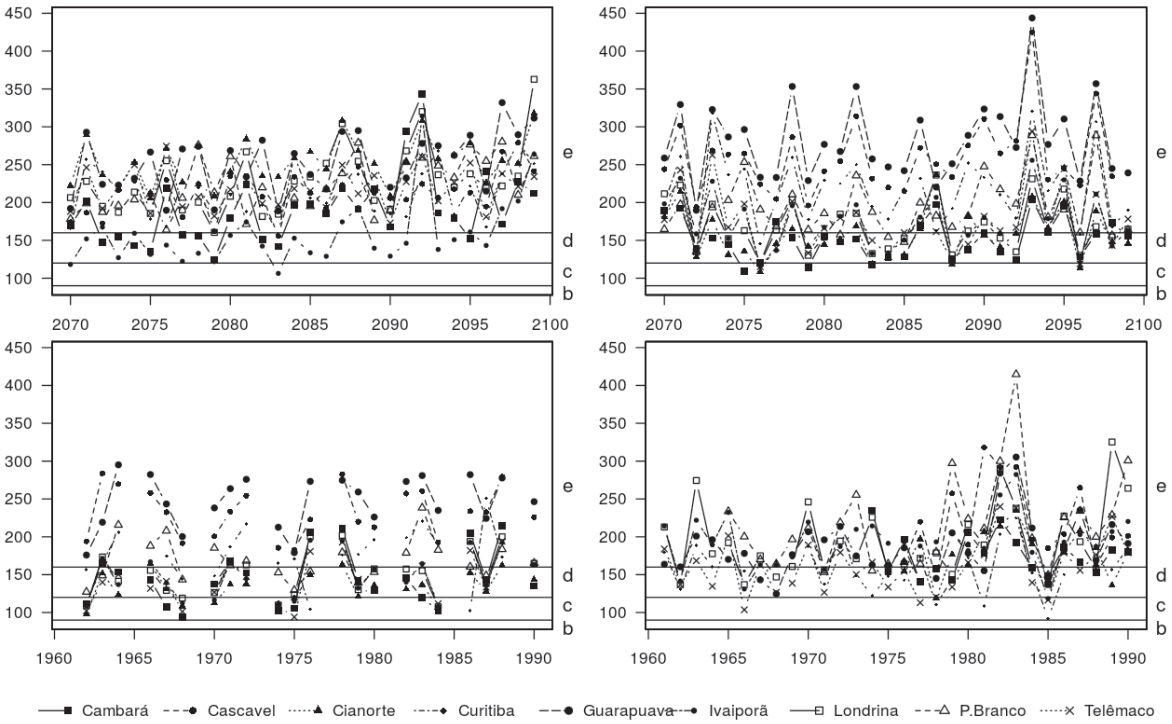


FIGURA 49. Índice Moficado de Fournier (IMF) para nove localidades do estado do Paraná, para os cenários de mudanças climáticas A2 (acima, à esquerda); B2 (acima, à direita); climatologia *baseline* (abaixo, à esquerda) e climatologia observada (abaixo, à direita).



Legenda para categorizações das erosividades:

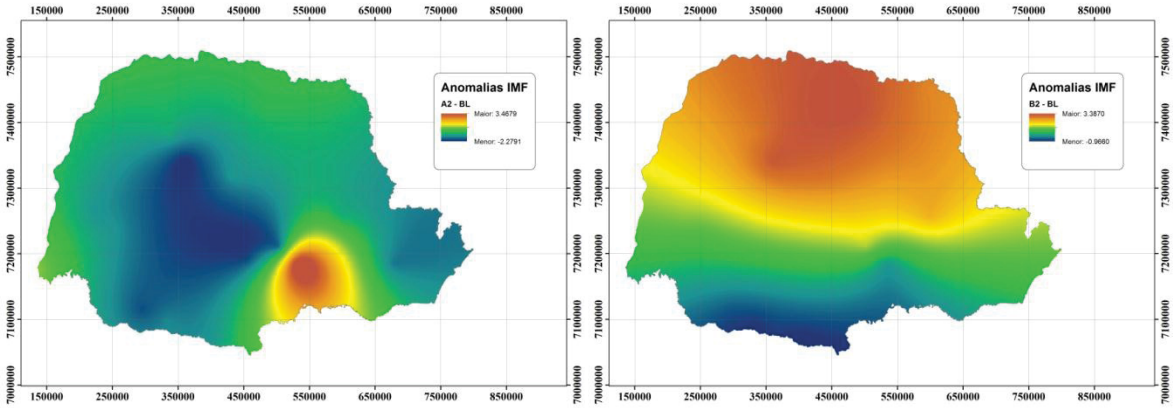
a – Muito baixa
b – Baixa
c – Moderada
d – Alta
e – Muito alta

4.6.1. Anomalias do IMF

Na Figura 50, abaixo, são apresentadas as anomalias do IMF, para ambos os cenários futuros em relação à climatologia do MCR. Se tomarmos o IMF como um "precursor" da erosividade, é perceptível que as maiores diferenças entre cenários/clima "atual" estão no B2, envolvendo grande parte do norte do estado (norte antigo e pioneiro) além da extensa faixa que vai do leste a oeste, passando pela região central. Nesse mesmo cenário, essas diferenças são menos pronunciadas no sul do estado. Isso indica que as diferenças nas erosividades entre um clima futuro (média entre 2070 e 2100) e o clima "atual" (1961-1990) serão menores nessa faixa do estado em comparação com as demais. No cenário A2 grande parte das maiores

diferenças nas erosividades, embora em menor magnitude quando em comparação com o cenário B2, estão na parte centro-leste e as menores na faixa central do estado.

FIGURA 50. Anomalias do Indice Modificado de Fournier (IMF), comparação entre os cenários A2 (esquerda) e B2 (direita), com a climatologia *baseline* (BL).



5 CONCLUSÕES

Este trabalho avaliou o uso de saídas de dados diários de precipitação de um modelo climático regional (HadRM3P, do Hadley Centre), para uso de um método simples de estimativa da erosividade de chuvas. Foram simulados por esse modelo, para distintas localidades do estado do Paraná, a climatologia local de longo prazo (1961-1990), bem como pelo uso de cenários climáticos futuros. De acordo com os resultados apresentados, algumas conclusões, bem como sugestões de trabalhos futuros, a que se pode chegar nesse estudo foram os seguintes:

1. Embora não seja o foco principal do estudo, avalia-se que o MCR utilizado conseguiu representar razoavelmente bem o padrão espacial e temporal da precipitação e da temperatura do ar, embora se reconheça que existam erros sistemáticos (que não foram avaliados).

2. O MCR simula com razoável capacidade as Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), um dos sistemas produtores do tempo meteorológico mais importante no verão (estação chuvosa) da região centro-sul do Brasil. É importante que o MCR consiga reproduzir a variabilidade das temperaturas, especialmente quando se tem os períodos mais contrastantes termicamente.

3. Devido a não detecção de mudanças bruscas nem significativas das tendências dos índices de precipitação, quanto à concentração e sazonalidade, mas constatado que para cada cenário de mudança climática haverá um aumento nos totais precipitados, é de se esperar que as chuvas continuem sazonais no estado do Paraná, porém com um provável aumento nas intensidades, o que impactaria sobremaneira nas erosividades.

4. As erosividades podem ser bem representadas por equações empíricas, em utilização de dados de modelos climáticos (especialmente os regionais). Contudo, cautela é necessário para que eventuais discrepâncias ao longo do processo (rodadas do modelo, aquisição dos dados, tratamento, estimativa e emprego) não se tornem em fatores de sub ou superestimativa desses eventos. Para evitar isso, é absolutamente necessário que se façam calibrações das erosividades estimadas com aquelas medidas a partir dos pluviógrafos.

5. Em reforço ao item anterior, é evidente baixa cobertura do estado do Paraná quanto a dados de chuva, especialmente no noroeste e oeste. Isso se reflete, naturalmente, em menor grau de confiança nos trabalhos desenvolvidos. Esforços oficiais deveriam ser envidados no sentido

de dotar um estado pujante e de alta relevância no setor agropecuário do país, de uma estrutura invejável e impecável quanto ao monitoramento climático, em especial das precipitações.

Os resultados aqui expostos permitem apresentar as seguintes sugestões:

1. O MCR utilizado pode ser uma ferramenta útil em estudos de avaliação de impactos e de vulnerabilidade climática. Porém, seu emprego deve ser feito em comparação com outros modelos regionais e sob avaliação dos seus esquemas.

2. Essas avaliações devem ser de sensibilidade do modelo, levando-se em conta o domínio geográfico (áreas com forte aquecimento superficial, elevados contrastes sazonais ou regiões montanhosas), no intuito de aprimorar estudos diagnósticos e prognósticos, além de projeções de climas futuros.

3. Compatibilizar cenários climáticos futuros com cenários climáticos de impactos agrometeorológicos, específicos para o setor e com espectro multidisciplinar, que envolva a socioeconomia, a demografia, uso e ocupação do solo, zoneamento agrícola, etc.

4. Diversificar os métodos de estimativa da erosividade, com distintos graus de detalhamento dos dados, em função das variáveis de saída dos modelos. Aumentar o grau de complexidade dos métodos de estimativa da erosividade, apesar de ser um trabalho moroso, é altamente desejável.

REFERÊNCIAS

Adams RM, Rosenzweig C, Pearl RM, Ritchie JT, McCarl BA, Glyder JD, Curry RB, Jones JW, Boote KJ, Allen JR LH. Global climate change and US agriculture. Nature. 1990; 345:219-224.

Alexandrov VA, Hoogenboom G. Vulnerability and adaptation assessment of agricultural crops under climate change in the Southern USA. Theor. appl. climatol. 2000;67: 45-63.

Alvarez CA, Stape JL, Sentelhas PC, Gonçalves JLM, Sparovek G. Köppen's climate classification map for Brazil. Meteorol Z. 2013;1-18. doi: 10.1127/0941-2948/2013/0507.

Alves LM. Simulações da variabilidade do clima presente sobre a América do Sul utilizando um modelo climático regional [dissertação]. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais; 2007.

Angulo-Martinez M, Beguería S. Estimating rainfall erosivity from daily rainfall records: a comparison among methods using data from the Ebro Basin (NE Spain). J. hydrol. 2009;379:111-121.

Apaydin H, Erpul G, Bayramin I, Gabriels D. Evaluation of indices for characterizing the distribution and concentration of precipitation: a case for the region of Southeastern Anatolia Project, Turkey. J. hydrol.2006;328:726-732.

Arnoldus JMJ. An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation. In: De Boodt M, Gabriels D, editors. Assessment of erosion. Chichester, John Wiley and Sons; 1980. p. 127-132.

Ayoade JO. The seasonal incidence of rainfall. Weather.1970;25(9):414-418.

Back AJ. A percepção de análise estatística para identificação de tendências climáticas. Pesqui. Agropecu. Bras.2001;36(5):717-726.

Baskan O, Cebel H, Akgul S, Erpul G. Conditional simulation of USLE/RUSLE soil erodibility factor by geostatistics in a Mediterranean Catchment, Turkey. Environ. Earth Sci.2010;60(6):1179-1187.

Bhaskaran B, Jones RG, Murphy JM, Noguer M. Simulations of the Indian summer monsoon using a nested regional climate model: domain size experiments. Clim. dyn. 1996;12(9):573-587.

Bazzano MGP, Eltz FLF, Cassol EA. Erosividade, coeficiente de chuva, padrões e período de retorno das chuvas de Quaraí, RS. Rev. Bras. Ciênc. Solo. 2007;31:1205-1217.

Beinhauer R, Kruse B. Soil erosivity by wind in moderate climates. Ecol. Model. 1994;75/76:279-287.

Bello NJ. Evidence of climate change based on rainfall records in Nigeria. Weather. 1998; 53:412-418.

Brommer DM, Cerveny RS, Balling RC. Characteristics of long-duration precipitation events across the United States. Geophys. res. lett. 2007;34:L22712. doi:10.1029/2007GL031808.

Buol SW. Predicted impact of climatic warming on soil properties and use. In: Kimball BA, Rosenberg NJ, editors. Impact of carbon dioxide trace gases and climate change on global agriculture. Sacramento, ASA; 1990. p. 71-82.

Campos CGC. Padrões climáticos atuais e futuros de temperatura do ar na região sul do Brasil e seus impactos nos cultivos de pêssego e de nectarina em Santa Catarina [tese]. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais; 2011.

Carbone GJ, Kiechle W, Locke C, Mearns LO, McDaniel L, Downton MW Response of soybean and sorghum to varying spatial scales of climate change scenarios in the southeastern United States. Clim. change. 2003;60:73-98.

Carvalho MPE, Lombardi Neto F, Vasques Filho J, Cataneo A. Correlação entre o índice de erosividade EI_{30} médio mensal e o coeficiente de chuva do município de Mococa, SP. Revista de Agronomia. 1991;19:1-7.

Carvalho LMV, Jones C. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: Cavalcanti, IFA, Ferreira NJ, Silva, MGAJ, Silva Dias MAF. (Org.). Tempo e Clima no Brasil. São Paulo, Oficina de Textos; 2009. p. 95-109.

Cecatto CA. Modelagem das perdas de solo e água por erosão hídrica pluvial [tese]. Lages: Universidade do Estado de Santa Catarina; 2014.

Chou SC, Bustamante JF, Gomes JL. Evaluation of Eta model seasonal precipitation forecasts over South America. NPG. 2005;12(4):537-555.

Brasil. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento. Companhia Nacional de Abastecimento. Indicadores da agropecuária [internet]. Brasília, DF: Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento; 2017 [acesso em 17 jan 2017]. Disponível em: http://www.conab.gov.br/conteudos.php?a=1534&t=2.

Cogo NP, Bertol I. O papel de práticas mecânicas e não-mecânicas no controle da erosão hídrica do solo: conceitos e princípios. In: Nueremberg NJ, editor. Conceitos e fundamentos do sistema plantio direto. Lages: NRS/SBCS; 1998. p. 53-75.

Cogo NP, Levien R, Schwarz RA. Perdas de solo e água por erosão hídrica influenciadas por métodos de preparo, classes de declive e níveis de fertilidade do solo. Rev. Bras. Ciênc. Solo. 2003;27:743-753.

Cooper K. Evaluation of the relationship between the RUSLE R-Factor and mean annual precipitation. Washington: USDA; 2011.

Costa MH. Mudanças climáticas globais e suas implicações. Acao Amb. 1999;2(7):21-23.

Cox PM, Bett RA, Bunton CB, Essery RLH, Rowntree PR, Smith J. The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. Clim. dyn. 1999;15(3):183-203.

Curse R, Flanagan J, Frankenberger B, Gelder D, Herzmann D, James D, Krajenski W, Kraszewski M, Laflen J, Opsomer J, Todey, D. Daily estimates of rainfall, water runoff and soil erosion in Iowa. J. Soil. Water Conserv. 2006;61(4):191-199.

Davison P, Hutchins MG, Anthony MB, Johnson C, Lord EI. The relationship between potentially erosive storm energy and daily rainfall quantity in England and Wales. Sci. total environ. 2005;344:15-25.

De Luis M, González-Hidalgo JC, Longares LA. Is rainfall erosivity increasing in the Mediterranean Iberian Peninsula? Land degrad. dev. 2009;21:139-144.

Dias AS, Silva JRC. A erosividade das chuvas em Fortaleza (CE): I - Distribuição, probabilidade de ocorrência e período de retorno - 1ª aproximação. Rev. Bras. Ciênc. Solo. 2003;27:335-345.

Dibike YB, Coulibaly P. Hydrologic impact of climate change in the Saguenay watershed: comparison of downscaling methods and hydrologic models. J. hydrol. 2005;307(1-4):145-163.

Diodato N. Estimating RUSLE´s rainfall factor in the part of Italy with a Mediterranean rainfall regime. Hydrology and Earth System Sciences.2004;8(1):103-107.

Diodato N, Bellochi G. Assessing and modeling changes in rainfall erosivity at different climate scales. Earth surf. Processes landf. 2009;34:969-980.

Domínguez-Romero L, Ayuso JLM, Garcia APM. Annual distribution of rainfall erosivity in western Andalusia, southern Spain. J. Soil. Water Conserv. 2007;62(2): 390-401.

Elagib NA. Changing rainfall, seasonality and erosivity in the hyper-arid zone of Sudan. Land degrad. dev. 2011;2:505-512.
Ellison WD. Studies of raindrop erosion. Agric. eng. 1944;25:131-136.

Fendrich R. Chuvas intensas para obras de drenagem no Estado do Paraná. 3nd ed. Curitiba; 2011.

Fiener P, Neuhaus P, Botschek J. Long-term trends in rainfall erosivity-analysis of high resolution precipitation time series (1937-2007) from Western Germany. Agric. for. meteorol. 2013;171-172:115-123.

Foster GR, McCool DK, Renard KG, Moldenhauer WC. Conversion of the universal soil loss equation to SI metric units. J. Soil. Water Conserv. 1981;355-359.

Gondim RS, Maia, AHN, Evangelista, SEM, Castro, MAH, Junior SCFF. Metodologia para Avaliação de Impactos de Mudanças Climáticas na Demanda de Água para a Agricultura Irrigada em Nível de Bacia Hidrográfica. Fortaleza: Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária; 2011. (Documentos, 140).

Giorgi F, Mearns LO. Approaches to the simulation of regional climate change: a review. Rev. Geophys. 1991;29:191-216.

Giorgi F, Mearns LO. Introduction to special section: regional climate modeling revisited. J. Geophys. Res.1999;104- D6: 6335-6352.

Giorgi F, Hewitson B, Christensen J, Fu C, Jones R, Hulme M, Mearns, LO, Von Storch H, Whetton P. Regional climate information – evaluation and projections. In: Workgroup I – Thirdy Assessment Report. Cambridge, IPCC; 2001.

Goossens C, Berger A. Annual and seasonal climatic variations over the northern hemisphere and Europe during the last century. Ann. Geophys. 1986;4(B4).

Groisman PYA, Karl TR, Easterling DR, Knight RW, Jamason PF, Hennessy KJ, Suppiah R, Page CM, Wibig J, Fortuniak K, Razuvaev VN, Douglas A, Førland E, Zhai PM. Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climate change. Clim. Change, 42:243-283, 1999.
Groisman P, Knight R, Karl T. Trends in the twentieth century. Bull. Am. Meteorol. Soc. 2001;82:219-246.

Groisman PY, Knight RW, Easterling DR, Karl TR, Hegerl GC, Razuvaev VN. Trends in intense precipitation in the climate record. J. climate. 2005;18:1326-1350.

Groisman PY, Knight RW, Karl TR. Changes in intense precipitation over the Central United States. Changes in intense precipitation over the Central United States. J. hydrometeorol. 2012;47-66.

Groppo JD, Moraes JM, Beduschi CE, Martinelli LA. Análise de séries temporais de vazão e precipitação em algumas bacias do Estado de São Paulo com diferentes graus de intervenções antrópicas. Geociências. 2005;24(2):181-193.

Huang J, Sun S, Zhang J. Detection of trends in precipitation during 1960-2008 in Jiangxi province, southeast China. Theoretical Applied. 2013;114:237-251.

Huang J, Sun S, Xue Y, Zhang J. Spatial and temporal variability of precipitation indices during 1961-2010 in Hunan Province, central south China. Theoretical Applied. 2014;118:581-595.

Hillel D, Rosenzweig C. The greenhouse effect and its implications regarding global agriculture. Amherst: University of Massachusetts; 1989. (Research Bulletin, 724).

Hoyos N, Waylen PR, Jaramillo A. Seasonal and spatial patterns of erosivity in a tropical watershed of the Colombian Andes. J. hydrol. 2005;314:177-191.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Levantamento Sistemático da Produção Agrícola. Brasília-DF:IBGE;2017.

IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change. The IPCC Scientific Assessment. Cambridge: Cambridge University Press; 1990.

IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change. The science of climate change. Cambridge: Cambridge University Press; 1996.

IPCC(a). Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change 2001: The Scientific Basis-Contribution of Working Group 1 to the IPCC Third Assessment Report. Cambridge: Cambridge University Press; 2001.

IPCC(b). Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change Impacts, adaptation, and vulnerability. Cambridge: Cambridge University Press; 2001.

IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change 2007. General guidelines on the use of scenario data for climate impact and adaptation assessment. IPCC Task group on data and scenario support for impact and climate assessement (TGICA). Cambridge: Cambridge University Press; 2007.

IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change 2007. Special Report on Emission Scenarios. [internet]. Intergovernmental Panel on Climate Change; 2000 [acesso em 17 fev 2015]. Disponível em: http://www.ipcc.ch/ipccreports/sres/emission/index.htm.

IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change. WG I - Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Final Draft. Cambridge: Cambridge University Press; 2013.

Jones RG, Murphy JM, Noguer M. Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1995;121(526):1413-1449.

Jones RG, Noguer M, Hassel DC, Hudson D, Wilson SS, Jenkins GJ, Mitchell JFB. Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS. Exeter: Meteorological Office Hadley Centre; 2004.

Jones RG, Murphy JM, Noguer M, Keen AB. Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. II: Comparison of driving and regional model responses to a doubling of carbon dioxide. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1997;123(538):265-292.

Karmeshu N. Trend detection in annual temperature and precipitation using the Mann Kendall Test – A case study to assess climate change on select states in the Northeastern United States [tese]. University of Pennsylvania; 2012.

Kellog WW, Zhao Z-C. Sensitivity of soil moisture to doubling of carbon dioxide in climate model experiments, I, North America. J. climate. 1988;1:348-366.

Kinnel P. Rainfall intensity‑kinetic energy relationship for soil loss prediction. Soil Sci Soc. Am. J. 1981;45:153‑155.

Kunkel KE, Andsager K, Easterling DR. Long-term trends in extreme precipitation events over the conterminous United States and Canada. J. climate. 1999;12:2515-2527.

Lemos MSS, Bahia VG. Erosividade da chuva. Inf. Agropecu. 1992;16(176):31-37.

Livada I, Asimakopoulos DN. Individual seasonality index of rainfall regimes in Greece. Clim. res. 2005;28:155-161.

Lopes PCR, Brito LTL. Erosividade da chuva no Médio São Francisco. Rev. Bras. Ciênc. Solo. 1993;17:129-133.

Luis M, Gonzalez-Hidalgo JC, Brunetti M, Longares LA. Precipitation concentration changes in Spain 1946-2005. Natural Hazards Earth System Science. 2011;11:1259-1265.doi:10.5194/nhess.2011.

Lujan DL, Gabriels D. Assessing the rain erosivity and rain distribution in different agro-climatological zones in Venezuela. Sociedade & Natureza. 2005;Special Issue:16-29.

Manabe S, Wetherald RT. Reduction in summer soil wetness induced by an increase in atmospheric carbon dioxide. Science. 1986;232:626-628.

Marengo JA. Mudanças climáticas globais e regionais: avaliação do clima atual do Brasil e projeções de cenários climáticos do futuro. Rev. Bras. Meteorol. 2001;16(1):1-18.

Marengo JA. 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. Brasília-DF: Ministério do Meio Ambiente; 2006.

Marengo JA, Valverde MC. Caracterização do clima no Século XX e cenário de mudança do clima para o Brasil no Século XXI usando os modelos do IPCC-AR4. Multiciência. 2007;8:5-28.

Marengo JA, Jones R, Alves LM, Valverde MC. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the Precis regional climate modelling system. Int. j. climatol. 2009. Published online in Wiley InterScience. doi:10.1002/joc.1863.

Marengo JA, Chou SC, Kay G, Alves LM, Pesquero JF, Soares WR, Santos DC, Lyra AA, Sueiro G, Betts R, Chagas DJ, Gomes JL, Bustamante JF, Tavares P. Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Parana River Basins. Clim. dyn. 2012;38:1829-1848.

Martins SG, Silva MLN, Curi N, Ferreira MM, Fonseca S, Marques JJGSM. Perdas de solo e água por erosão hídrica em sistemas florestais na região de Aracruz (ES). Rev. Bras. Ciênc. Solo. 2003;27:395-403.

Mearns LO, Rosenzweig C, Goldberg R. Mean and variance change in climate scenarios: Methods, agricultural applications, and measures of uncertainly. Clim. change. 1997; 35:367-396.

Mearns LO, Easterling W, Hays C, Marx D. Camparison of agricultural impacts of climate change calculated from high and low resolution climate change scenarios: Part I: The uncertainty due to spatial scale. Clim. change. 2001;51:131-172.

Mello CR, Sá MCA, Curi N, Mello JM, Viola MR, Silva AM. Erosividade mensal e anual da chuva no Estado de Minas Gerais. Pesqui. Agropecu. Bras. 2007;42:537-545.

Mello YR, Oliveira TMN. Análise estatística e geoestatística da precipitação média para o município de Joinville (SC). Rev. Bras. Meteorol. 2016;31(2):229-239. doi: 10.1590/0102-778631220150040.

Mitchell JK, Bubenzer GD. Estimación de la perda del suelo. In: Kirby MJ, Morgan RPC, editors. Soil Erosion. Chichester, John Wiley and Sons Ltd; 1980. p. 35-88.

Mitchell TD, Hulme M. Predicting regional climate change: living with uncertainty. Prog Phys Geogr. 1999;23(1):57-78.

Morais LFB, Silva V, Naschenveng TMC, Hardoin PC, Almeida JEL, Weber OLS, Boel E, Durigon V. Índice EI_{30} e sua relação com o coeficiente de chuva do sudoeste de Mato Grosso. Rev. Bras. Ciênc. Solo. 1991;15:339-344.

Morgan RPC. A simple aproach to soil loss prediction: a revised Morgan-Morgan-Finney model. Catena. 2001;44:305-322.

Mortatti J. Hidrologia dos rios Tietê e Piracicaba: séries temporais de vazão e hidrogramas de cheia. Rev. Cienc. Tecnol. 2003;12(23):55-67.

Munka C, Cruz G, Cafeera RM. Long term variation in rainfall erosivity in Uruguay: a preliminary Fournier approach. GeoJournal. 2007;70:257-262.

Nearing MA. Potential changes in rainfall erosivity in the US with climate change during the 21st century. J. Soil. Water Conserv. 2001;56(3): 229-232.

Nearing MA, Pruski FF, O´Neal MR. Expected climate change impacts on soil erosion rates: a review. J. Soil. Water Conserv. 2004;59(1):43-50.

Oduro-Afriyie K. Rainfall erosivity map for Ghana. Geoderma. 1996;74:161-166.

Oliveira PTS, Alves Sobrinho T, Rodrigues DBB, Panachuki E. Erosion risk mapping applied to environmental zoning. Water Resources Management. 2011;25:1021‑1036.

Oliveira PTS. Séries sintéticas de precipitação para estimar a erosividade das chuvas [tese]. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa; 2014.

Oliveira PTS, Wendland E, Nearing MA. Rainfall erosivity in Brazil: A review. Catena. 2012;100:139-147.

Oliveira GG, Pedrollo OC, Castro NMR. As incertezas associadas às condições climáticas obtidas pelo modelo Eta CPTEC/HadCM3: avaliação comparativa entre os dados simulados e

observados de precipitação, evapotranspiração e vazão na bacia hidrográfica do rio Ijuí, Brasil. Rev. Bras. Meteorol. 2015;30(1):101-121.

Oliver JE. Monthly precipitation distribution: a comparative index. Prof Geogr. 1980;32:300-309.

Onori F, De Bonis P, Grauso S. Soil erosion prediction at the basin scale using the revised universal soil loss equation (RUSLE) in a catchment of Sicily (southern Italy). Environ. Geol. 2006;50:1129-1140.

Oram PA. Sensitivity of agricultural production to climate change. Clim. change. 1985;7:129-152.

Parry ML, Rosenzweig C, Iglesias A, Fischer G, Livermore M. Climate change and world food security: a new assessment. Glob. environ. change. 1999; 9:51-67.

Parry ML, Rosenzweig C, Iglesias A, Livermore M, Fisher G. Effects of climate change on global food production under SRES emissions and socio-economic scenarios. Glob. environ. change. 2004;14:53-67.

Pellegrino GQ, Moraes JM, Guandique MEG, Ballester MVR, Victoria RL, Martinelli LAPELLEGRINO GQ. Análise espaço-temporal de componentes hidroclimáticos na bacia do rio Piracicaba, SP. Rev. Bras. Agrometeorol. 2001;9(1):125-135.

Penereiro JC, Ferreira DHL. Estatística apoiada pela tecnologia: uma proposta para identificar tendências climáticas. Acta sci. 2011;13(1):87-105.

Petan S, Rusjan S, Vidmar A, Mikos M. The rainfall kinetic energy-intensity relationship for rainfall erosivity estimation in the mediterranean part of Slovenia. J. hydrol. 2010;391:314-321.

Petkovŝek G, Mikoŝ M. Estimating the R factor from daily rainfall data in the sub-Mediterranean climate of southwest Slovenia. Hydrol. Sci. j. 2004;49(5):869-877.

Pryor SC, Schoof JT. Changes in precipitation seasonality over the contiguous USA. J. Geophys. Res. 2008;113:D21108.doi:10.1029/2008JD010251.

Pryor SC, Howe JA, Kunkel KE. How spatially coherent and statistically robust are temporal changes in extreme precipitation across the contiguous USA? Int. j. climatol. 2008; doi:10.1002/joc.1696.

Rao VB, Hada K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the Southern Oscilation. Theor. appl. climatol. 1990;42(2):81-91.

Renard KG, Foster GR, Weesies GA, Porter JP. RUSLE Revised Universal Soil Loss Equation. J. Soil. Water Conserv. 1991;46(1): 30-33.

Renard KG, Freimund JR. Using monthly precipitation data to estimate the R-factor in the Revised USLE. J. hydrol. 1994;157: 287-306.

Renard KG, Foster GR, Weesies GA, McCool DK, Yoder DC. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). Washington: USDA; 1997. (Agriculture Handbook, 703).

Robock A, Scholosser CA, Vinnikov KY, Speranskaya NA, Entin JK, Qui S. Evaluation of the AMIP soil moisture simulations. Glob. Planet. Change. 1998;19(1):181-202.

Romero CC, Baigorria GA, Stroosnijder L. Changes of erosive rainfall for El Niño and La Niña years in the northern Andean highlands of Peru. Clim. change. 2007;85:343-356.

Rosenzweig C, Hillel D. Potential impacts of climate change on agriculture and food supply. Consequences. 1995;1(2):22-32.

Rosenzweig C, Liverman D. Predicted effects of climate change on agriculture: A comparison of temperate and tropical regions. In: Majundar SK, editor. Global climate change: Implications, challenges, and mitigation measures. The Pennsylvania Academy of Sciences; 1992.

Rosenzweig C, Parry ML. Potential impact of climate change on world food supply. Nature. 1994;367:133-138.

Rufino RL, Biscaia RCM, Merten GH. Determinação do potencial erosivo da chuva do estado do Paraná através da pluviometria: terceira aproximação. Rev. Bras. Ciênc. Solo. 1993;17:439-444.

Salles C, Poesen J, Sempere-Torres D. Kinetic energy of rain and its functional relationship with intensity. J. hydrol. 2002;257:256-270.

Santos FD, Forbes K, Moita R. Mudança climática em Portugal. Cenários, impactes e medidas de adaptação. Lisboa: 2001.

Sansigolo CA. Variabilidade interanual da estação chuvosa no estado de São Paulo. In: Anais do Congresso Brasileiro de Meteorologia; 1990; Salvador: 1990. p. 259-263.

Schultz DM, Mikkonen A, Laaksonen A, Richman MB, Weekly precipitation cycles? Lack of evidence from United States surface stations. Geophys. res. lett. 2007; 34:L22815. doi:10.1029/2007GL031889.

Silva AM. Rainfall erosivity map for Brazil. Catena. 2004;57:251-259.

Shi ZH, Cai CF, Ding SW, Wang TW, Chow TL. Soil conservation planning at the small watershed level using RUSLE with GIS. Catena. 2004;55:33-48.

Small D, Islam S, Vogel RM. Trends in precipitation and streamflow in the eastern US: Paradox or perception? Geophys. res. lett. 2006. 33:L03403. doi:10.1029/2005GL024995.

Smith DD. Interpretation of soil conservation data for field use. Agric. eng. 1941;22:173-175.

Sumner G. Precipitation: Process and analysis. Chichester: John Wiley; 1988.

Sumner G, Homar V, Ramis C. Precipitation seasonality in eastern and southern coastal Spain. Int. j. climatol. 2001;1:219-247.

Sun Y, Solomon S, Dai A, Portmann RW. How often does it rain? J. climate. 2006;19:916-934.

Tubiello FN, Rosenzweig C, Goldberg RA, Jagtap S, Jones JW. Effects of climate change on US crop production: simulation results using two different GCM scenarios. Part I: Wheat, potato, maize and citrus. Clim. res. 2002;20(3):259-270.

Tsvetsinskaya EA, Mearns LO, Mavromatis T, Gao W, McDaniel L, Downton MW. The effect of spatial scale of climatic change scenarios on simulated maize, winter wheat, and rice production in the southeastern United States. Clim. change. 2003;60: 37-71.

Van Dijk AIJM, Bruijnzeel LA, Rosewell CJ. Rainfall intensity-kinetic energy relationships: a critical literature appraisal (Review). J. hydrol. 2002;261:1-23.

Vidale PL, Lüthi D, Frei C, SeneviraTNESI, Schär C. Predictability and uncertainty in a regional climate model. J. Geophys. Res. 2003;108(D18):1-23.

Xiao JF, Moody A. Photosynthetic activity of US biomes: responses to the spatial variability and seasonality of precipitation and temperature. Glob. change biol. 2004;10:437-451.

Xin Z, Yu X, Li Q, Lu XX. Spatiotemporal variation in rainfall erosivity on the Chinese loess Plateau during the period 1956-2008. Regional Environmental Change. 2011;11:149-159.

Yevjevich V. Probability and statistics in hydrology. Fort Collins: Water Resources Publication; 1972.

Yu B, Hashim GM, Eusof Z. Estimating the R-factor with limited rainfall data: a case study from peninsular Malaysia. J. Soil. Water Conserv. 2001;56:101-105.

Walsh RPD, Lawler DM. Rainfall seasonality: description, spatial patterns and change through time. Weather. 1981;36:201-208.

Waltrick PC. Erosividade de chuvas no Paraná: atualização, influência do “El Niño” e “La Niña” e estimativa para cenários climáticos futuros [dissertação]. Curitiba: Universidade Federal do Paraná; 2010.

Wilks DS. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. 2nd ed. San Diego: Academic Press; 2006.

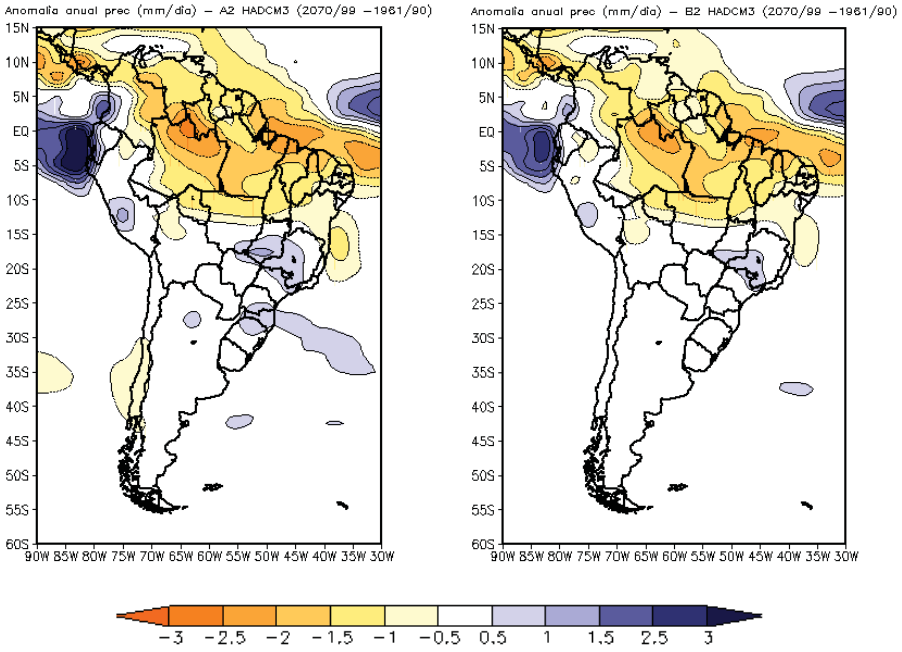
Wischmeier WH, Smith DD. Rainfall energy and its relationship to soil loss. Trans./Am. Geophys. Union. 1958;39:285-291.

Wischmeier WD, Smith DD. Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. Washington: USDA; 1978. (Agricultural Handbook, 537).

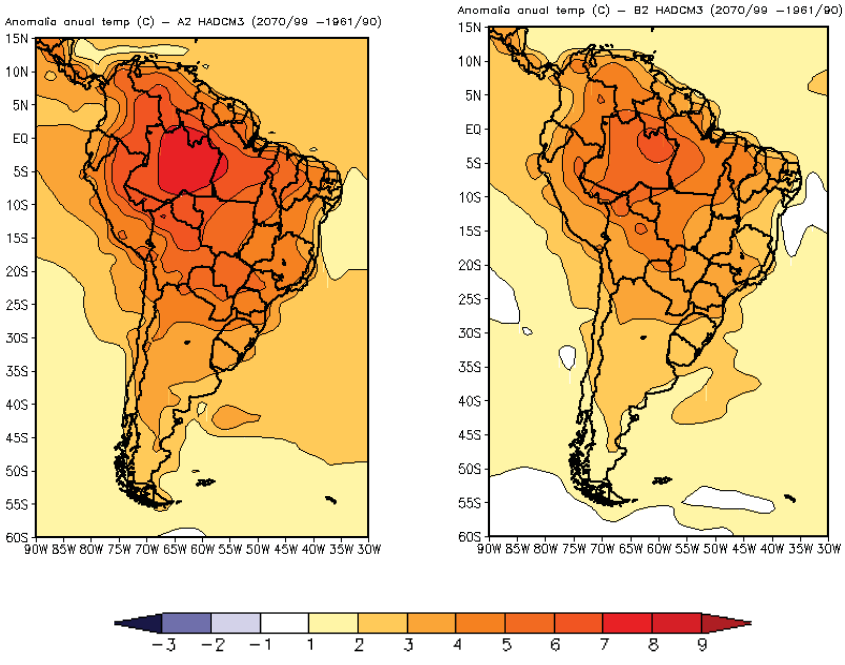
Zhang Y-G, Nearing MA, Liu BY. Potential effects of climate change on rainfall erosivity in the Yellow River Basin of China. Trans. ASAE. 2005;48:511-517.

APÊNDICE 1 – ANOMALIAS, ANUAL E SAZONAL, DE PRECIPITAÇÃO E TEMPERATURA MÉDIA DIÁRIA DO MODELO CLIMÁTICO GLOBAL HADCM3P – COMPARAÇÕES ENTRE CENÁRIOS CLIMÁTICOS A2 E B2 (2070-2100) E A CLIMATOLOGIA DO MODELO (1961-1990).

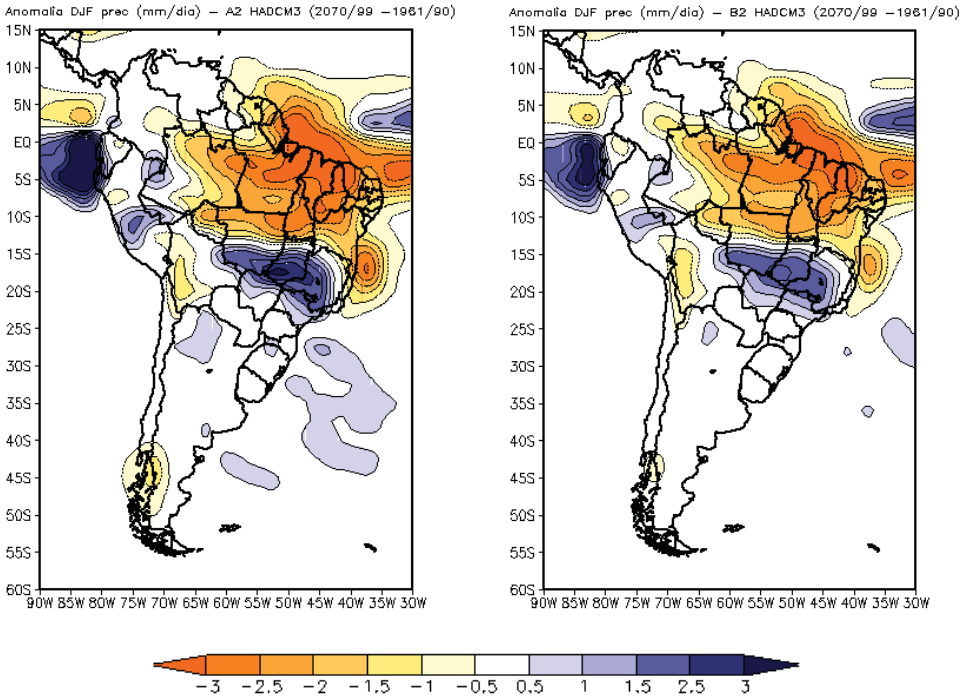
Anomalias anuais da precipitação média diária (mm dia^{-1}), do MCG HadCM3P em relação à Climatologia do modelo, cenários A2 (esquerda) e B2 (direita).



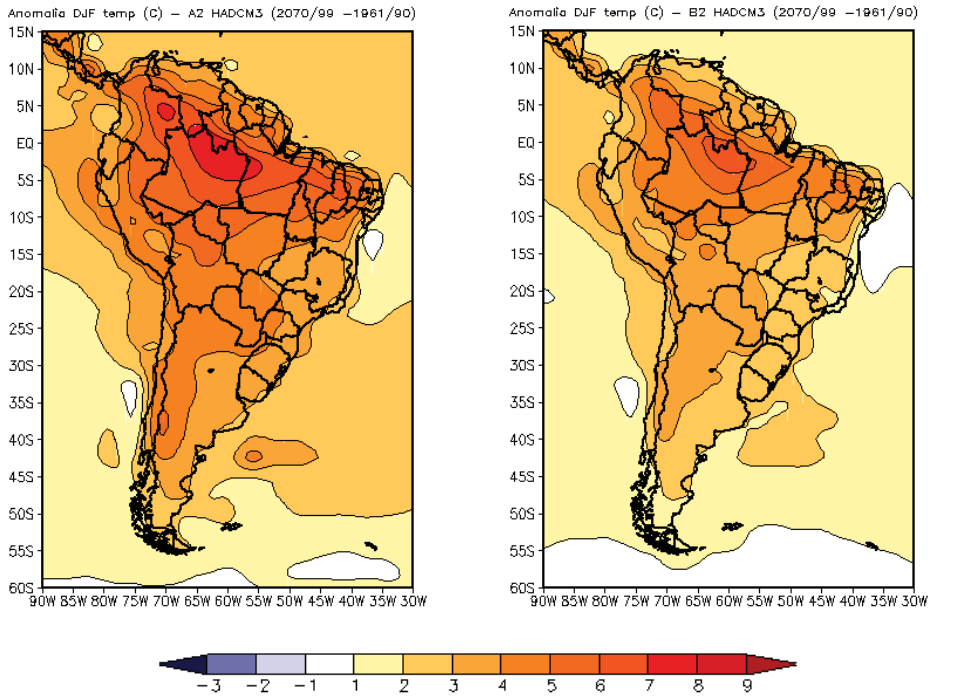
Anomalias anuais da temperatura média diária (°C), do MCG HadCM3P em relação à Climatologia do modelo, cenários A2 (esquerda) e B2 (direita).



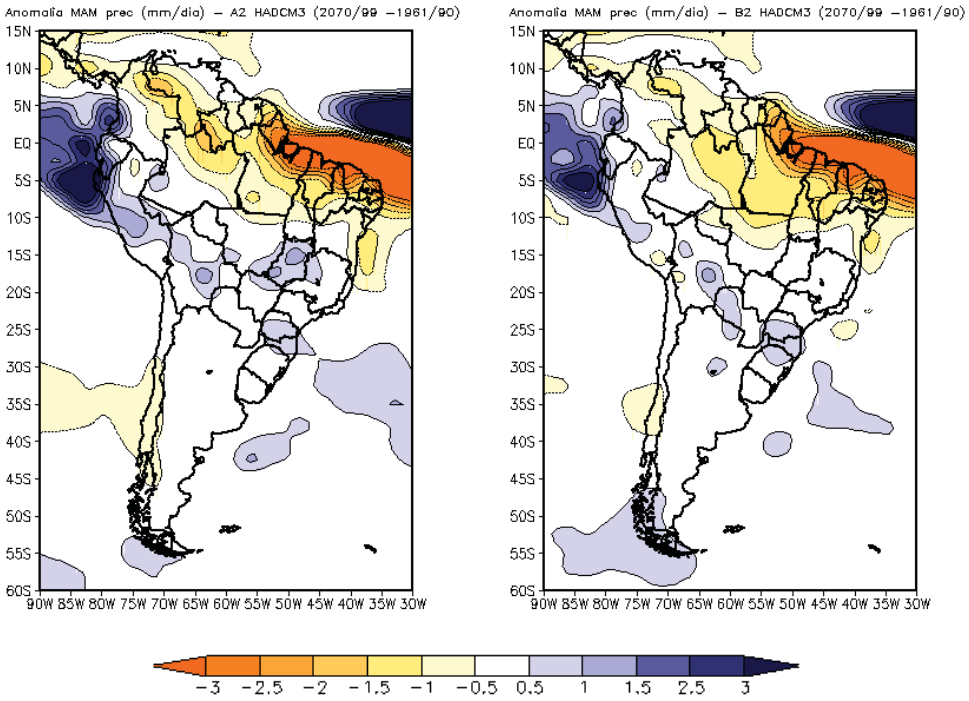
Anomalias sazonais da precipitação média diária (mm dia^{-1}), do MCG HadCM3P em relação à Climatologia do modelo, para o verão (DJF), cenários A2 (esquerda) e B2 (direita).



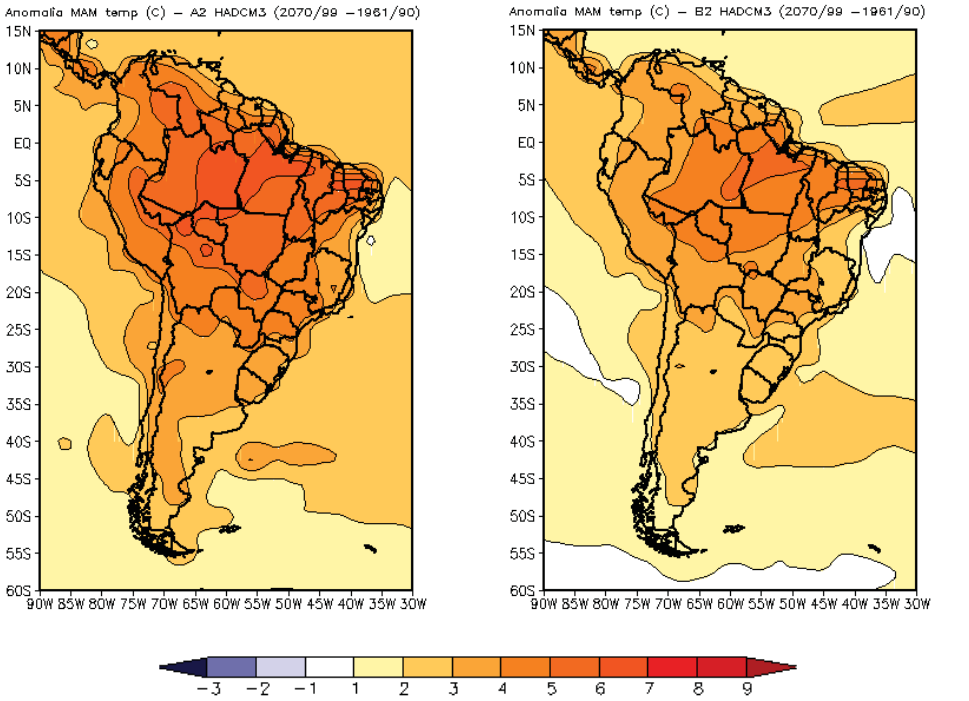
Anomalias sazonais da temperatura média diária (°C), do MCG HadCM3P em relação à Climatologia do modelo, para o verão (DJF), cenários A2 (esquerda) e B2 (direita).



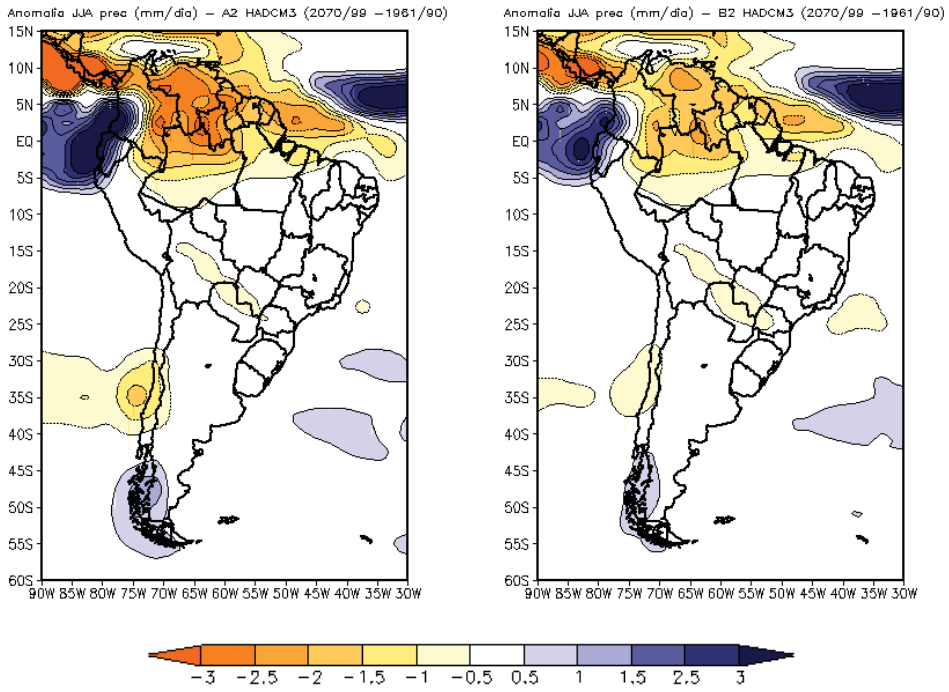
Anomalias sazonais da precipitação média diária (mm dia^{-1}), do MCG HadCM3P em relação à Climatologia do modelo, para o outono (MAM), cenários A2 (esquerda) e B2 (direita).



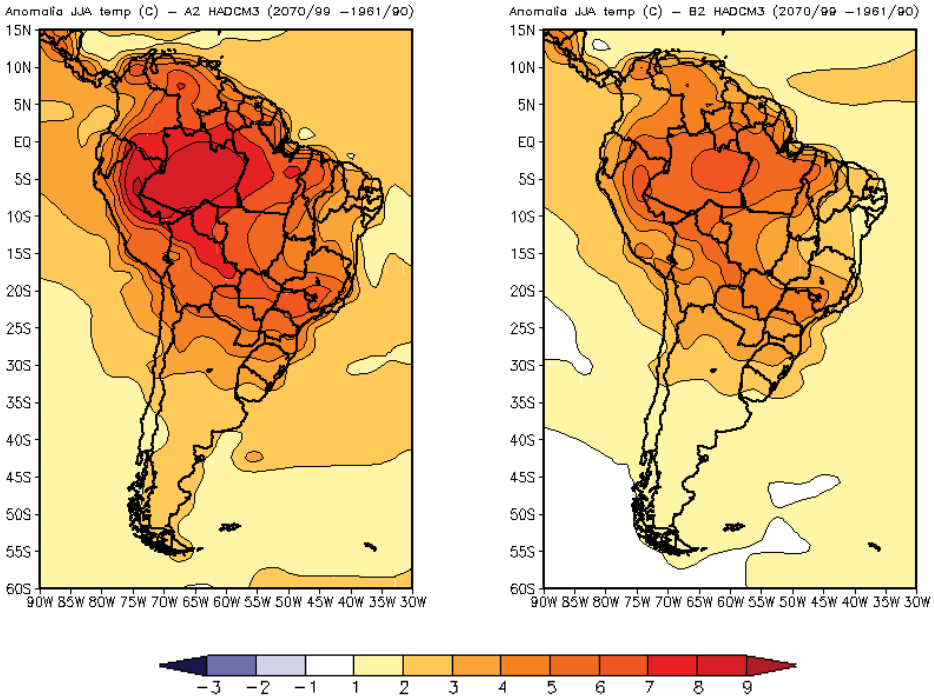
Anomalias sazonais da temperatura média diária (°C), do MCG HadCM3P em relação à Climatologia do modelo, para o outono (MAM), cenários A2 (esquerda) e B2 (direita).



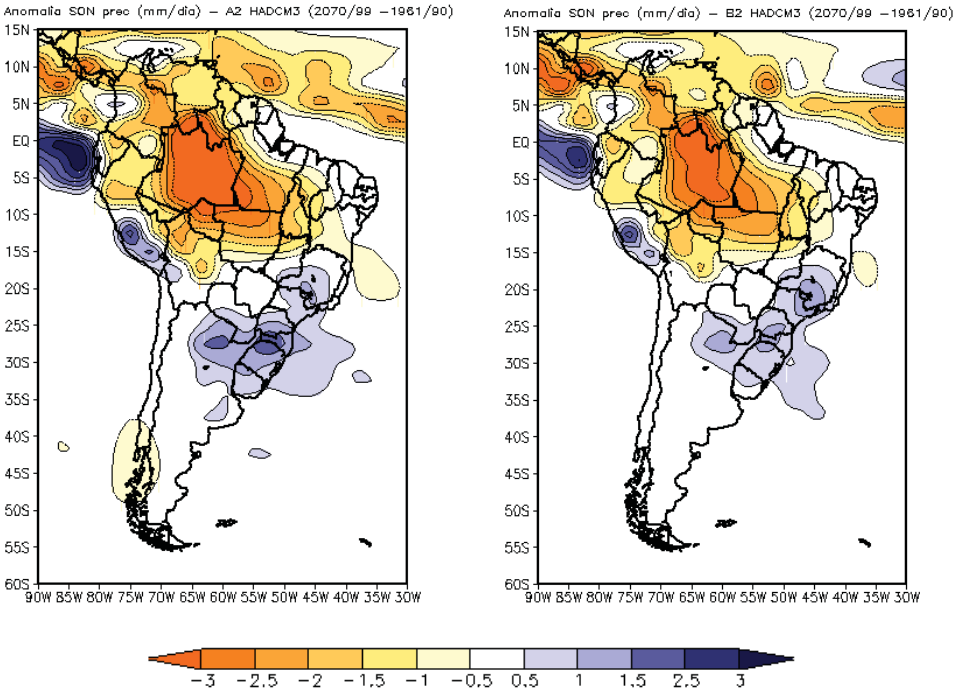
Anomalias sazonais da precipitação média diária (mm dia^{-1}), do MCG HadCM3P em relação à Climatologia do modelo, para o inverno (JJA), cenários A2 (esquerda) e B2 (direita).



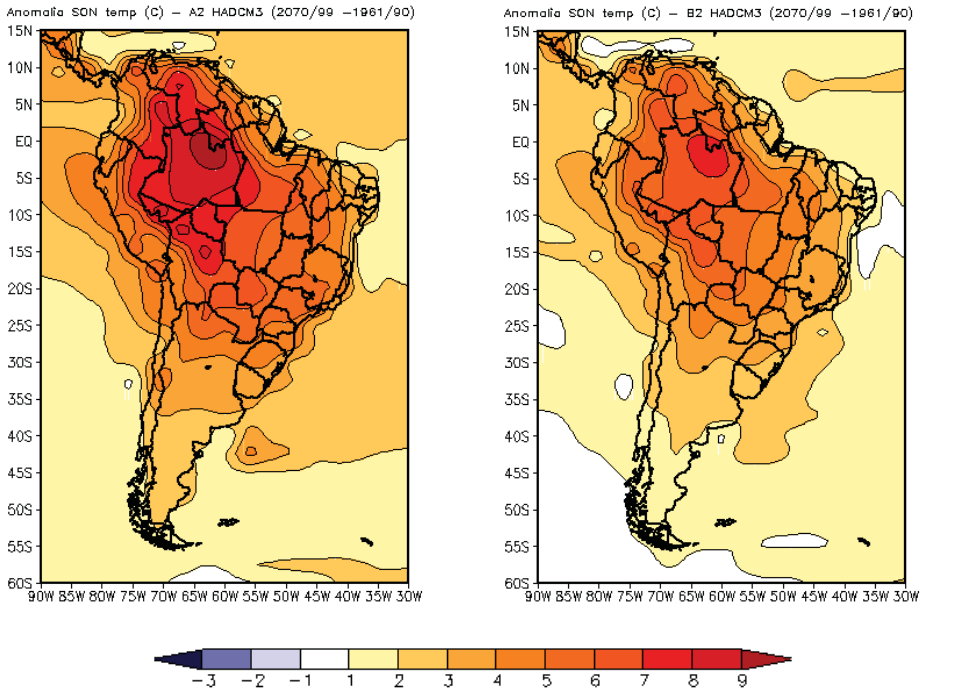
Anomalias sazonais da temperatura média diária (°C), do MCG HadCM3P em relação à Climatologia do modelo, para o inverno (JJA), cenários A2 (esquerda) e B2 (direita).



Anomalias sazonais da precipitação média diária (mm dia^{-1}), do MCG HadCM3P em relação à Climatologia do modelo, para a primavera (SON), cenários A2 (esquerda) e B2 (direita).

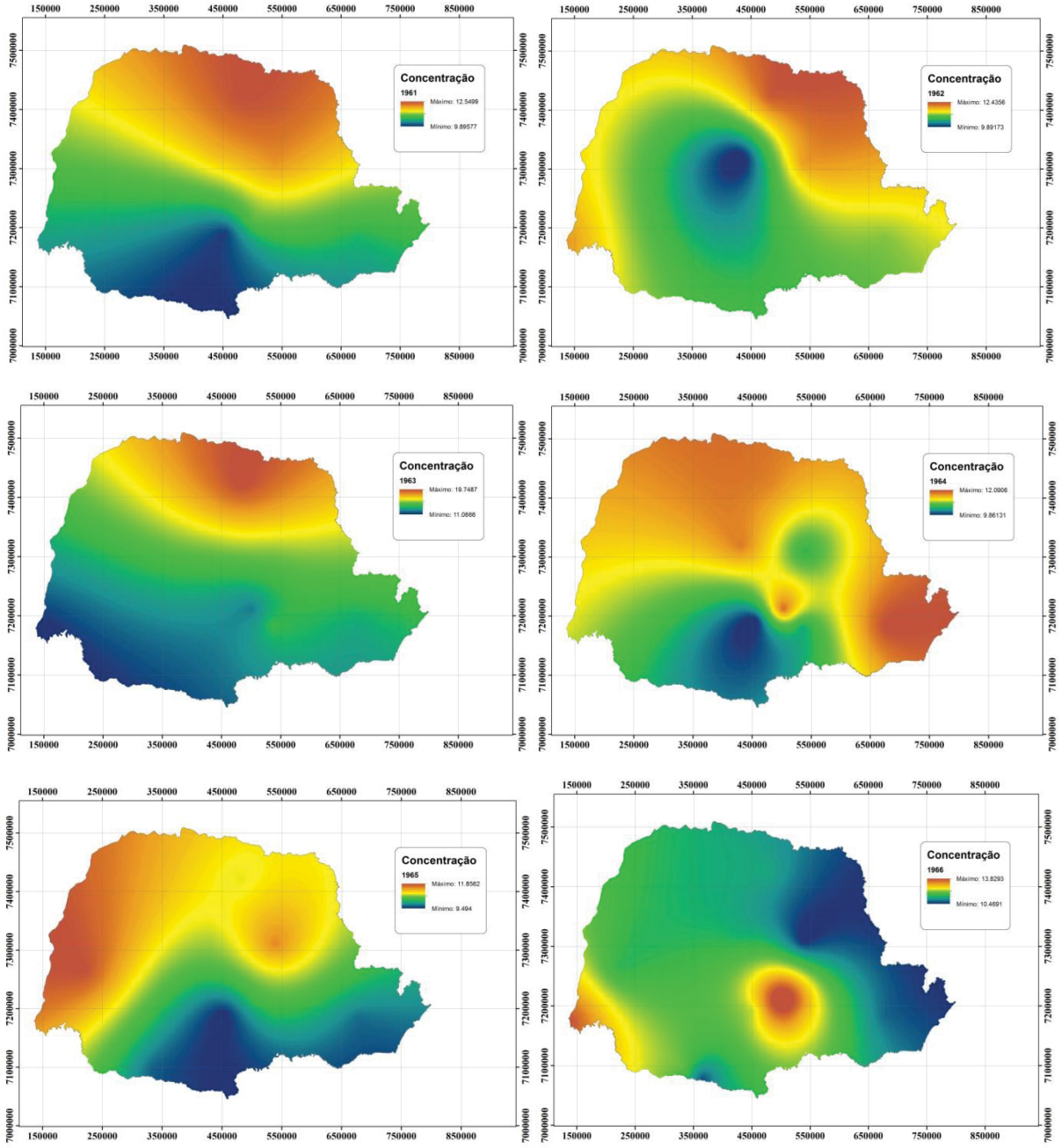


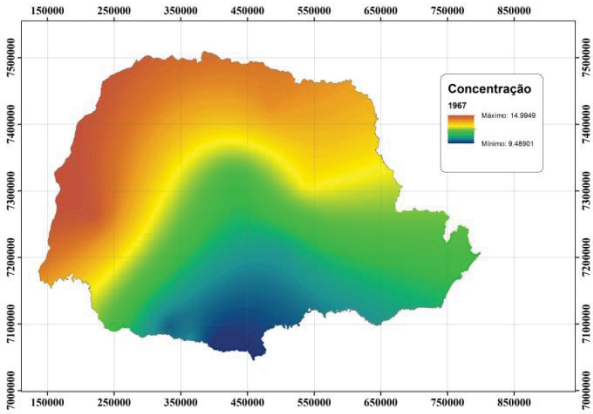
Anomalias sazonais da temperatura média diária (°C), do MCG HadCM3P em relação à Climatologia do modelo, para a primavera (SON), cenários A2 (esquerda) e B2 (direita).

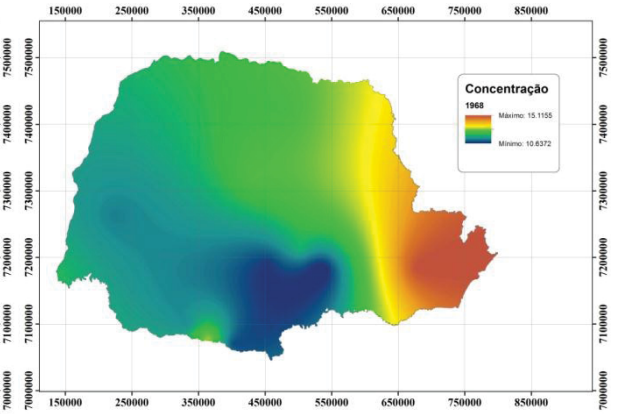


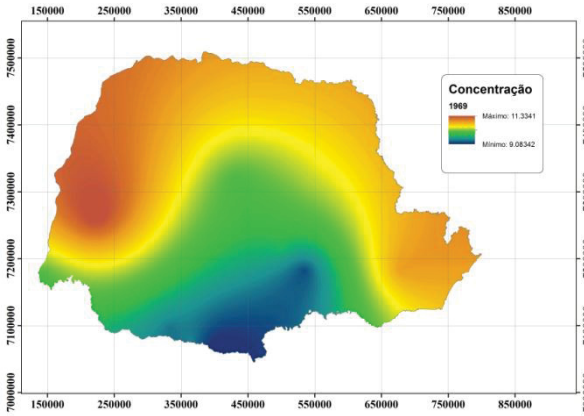
APÊNDICE 2 – VARIAÇÃO INTERANUAL DO INDICE DE CONCENTRAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO (ICP) E DO INDICE DE SAZONALIDADE DA PRECIPITAÇÃO (ISP) - CLIMATOLOGIA OBSERVADA, CLIMATOLOGIA DO MODELO (BASELINE - 1961-1990) E PARA CENÁRIOS FUTUROS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS (A2 E B2 - 2070-2100).

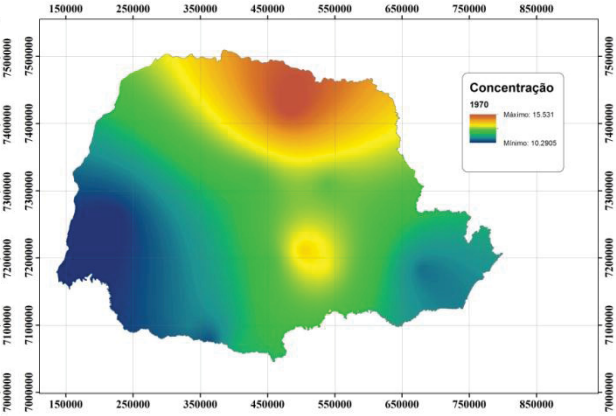
Variação interanual do Indice de Concentração da Precipitação (ICP), para a climatologia observada, período 1961-1990.

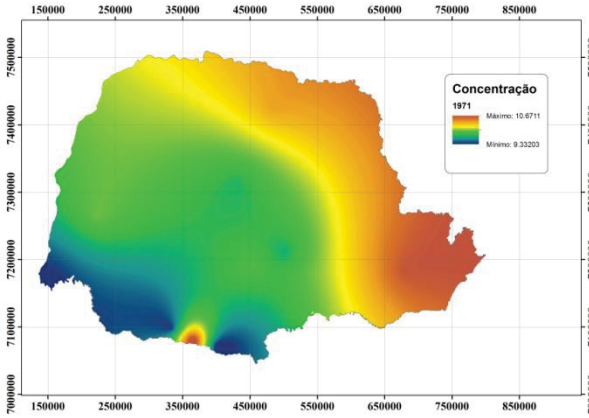


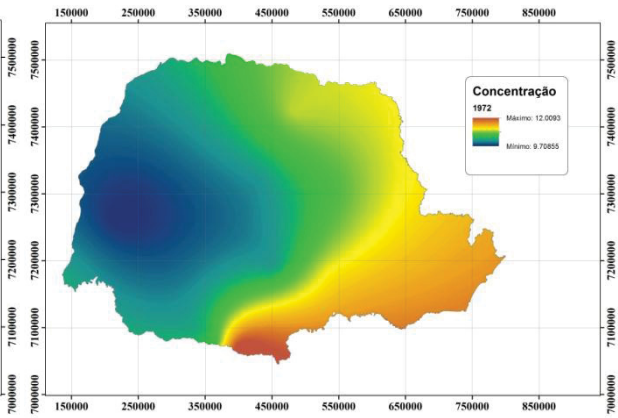

Concentração
1967
Máximo: 14.9949
Mínimo: 9.48901

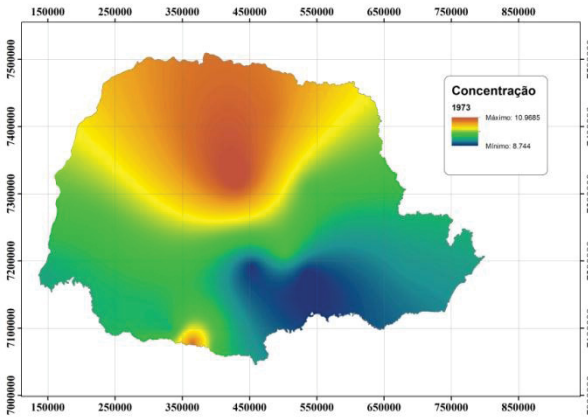

Concentração
1968
Máximo: 15.1155
Mínimo: 10.6372

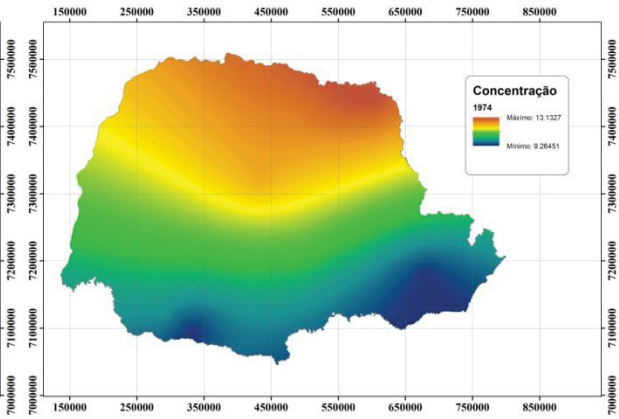

Concentração
1969
Máximo: 11.3341
Mínimo: 9.08342

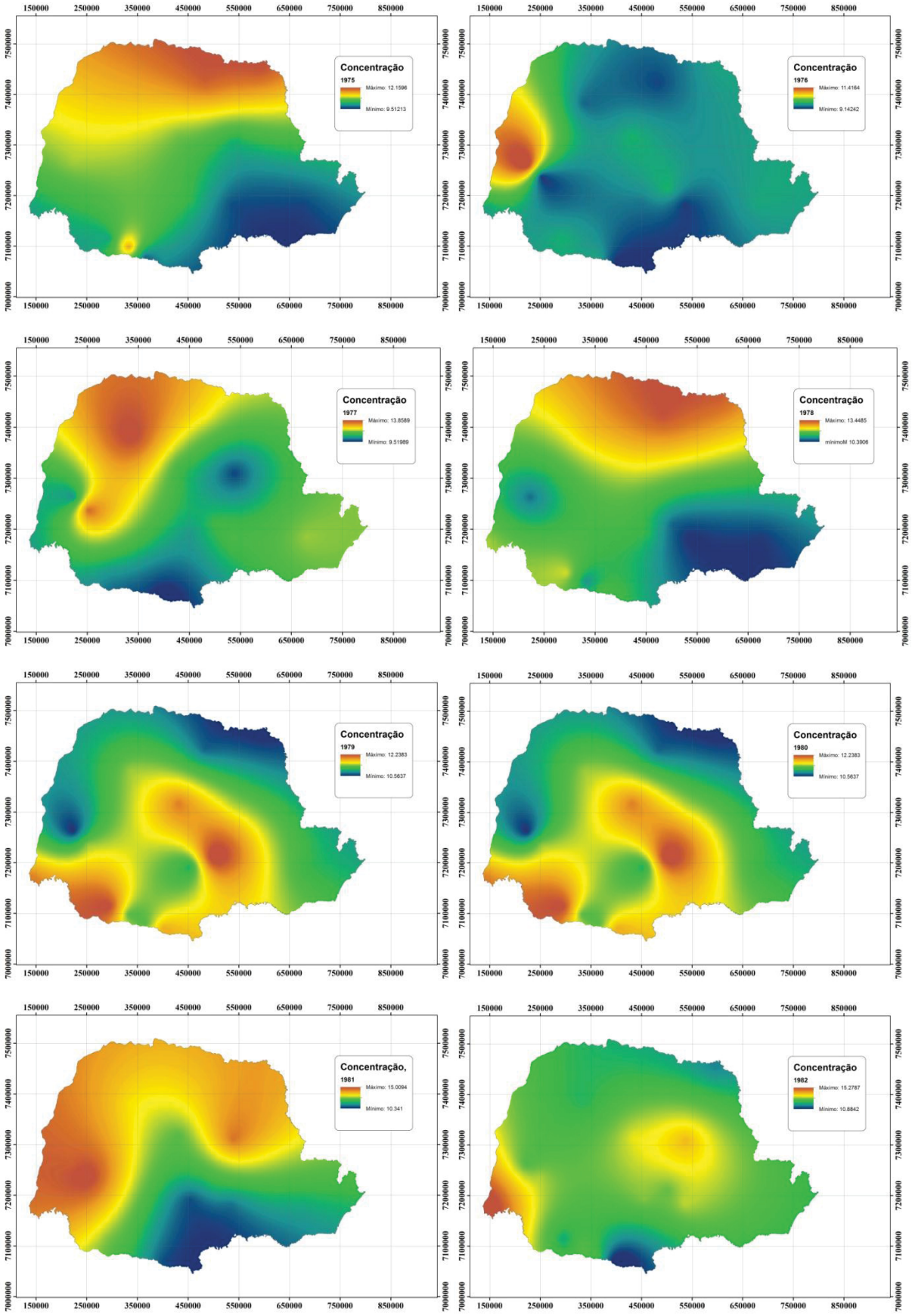

Concentração
1970
Máximo: 15.531
Mínimo: 10.2905

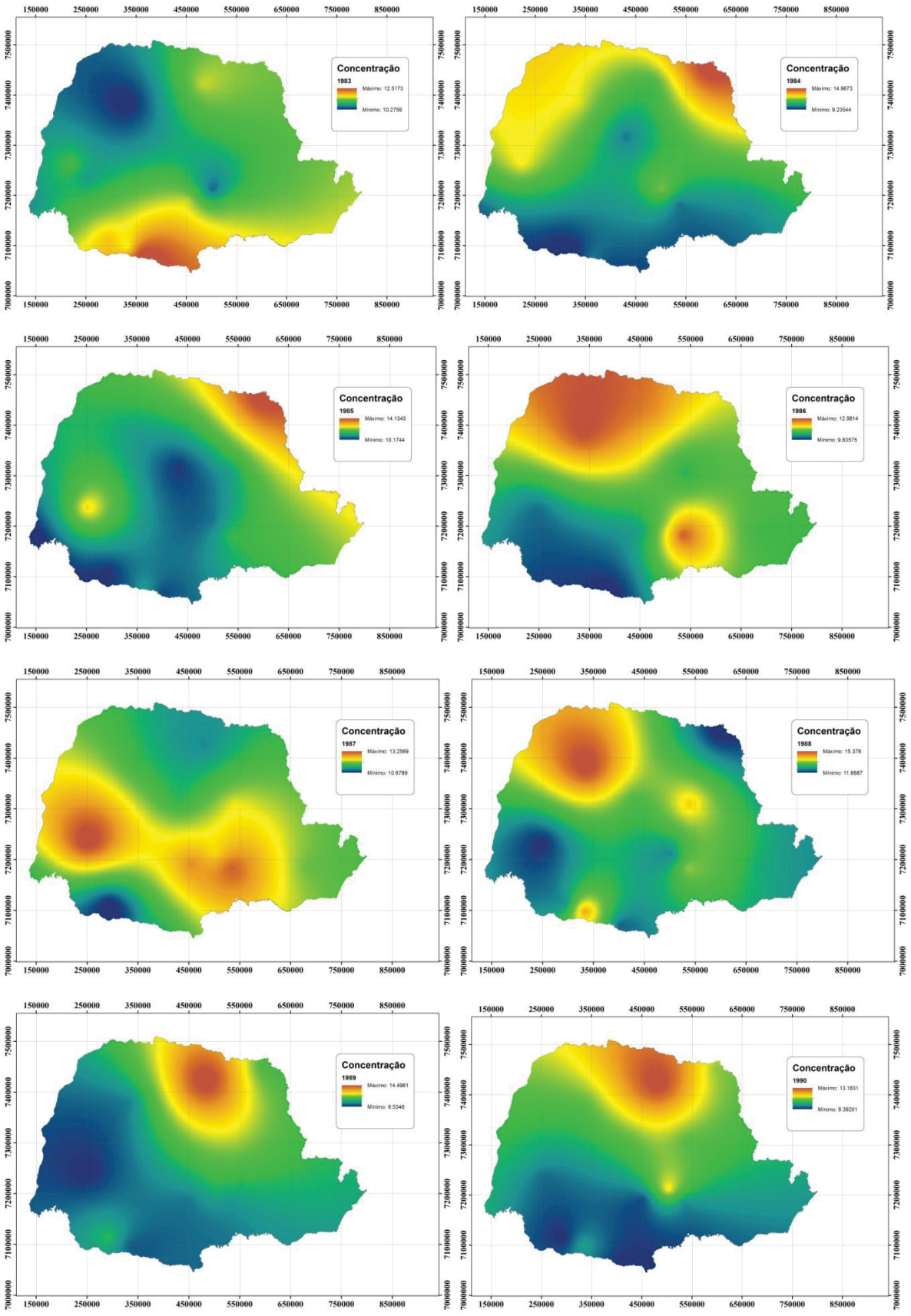

Concentração
1971
Máximo: 10.6711
Mínimo: 9.33203


Concentração
1972
Máximo: 12.0093
Mínimo: 9.70855

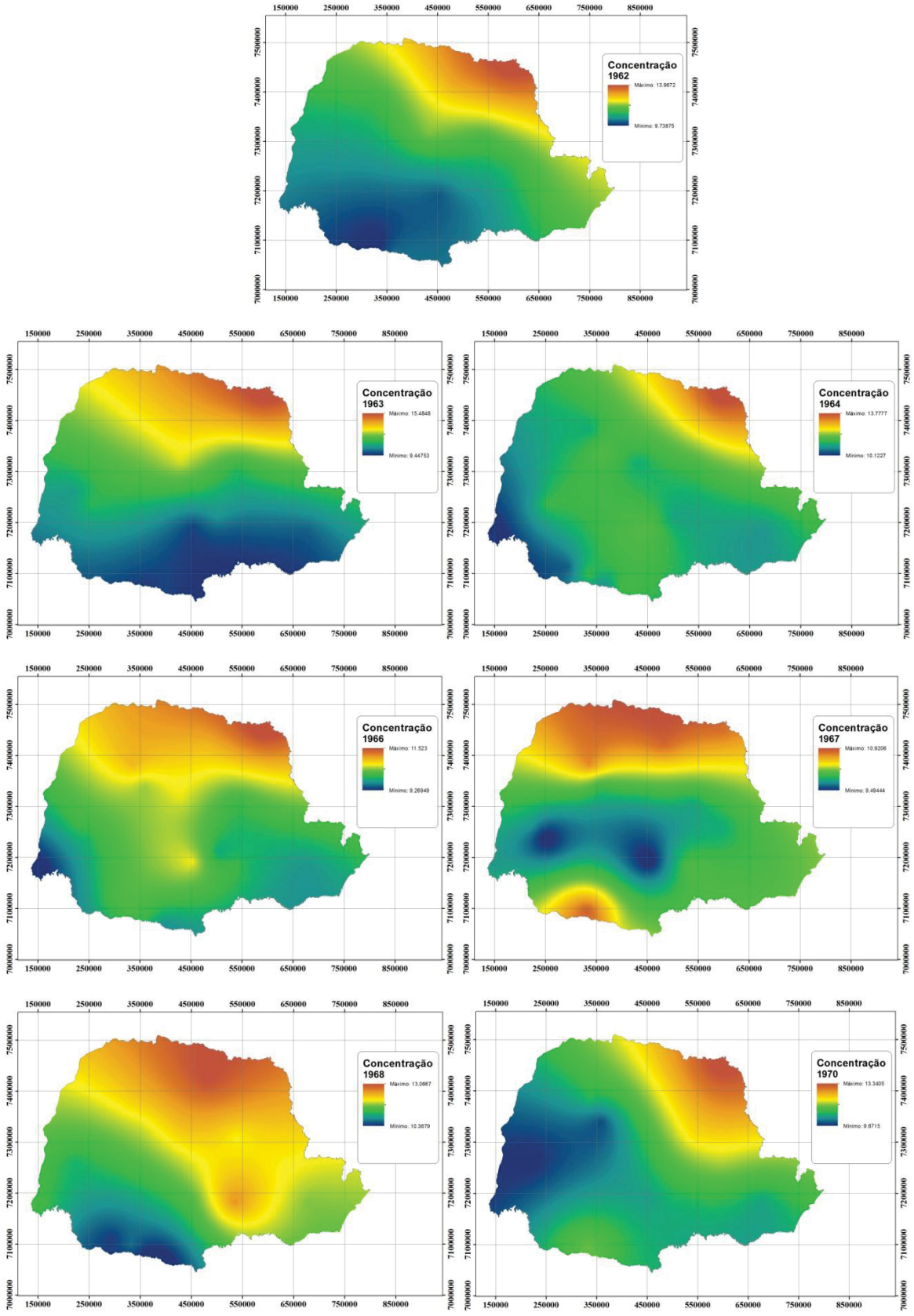

Concentração
1973
Máximo: 10.9685
Mínimo: 8.744

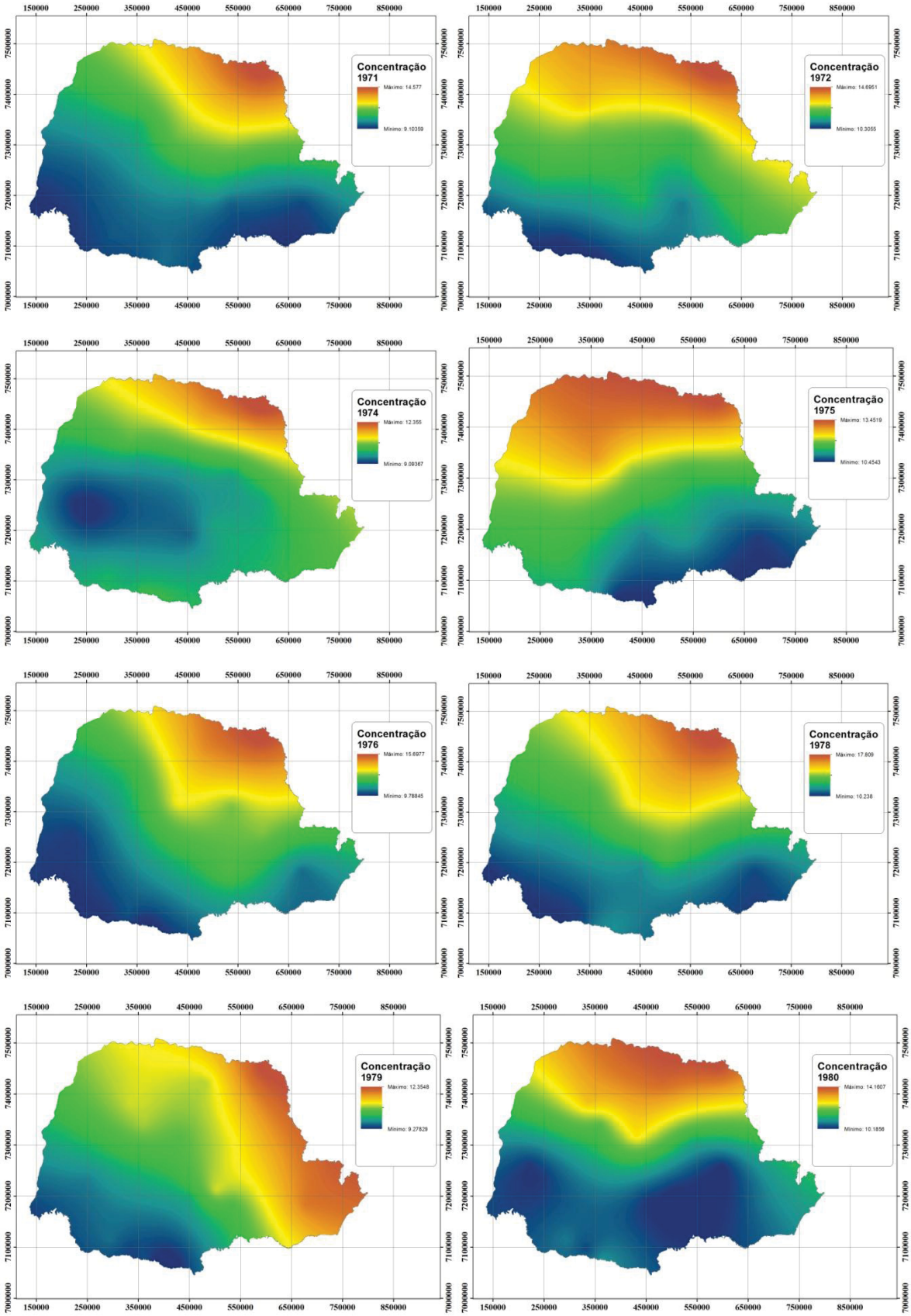

Concentração
1974
Máximo: 13.1327
Mínimo: 9.26451

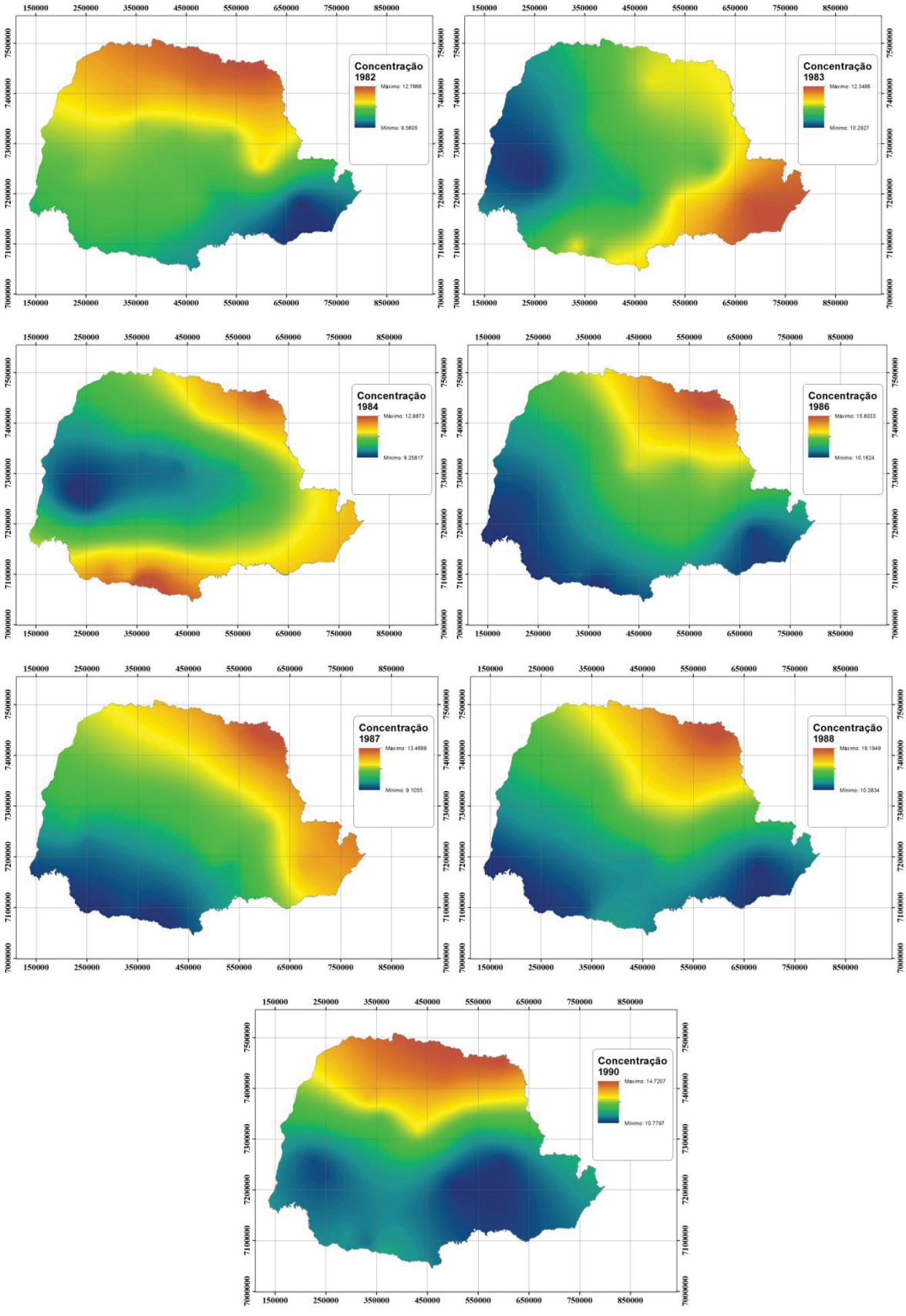

Concentração
1975
Máximo: 12.1596
Mínimo: 9.51213
Concentração
1976
Máximo: 11.4164
Mínimo: 9.14242
Concentração
1977
Máximo: 13.8589
Mínimo: 9.51989
Concentração
1978
Máximo: 13.4485
minimoM 10.3908
Concentração
1979
Máximo: 12.2383
Mínimo: 10.5637
Concentração
1980
Máximo: 12.2383
Mínimo: 10.5637
Concentração,
1981
Máximo: 15.0084
Mínimo: 10.341
Concentração
1982
Máximo: 15.2787
Mínimo: 10.8842
150000
250000
350000
450000
550000
650000
750000
850000
7500000
7400000
7300000
7200000
7100000
7000000


Concentração
1983
Máximo: 12.5173
Mínimo: 10.2759
Concentração
1984
Máximo: 14.9673
Mínimo: 9.23544
Concentração
1985
Máximo: 14.1345
Mínimo: 10.1744
Concentração
1986
Máximo: 12.9814
Mínimo: 9.83575
Concentração
1987
Máximo: 13.2569
Mínimo: 10.6789
Concentração
1988
Máximo: 15.378
Mínimo: 11.6887
Concentração
1989
Máximo: 14.4961
Mínimo: 9.5346
Concentração
1990
Máximo: 13.1831
Mínimo: 9.39201
150000
250000
350000
450000
550000
650000
750000
850000
7000000
7100000
7200000
7300000
7400000
7500000

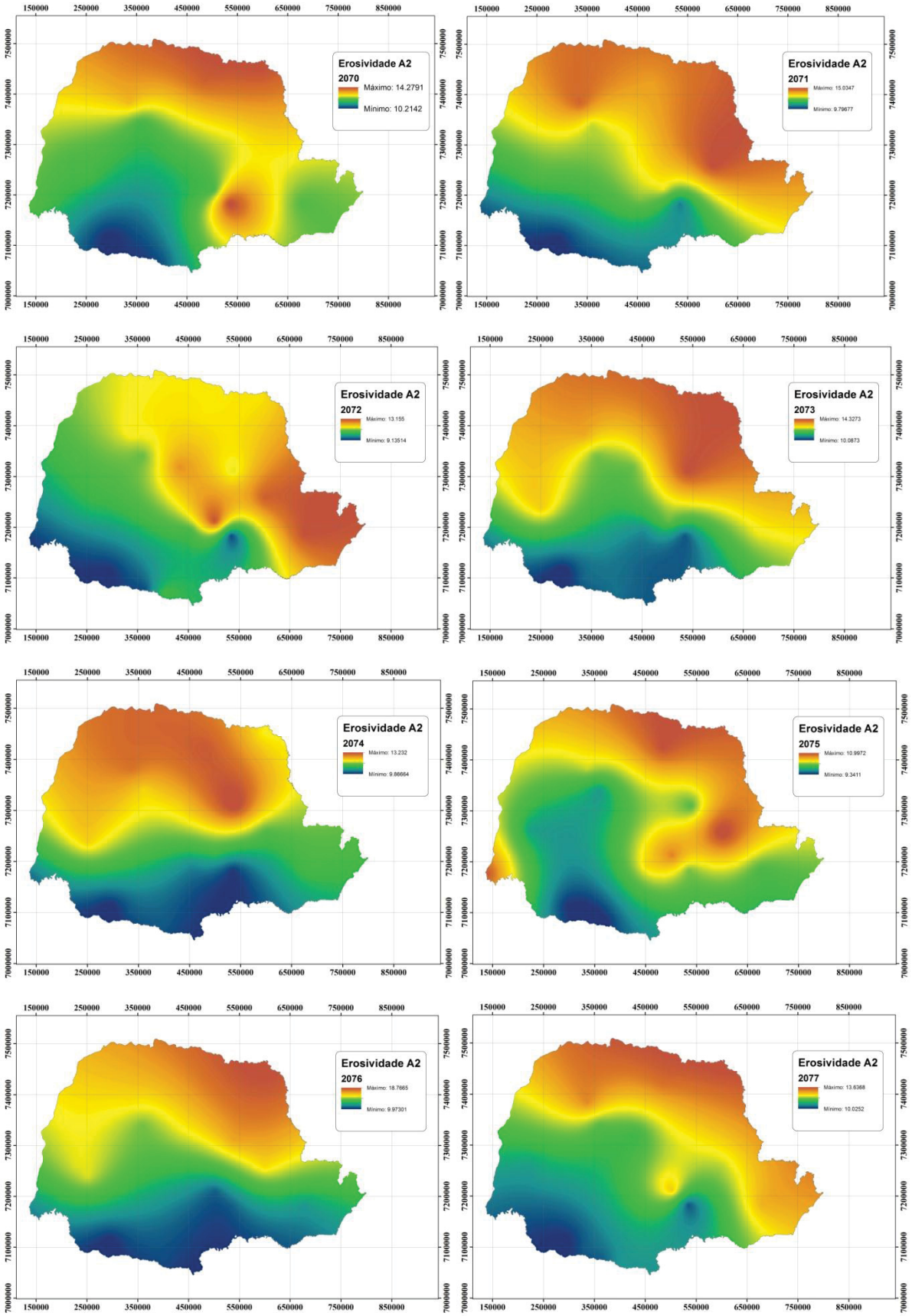
Variação interanual do Índice de Concentração da Precipitação (ICP), para a climatologia do modelo (*baseline*), período 1961-1990.

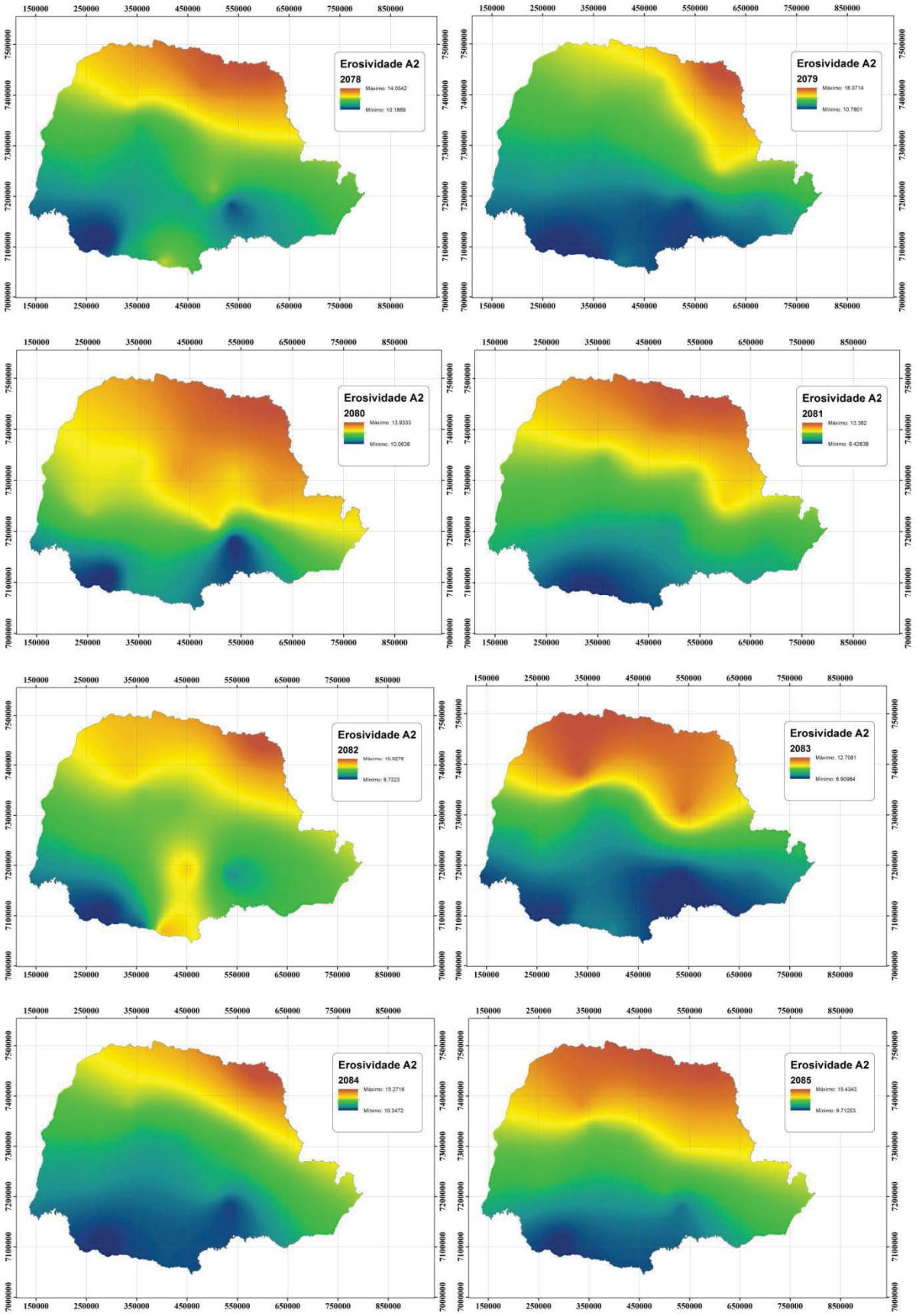


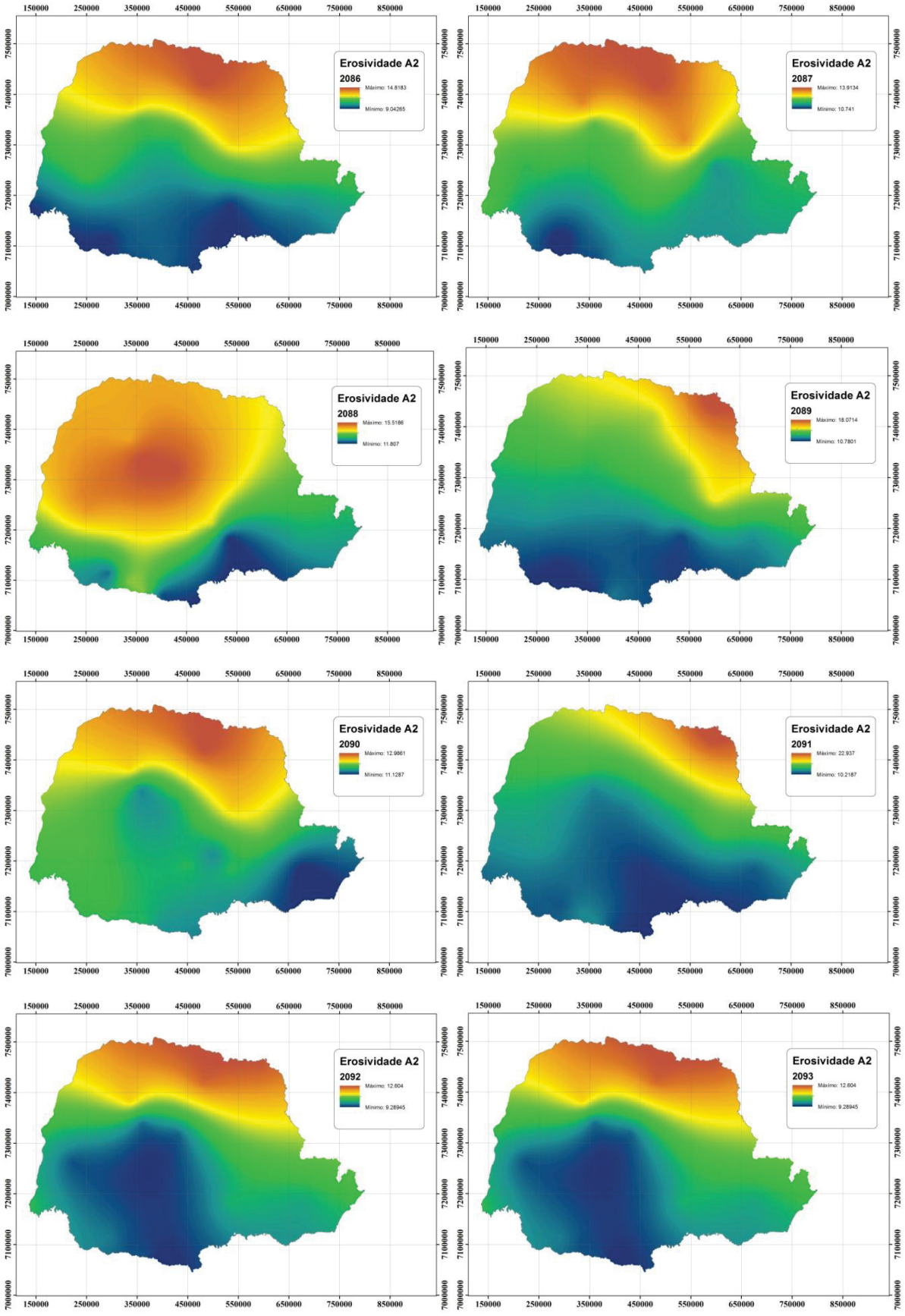

Concentração
1971
Máximo: 14.577
Mínimo: 9.10359
Concentração
1972
Máximo: 14.6951
Mínimo: 10.3055
Concentração
1974
Máximo: 12.355
Mínimo: 9.09367
Concentração
1975
Máximo: 13.4519
Mínimo: 10.4543
Concentração
1976
Máximo: 15.6977
Mínimo: 9.78845
Concentração
1978
Máximo: 17.809
Mínimo: 10.238
Concentração
1979
Máximo: 12.3548
Mínimo: 9.27829
Concentração
1980
Máximo: 14.1607
Mínimo: 10.1856
150000
250000
350000
450000
550000
650000
750000
850000
7000000
7100000
7200000
7300000
7400000
7500000

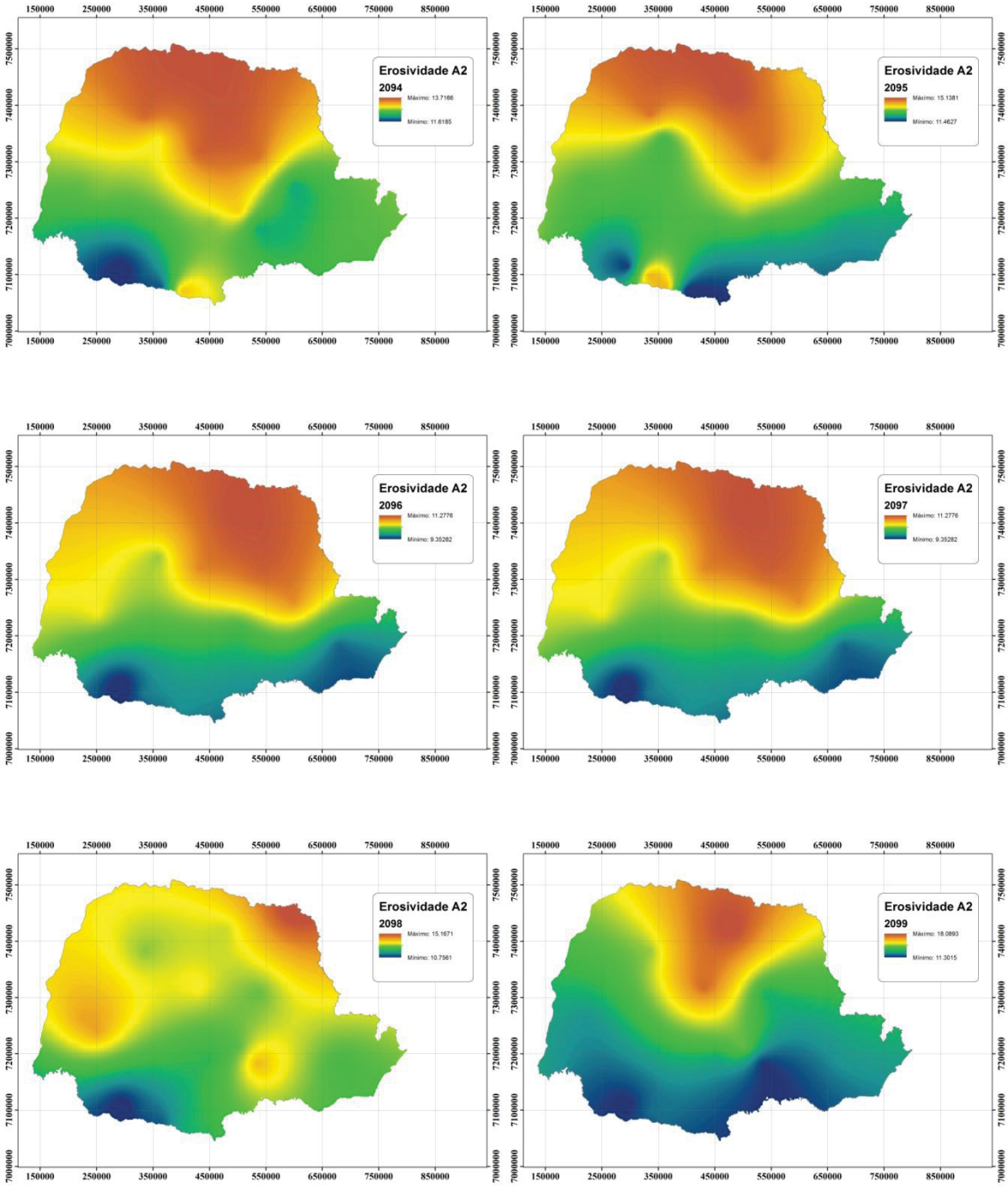

Concentração
1982
Máximo: 12.7666
Mínimo: 9.5605
Concentração
1983
Máximo: 12.3486
Mínimo: 10.2927
Concentração
1984
Máximo: 12.8873
Mínimo: 9.25817
Concentração
1986
Máximo: 15.8033
Mínimo: 10.1824
Concentração
1987
Máximo: 13.4699
Mínimo: 9.1055
Concentração
1988
Máximo: 18.1949
Mínimo: 10.3834
Concentração
1990
Máximo: 14.7207
Mínimo: 10.7797
150000
250000
350000
450000
550000
650000
750000
850000
7000000
7100000
7200000
7300000
7400000
7500000

Variação interanual do Índice de Concentração da Precipitação (ICP), sob o cenário de mudança climática A2, período 2070-2100.

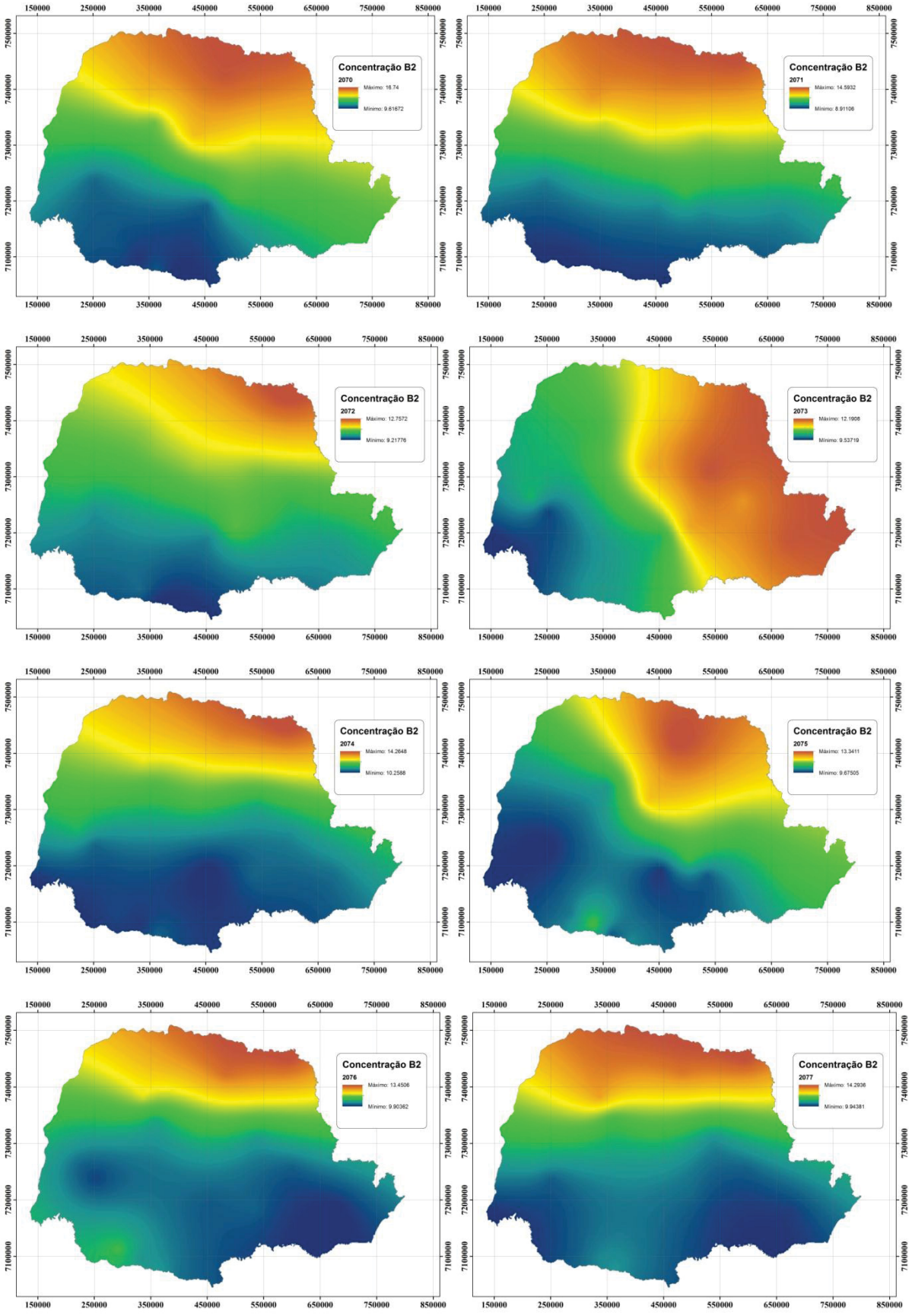


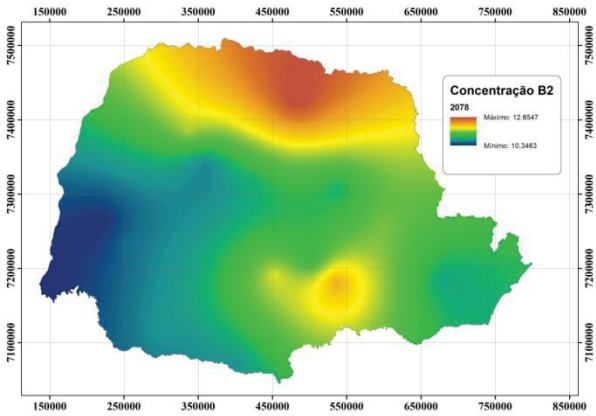

Erosividade A2
2078
Máximo: 14.0542
Mínimo: 10.1869
Erosividade A2
2079
Máximo: 18.0714
Mínimo: 10.7801
Erosividade A2
2080
Máximo: 13.9333
Mínimo: 10.0638
Erosividade A2
2081
Máximo: 13.382
Mínimo: 9.42638
Erosividade A2
2082
Máximo: 10.9276
Mínimo: 8.7323
Erosividade A2
2083
Máximo: 12.7081
Mínimo: 8.90984
Erosividade A2
2084
Máximo: 15.2716
Mínimo: 10.3472
Erosividade A2
2085
Máximo: 15.4343
Mínimo: 9.71253
150000 250000 350000 450000 550000 650000 750000 850000
7500000 7400000 7300000 7200000 7100000 7000000

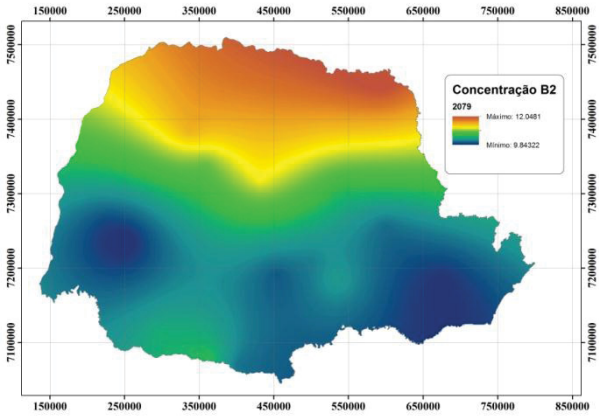

Erosividade A2
2086
Máximo: 14.8183
Mínimo: 9.04265
Erosividade A2
2087
Máximo: 13.9134
Mínimo: 10.741
Erosividade A2
2088
Máximo: 15.5186
Mínimo: 11.807
Erosividade A2
2089
Máximo: 18.0714
Mínimo: 10.7801
Erosividade A2
2090
Máximo: 12.9861
Mínimo: 11.1287
Erosividade A2
2091
Máximo: 22.937
Mínimo: 10.2187
Erosividade A2
2092
Máximo: 12.804
Mínimo: 9.28945
Erosividade A2
2093
Máximo: 12.804
Mínimo: 9.28945
150000 250000 350000 450000 550000 650000 750000 850000
7000000 7100000 7200000 7300000 7400000 7500000

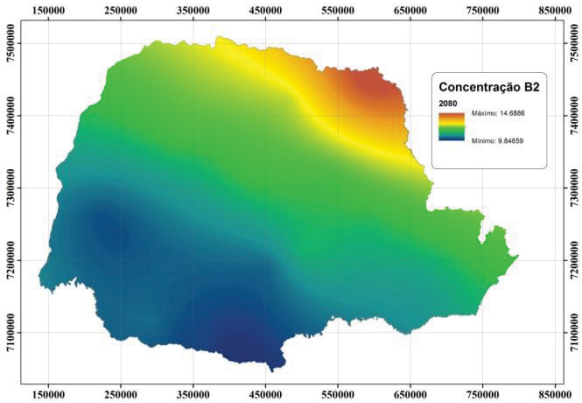

Erosividade A2
2094
Máximo: 13.7166
Mínimo: 11.6185
Erosividade A2
2095
Máximo: 15.1381
Mínimo: 11.4627
Erosividade A2
2096
Máximo: 11.2776
Mínimo: 9.35282
Erosividade A2
2097
Máximo: 11.2776
Mínimo: 9.35282
Erosividade A2
2098
Máximo: 15.1671
Mínimo: 10.7561
Erosividade A2
2099
Máximo: 18.0893
Mínimo: 11.3015
150000
250000
350000
450000
550000
650000
750000
850000
7000000
7100000
7200000
7300000
7400000
7500000

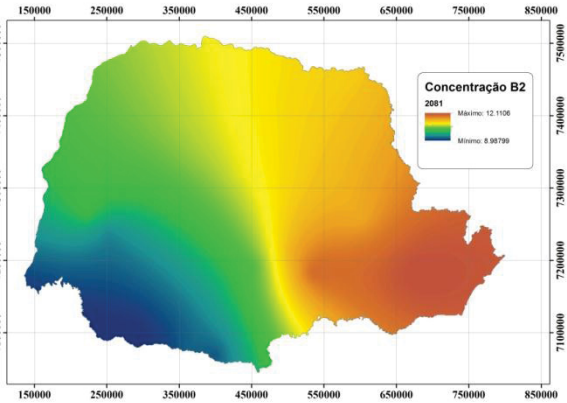
Variação interanual do Índice de Concentração da Precipitação (ICP), sob o cenário de mudança climática B2, período 2070-2100

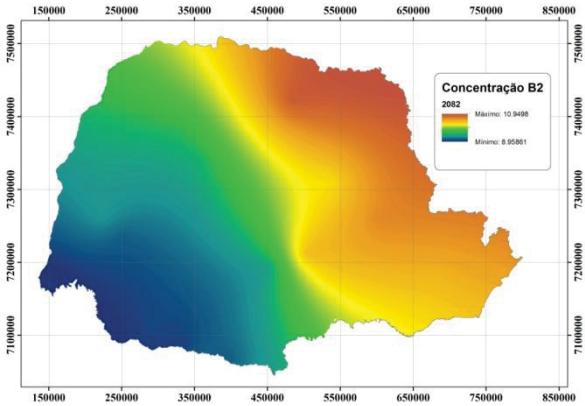


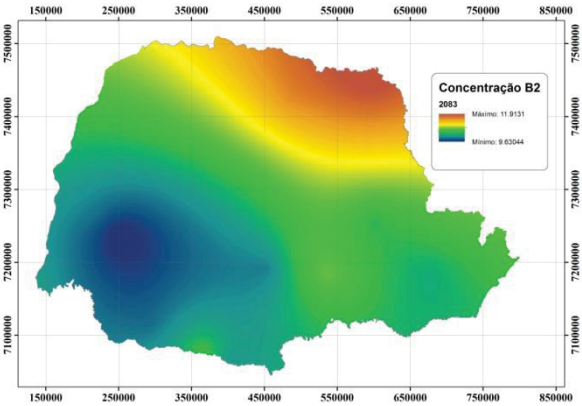

Concentração B2
2078
Máximo: 12.6547
Mínimo: 10.3463

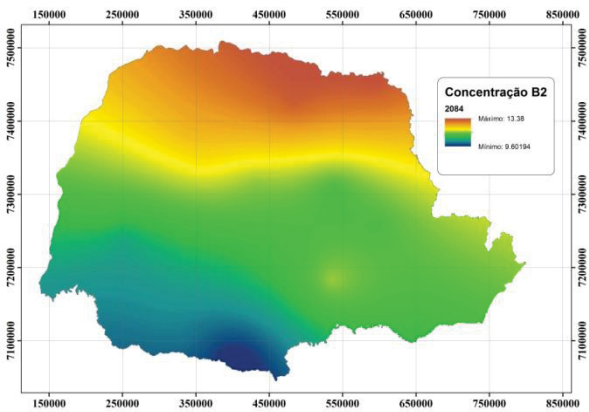

Concentração B2
2079
Máximo: 12.0481
Mínimo: 9.84322

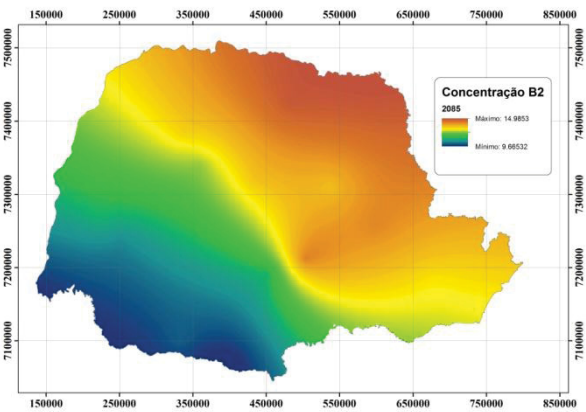

Concentração B2
2080
Máximo: 14.6886
Mínimo: 9.84659

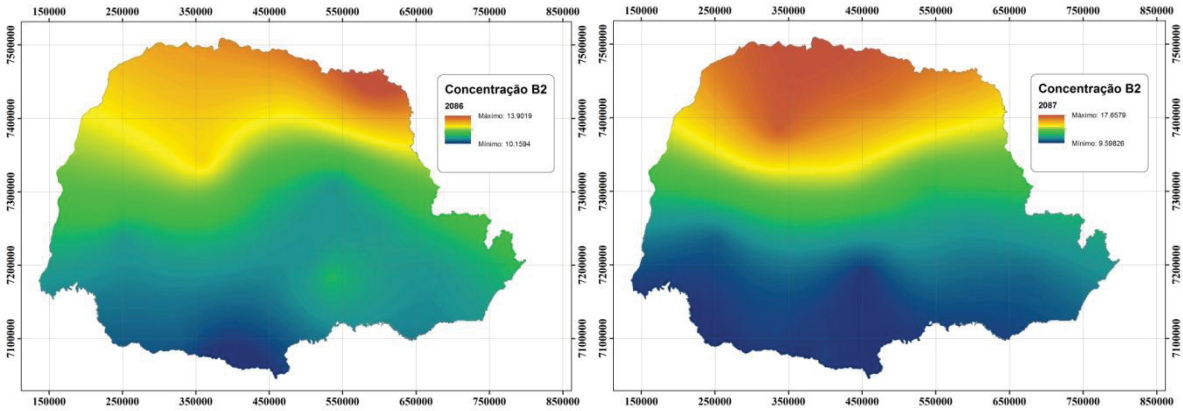

Concentração B2
2081
Máximo: 12.1106
Mínimo: 8.98799

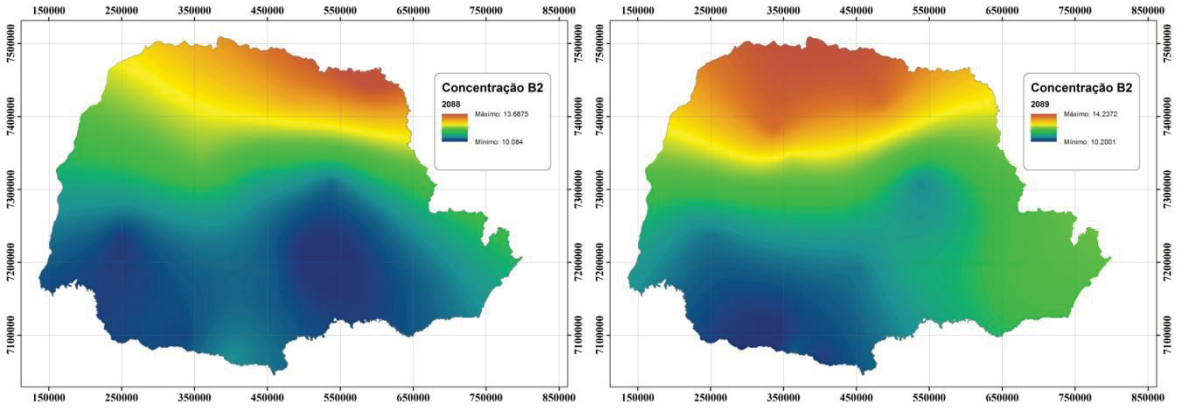

Concentração B2
2082
Máximo: 10.9498
Mínimo: 8.95861

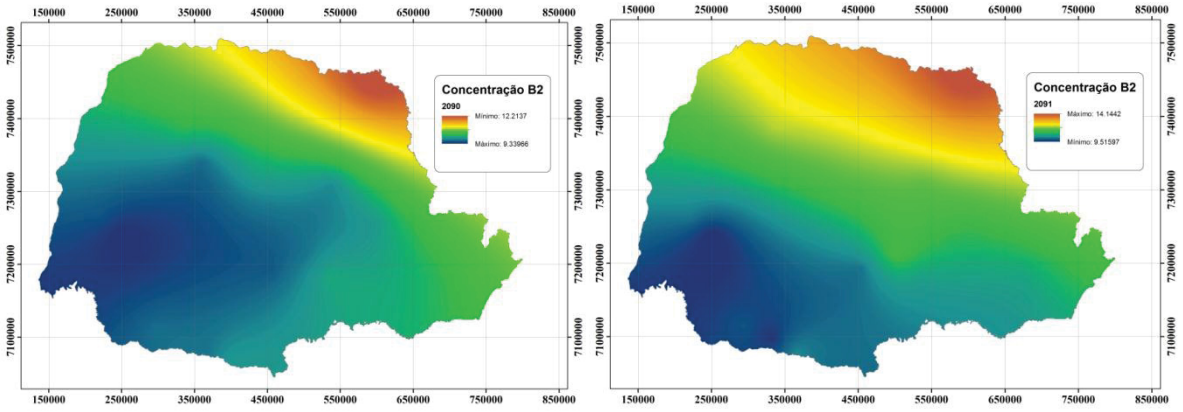

Concentração B2
2083
Máximo: 11.9131
Mínimo: 9.63044

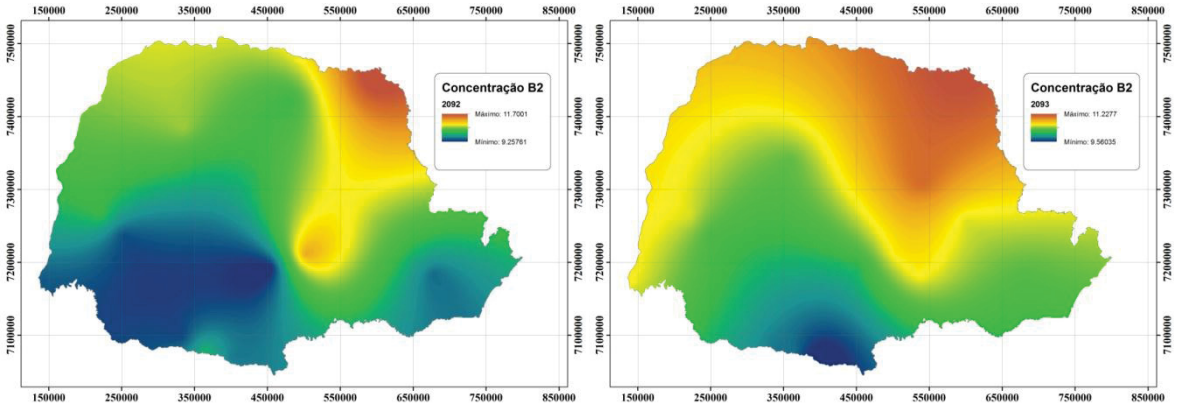

Concentração B2
2084
Máximo: 13.38
Mínimo: 9.80194

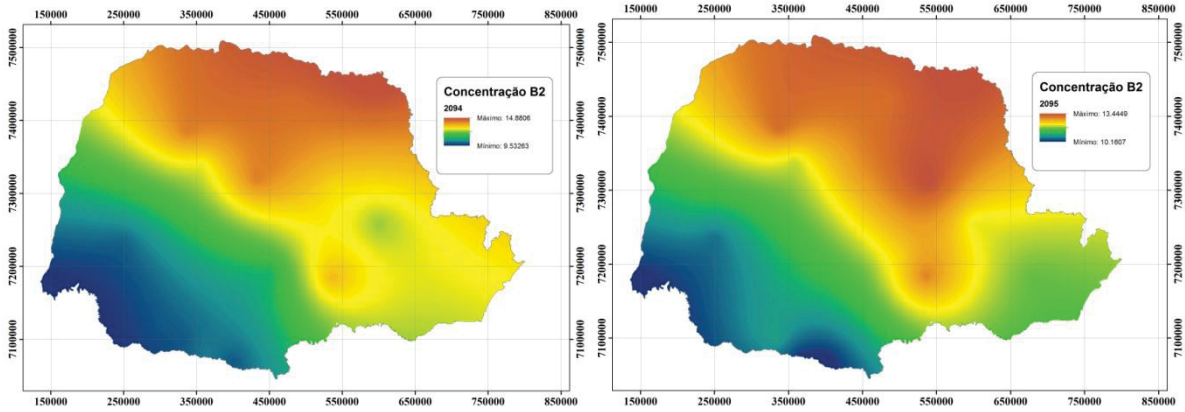

Concentração B2
2085
Máximo: 14.9853
Mínimo: 9.68532

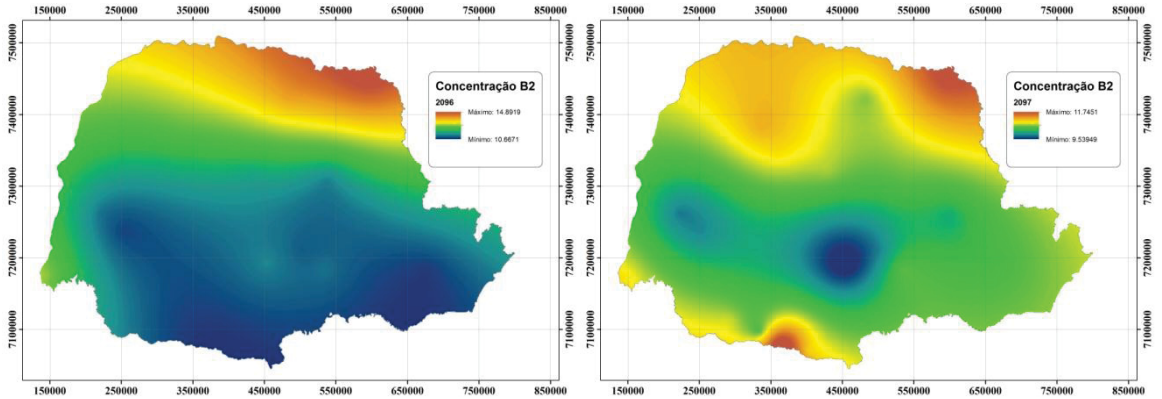

Concentração B2
2086
Máximo: 13.9019
Mínimo: 10.1594
Concentração B2
2087
Máximo: 17.6579
Mínimo: 9.59826

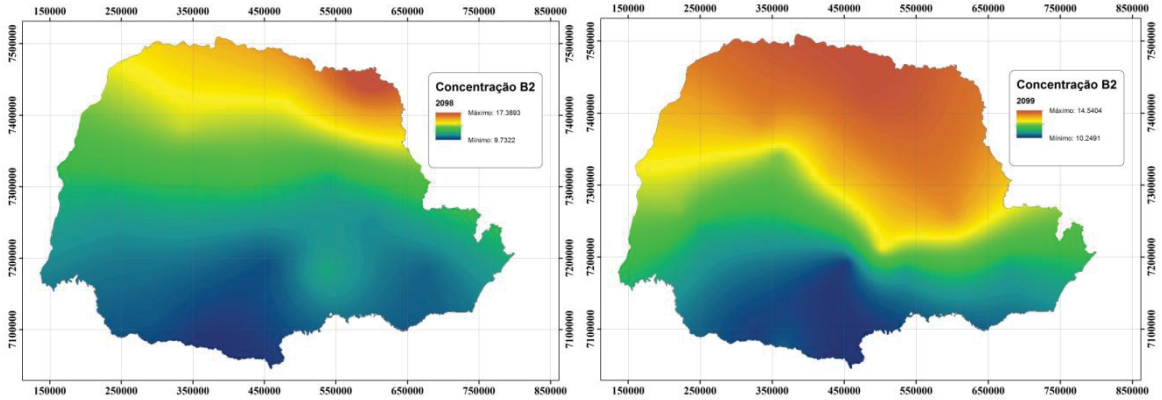

Concentração B2
2088
Máximo: 13.6875
Mínimo: 10.084
Concentração B2
2089
Máximo: 14.2372
Mínimo: 10.2001


Concentração B2
2090
Mínimo: 12.2137
Máximo: 9.33986
Concentração B2
2091
Máximo: 14.1442
Mínimo: 9.51597

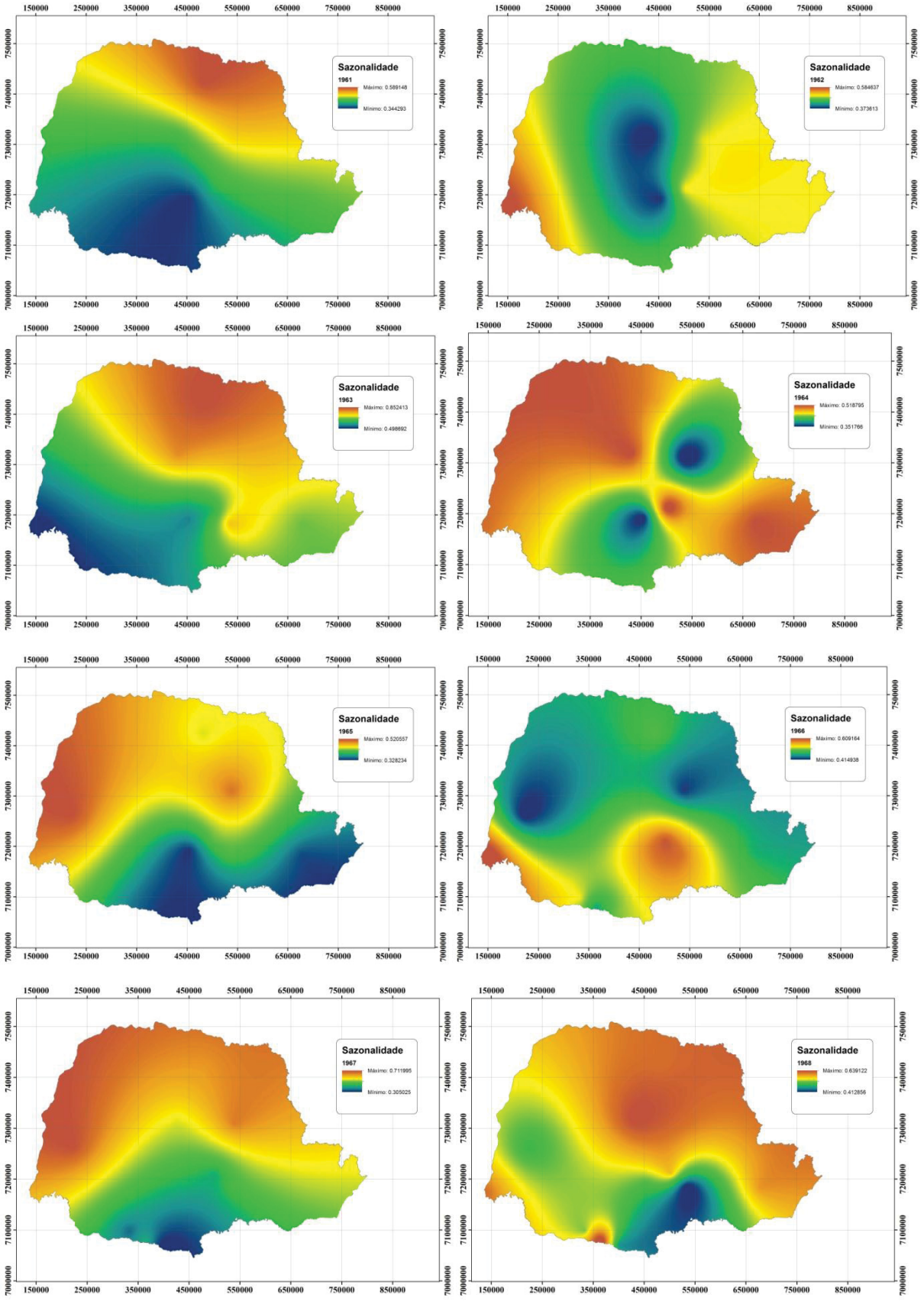

Concentração B2
2092
Máximo: 11.7001
Mínimo: 9.25761
Concentração B2
2093
Máximo: 11.2277
Mínimo: 9.56035

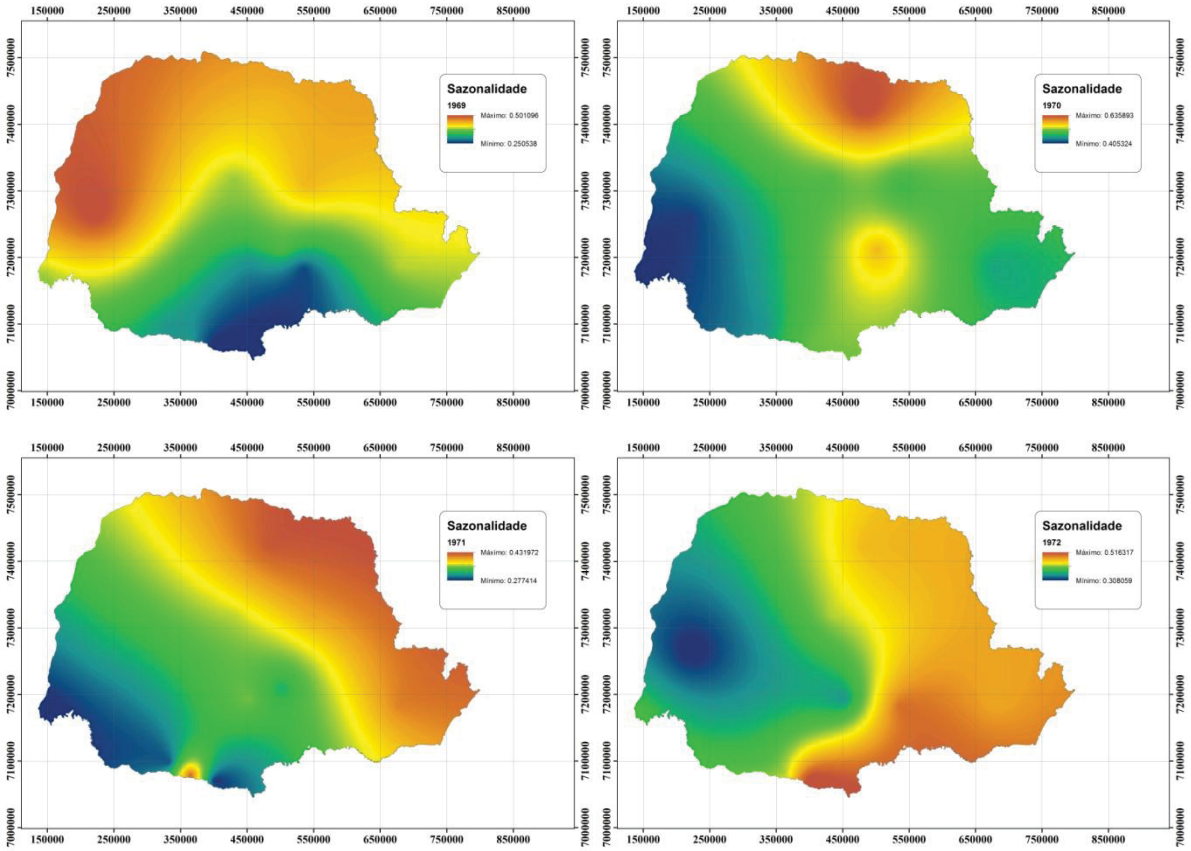

Concentração B2
2094
Máximo: 14.8806
Mínimo: 9.53263
Concentração B2
2095
Máximo: 13.4449
Mínimo: 10.1607

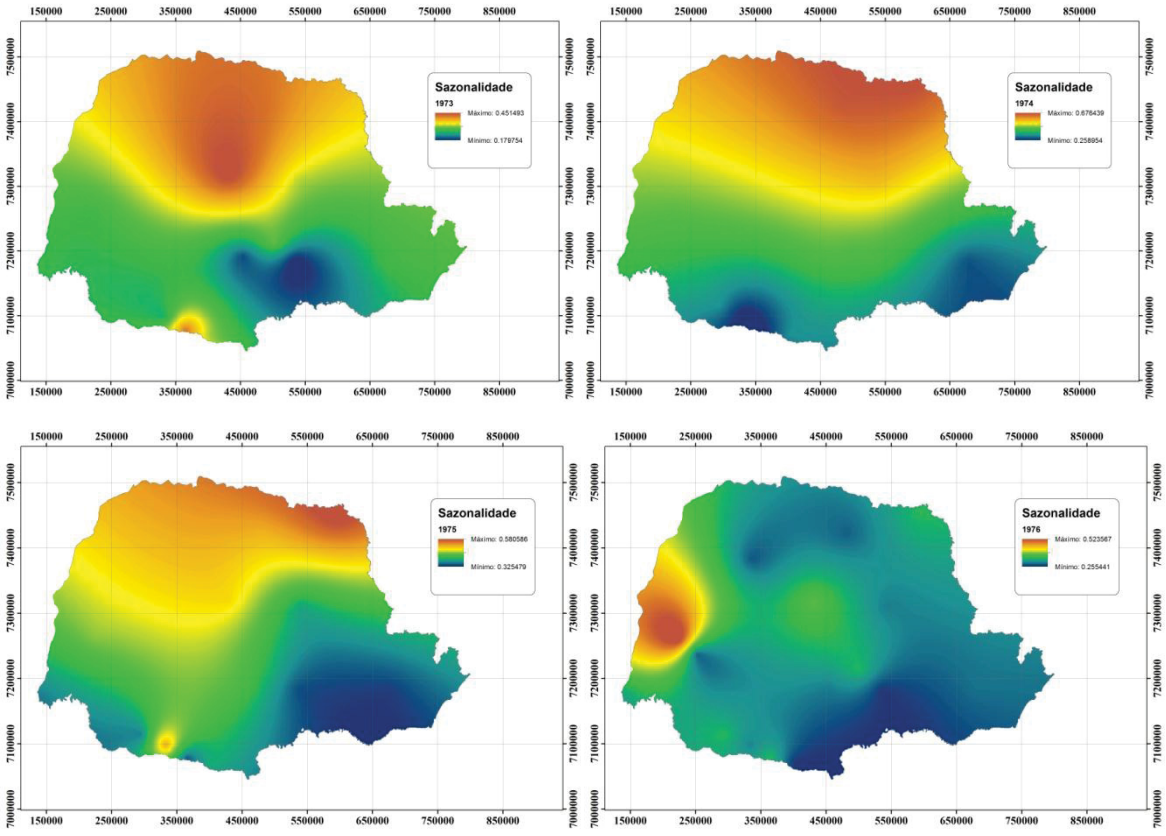

Concentração B2
2096
Máximo: 14.8919
Mínimo: 10.6671
Concentração B2
2097
Máximo: 11.7451
Mínimo: 9.53949

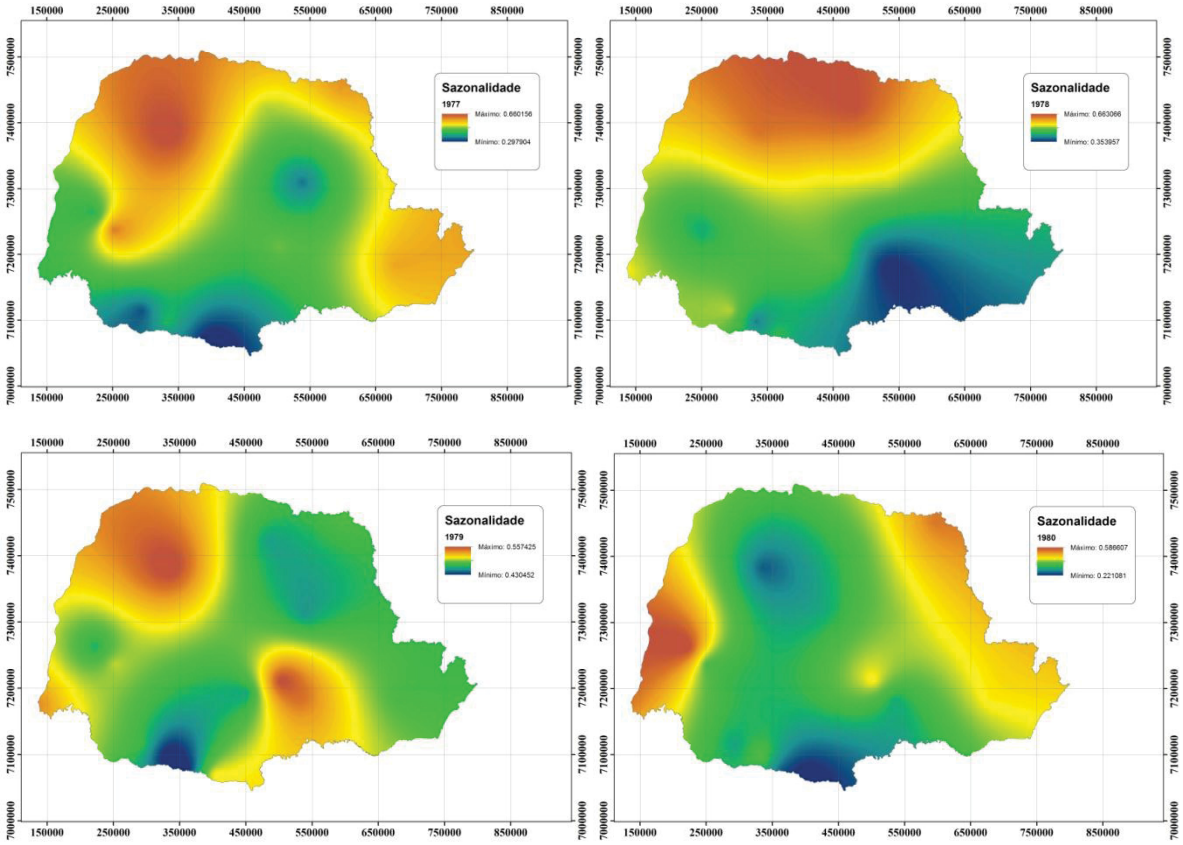

Concentração B2
2098
Máximo: 17.3893
Mínimo: 9.7322
Concentração B2
2099
Máximo: 14.5404
Mínimo: 10.2491

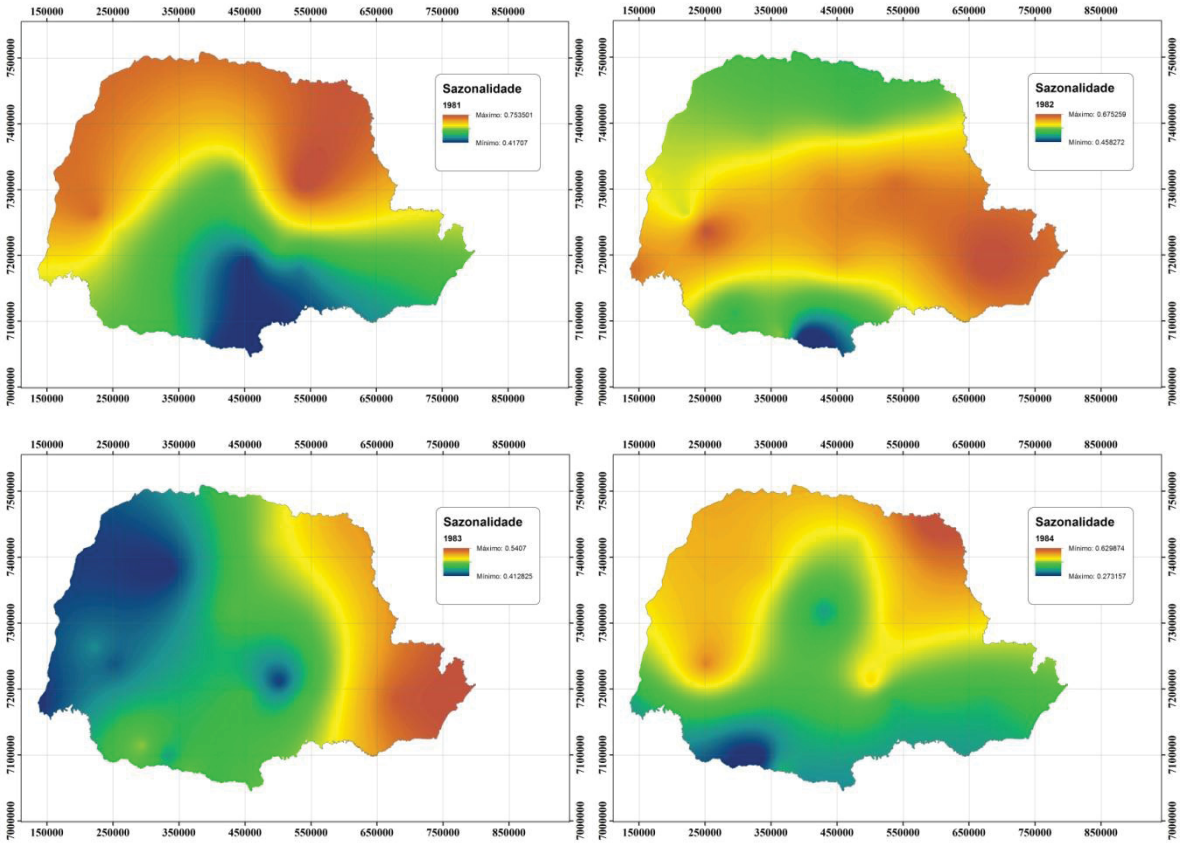
Variação interanual do Índice de Sazonalidade da Precipitação (ISP), para a climatologia observada, período 1961-1990

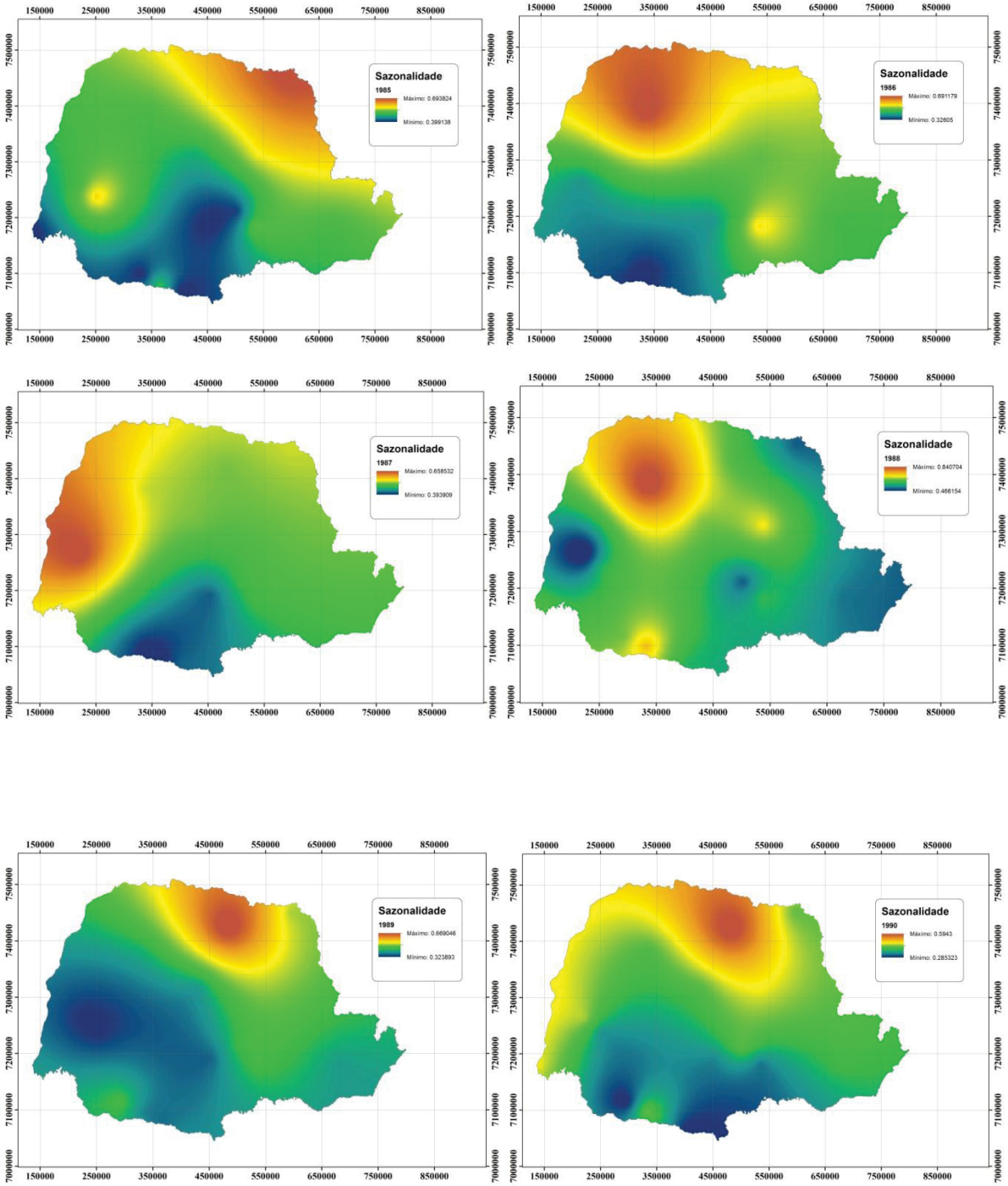



Sazonalidade
1969
Máximo: 0.501096
Mínimo: 0.250538
Sazonalidade
1970
Máximo: 0.635893
Mínimo: 0.405324
Sazonalidade
1971
Máximo: 0.431972
Mínimo: 0.277414
Sazonalidade
1972
Máximo: 0.516317
Mínimo: 0.308059

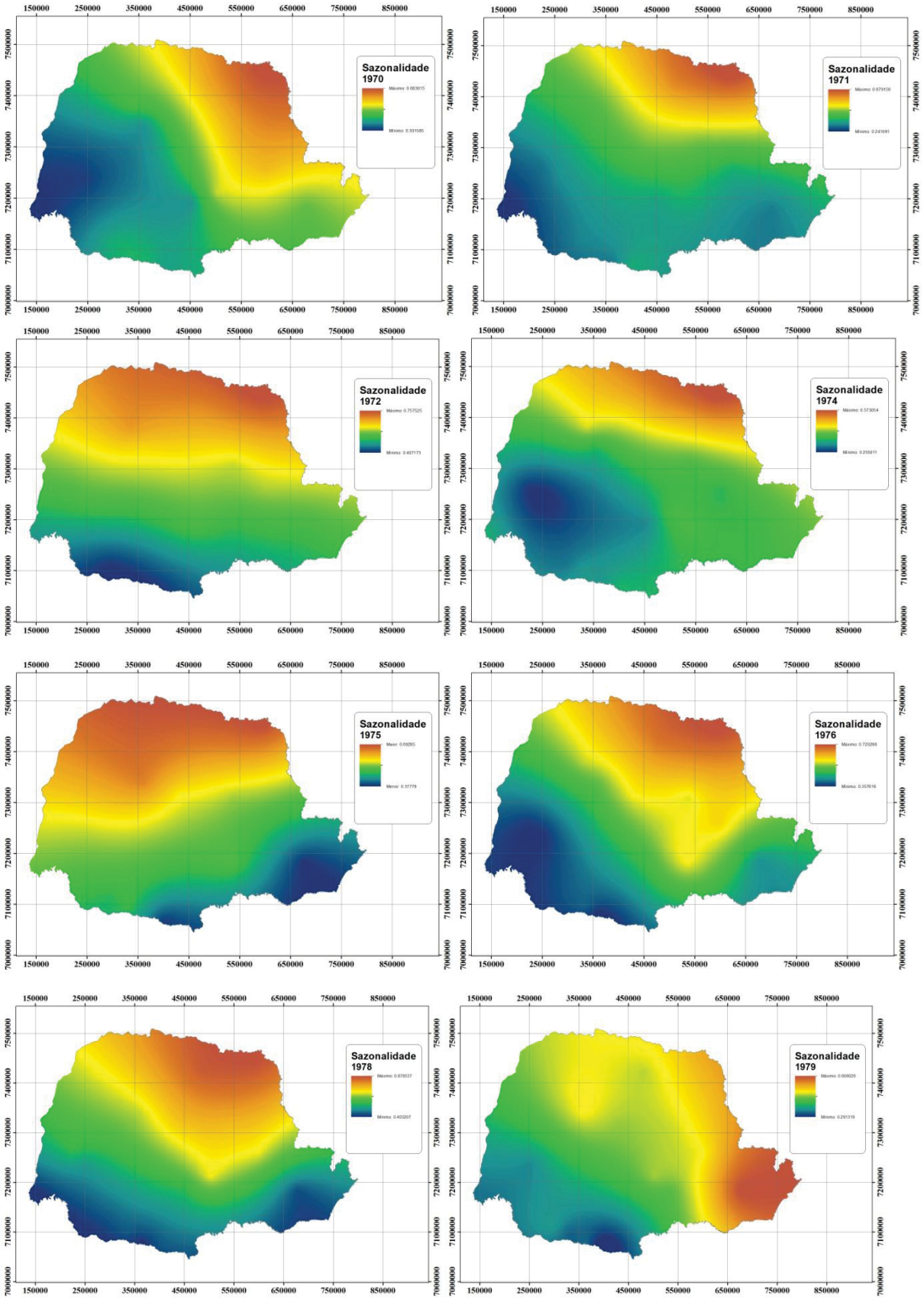

Sazonalidade
1973
Máximo: 0.451493
Mínimo: 0.179754
Sazonalidade
1974
Máximo: 0.678439
Mínimo: 0.258954
Sazonalidade
1975
Máximo: 0.580586
Mínimo: 0.325479
Sazonalidade
1976
Máximo: 0.523567
Mínimo: 0.255441

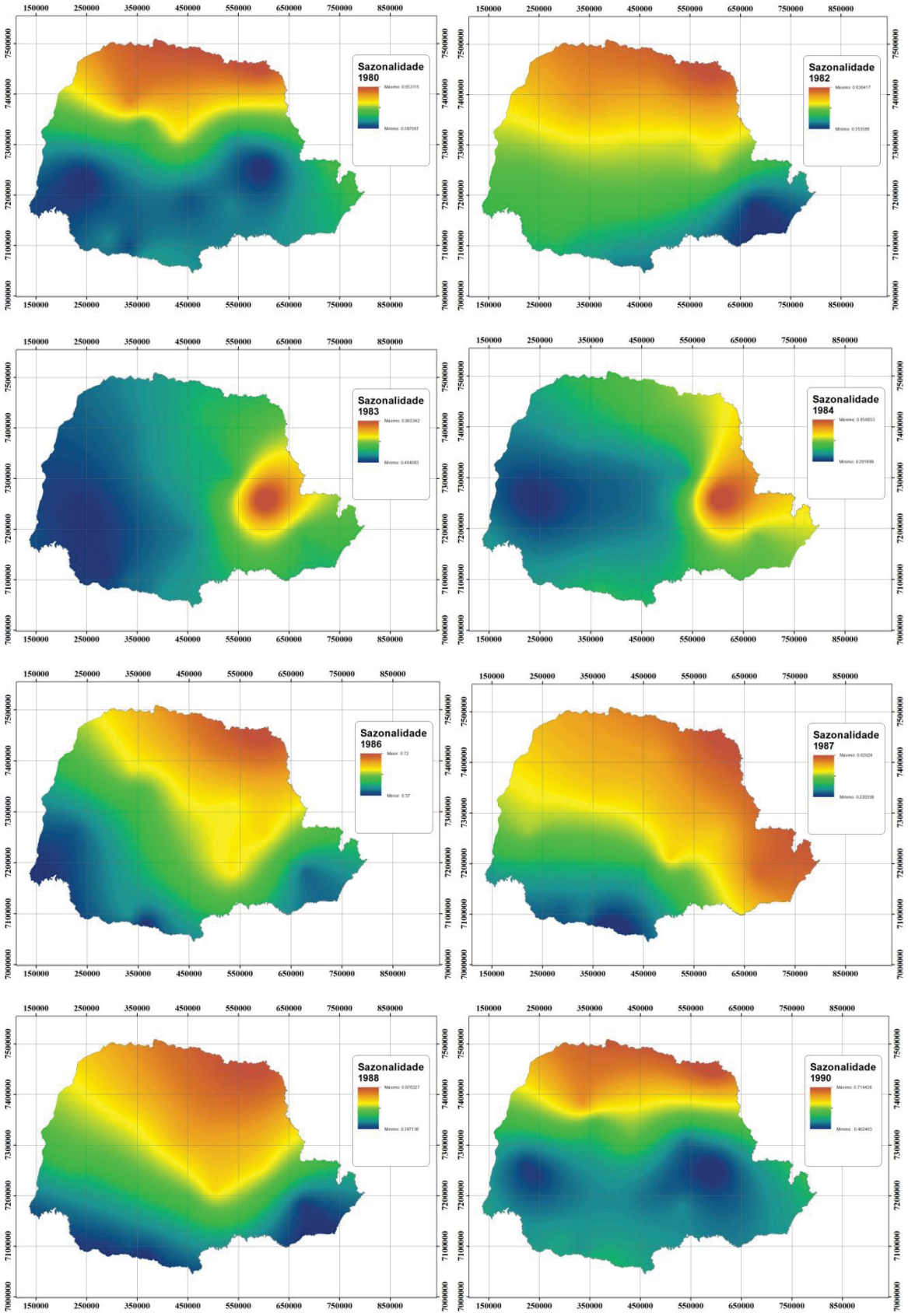

Sazonalidade
1977
Máximo: 0.660156
Mínimo: 0.297904
Sazonalidade
1978
Máximo: 0.663066
Mínimo: 0.353957
Sazonalidade
1979
Máximo: 0.557425
Mínimo: 0.430452
Sazonalidade
1980
Máximo: 0.586607
Mínimo: 0.221081


Sazonalidade
1981
Máximo: 0.753501
Mínimo: 0.41797
Sazonalidade
1982
Máximo: 0.675259
Mínimo: 0.458272
Sazonalidade
1983
Máximo: 0.5407
Mínimo: 0.412825
Sazonalidade
1984
Mínimo: 0.629874
Máximo: 0.273157

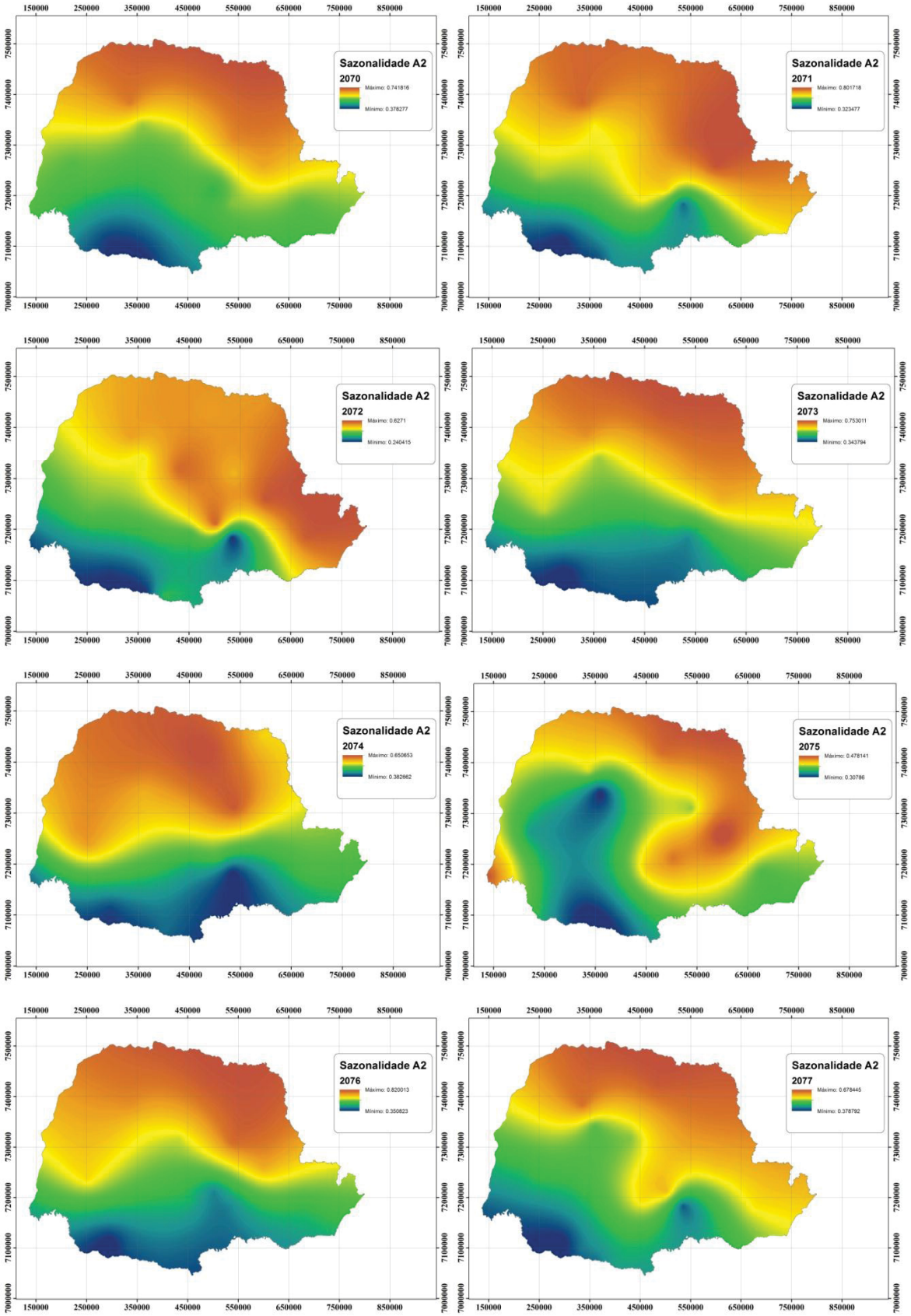

Sazonalidade
1985
Máximo: 0.693824
Mínimo: 0.399138
Sazonalidade
1986
Máximo: 0.691179
Mínimo: 0.32805
Sazonalidade
1987
Máximo: 0.658532
Mínimo: 0.393909
Sazonalidade
1988
Máximo: 0.840704
Mínimo: 0.466154
Sazonalidade
1989
Máximo: 0.669046
Mínimo: 0.323893
Sazonalidade
1990
Máximo: 0.5943
Mínimo: 0.285323

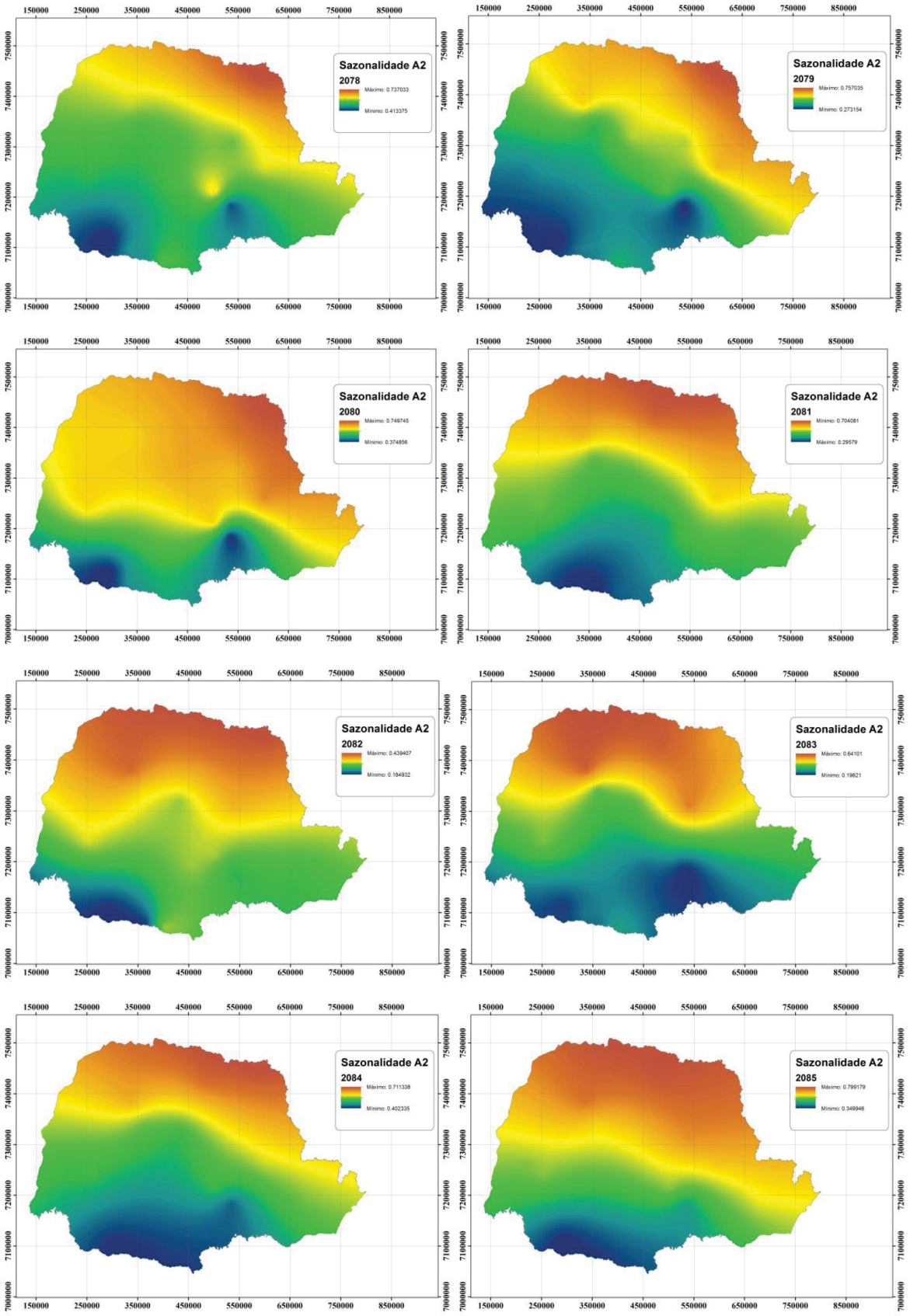
Variação interanual do Índice de Sazonalidade da Precipitação (ISP), para a climatologia do modelo (*baseline*), período 1961-1990

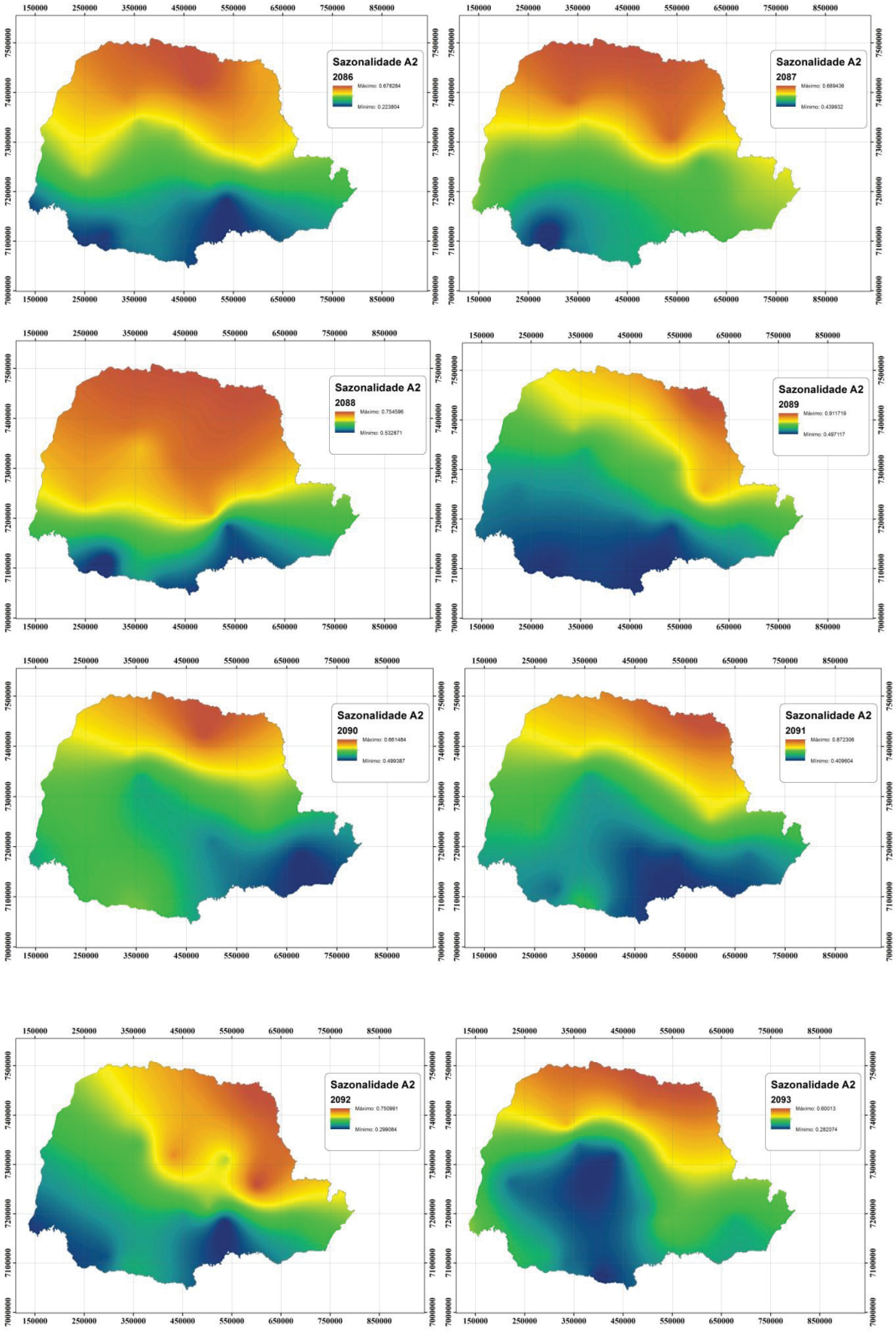


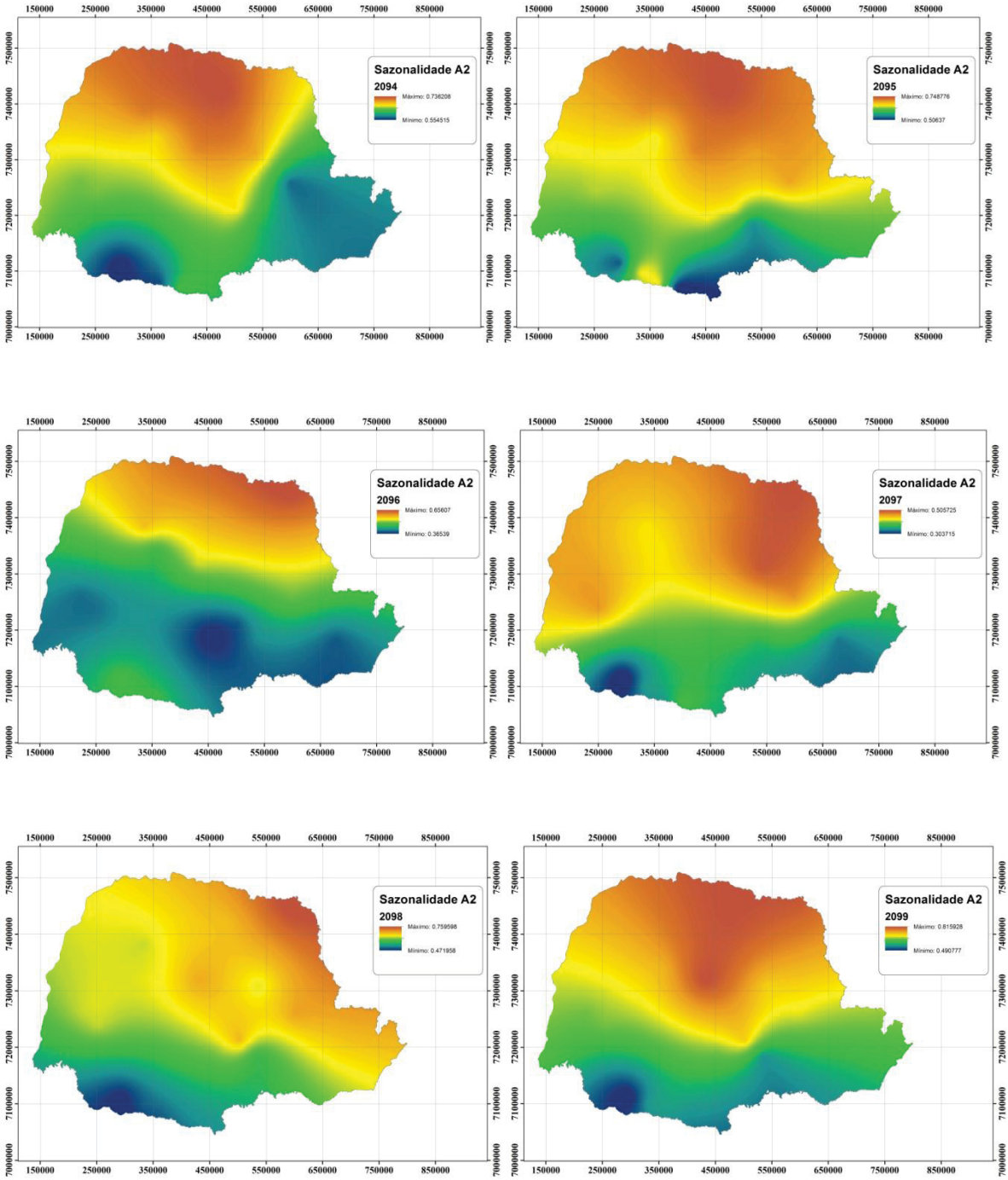

Sazonalidade
1980
Sazonalidade
1982
Sazonalidade
1983
Sazonalidade
1984
Sazonalidade
1986
Sazonalidade
1987
Sazonalidade
1988
Sazonalidade
1990

Variação interanual do Índice de Sazonalidade da Precipitação (ISP), sob cenário de mudança climática A2, período 2070-2100

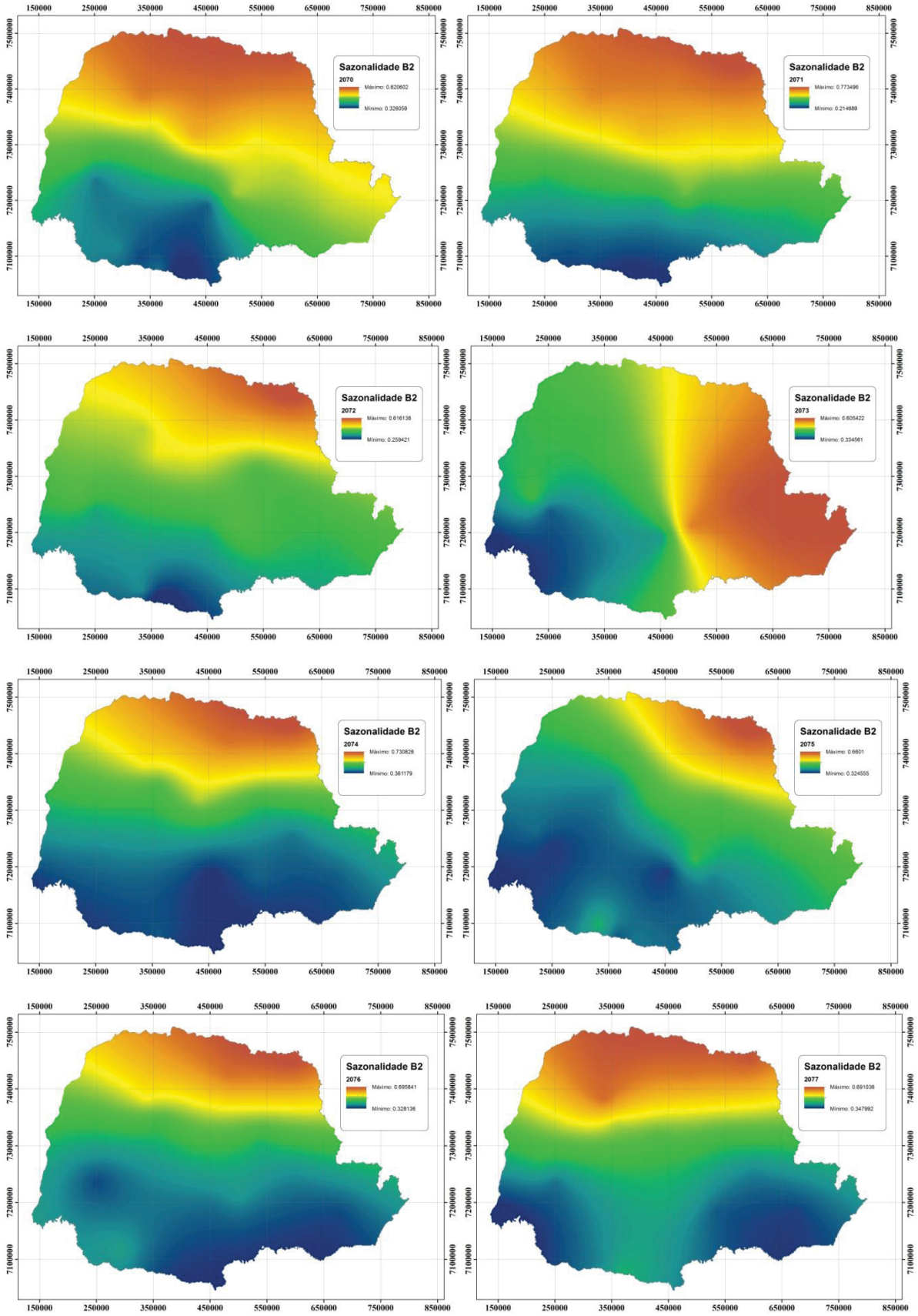


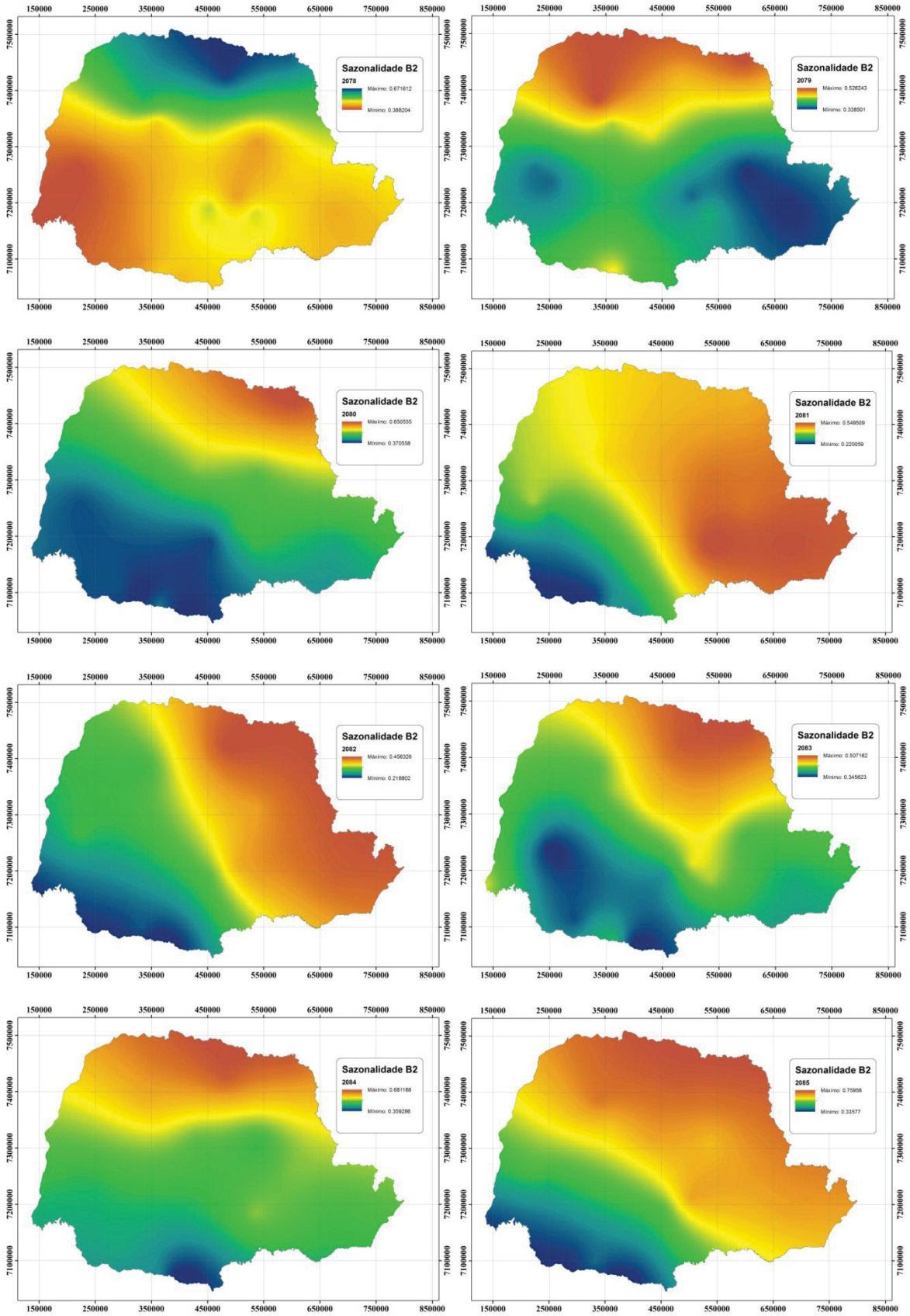

Sazonalidade A2
2078
Máximo: 0.737033
Mínimo: 0.413375
Sazonalidade A2
2079
Máximo: 0.757035
Mínimo: 0.273154
Sazonalidade A2
2080
Máximo: 0.749745
Mínimo: 0.374856
Sazonalidade A2
2081
Mínimo: 0.704081
Máximo: 0.29579
Sazonalidade A2
2082
Máximo: 0.439407
Mínimo: 0.184932
Sazonalidade A2
2083
Máximo: 0.64101
Mínimo: 0.19821
Sazonalidade A2
2084
Máximo: 0.711338
Mínimo: 0.402335
Sazonalidade A2
2085
Máximo: 0.799179
Mínimo: 0.349946
150000
250000
350000
450000
550000
650000
750000
850000
7000000
7100000
7200000
7300000
7400000
7500000

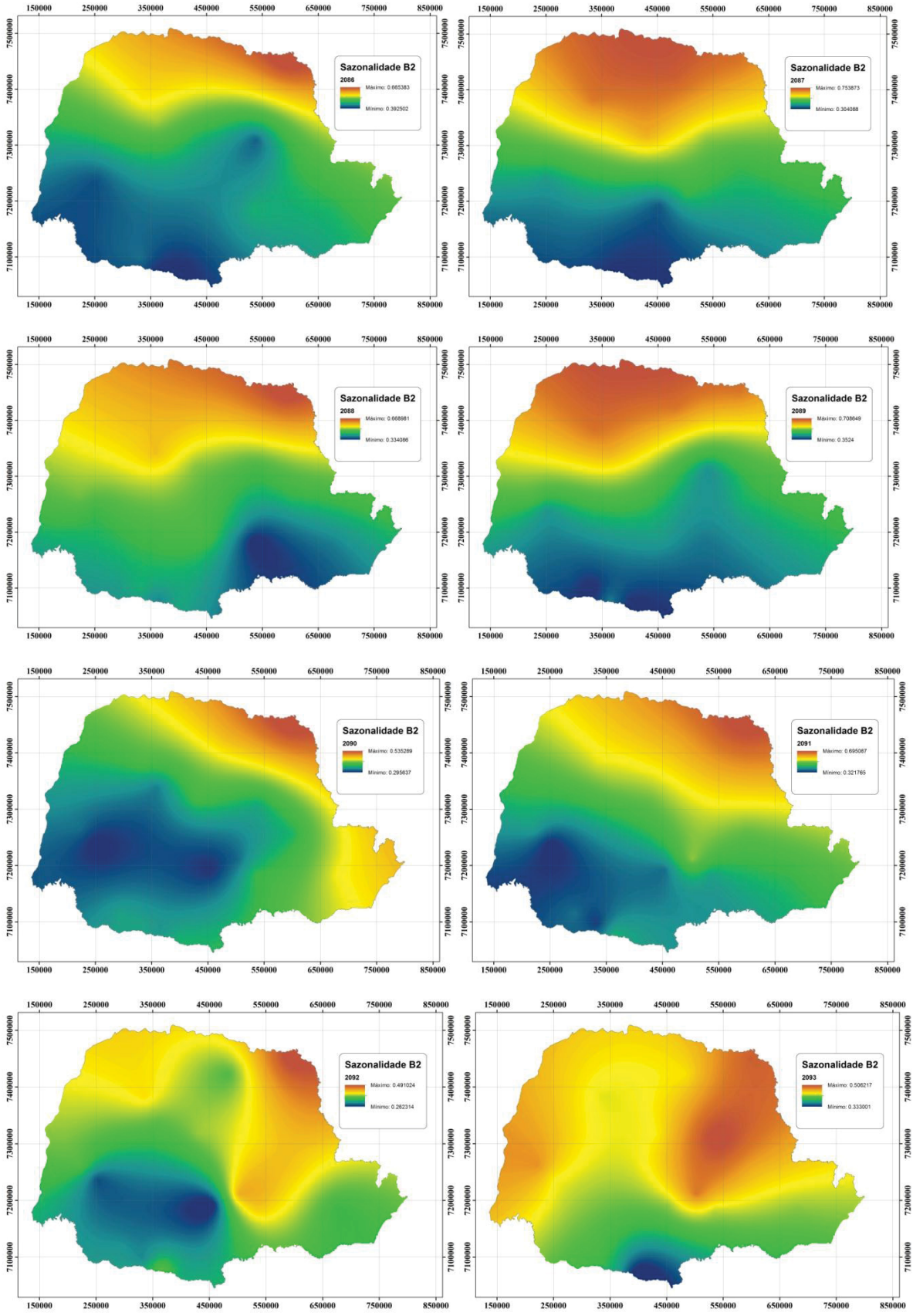

Sazonalidade A2
2086
Máximo: 0.678284
Mínimo: 0.223804
Sazonalidade A2
2087
Máximo: 0.689436
Mínimo: 0.439932
Sazonalidade A2
2088
Máximo: 0.754596
Mínimo: 0.532871
Sazonalidade A2
2089
Máximo: 0.911719
Mínimo: 0.497117
Sazonalidade A2
2090
Máximo: 0.661484
Mínimo: 0.499387
Sazonalidade A2
2091
Máximo: 0.872306
Mínimo: 0.409604
Sazonalidade A2
2092
Máximo: 0.750991
Mínimo: 0.299084
Sazonalidade A2
2093
Máximo: 0.60013
Mínimo: 0.282074
150000
250000
350000
450000
550000
650000
750000
850000
7500000
7400000
7300000
7200000
7100000
7000000

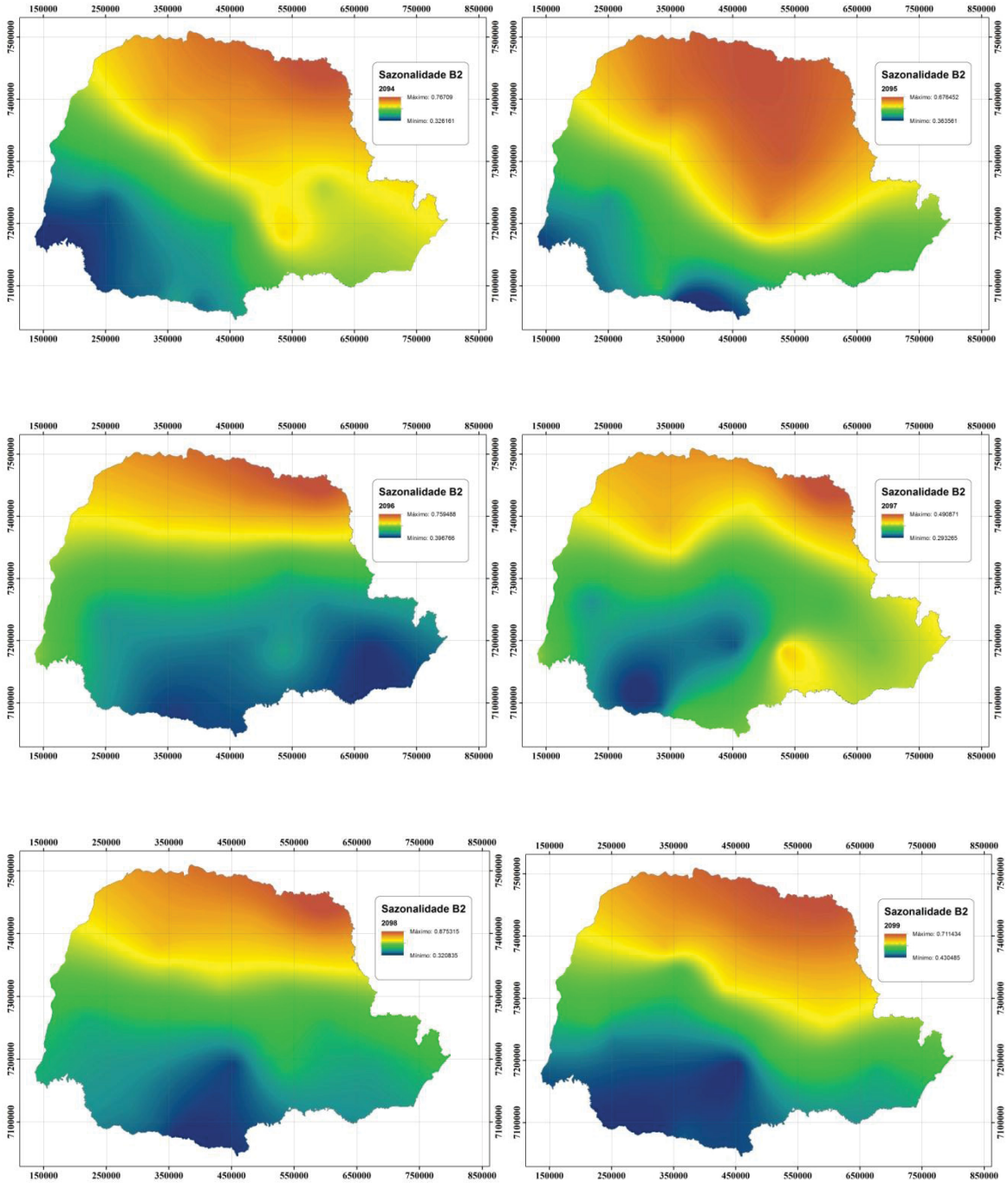

Sazonalidade A2
2094
Máximo: 0.736208
Mínimo: 0.554515
Sazonalidade A2
2095
Máximo: 0.748776
Mínimo: 0.50637
Sazonalidade A2
2096
Máximo: 0.65607
Mínimo: 0.36539
Sazonalidade A2
2097
Máximo: 0.505725
Mínimo: 0.303715
Sazonalidade A2
2098
Máximo: 0.759598
Mínimo: 0.471958
Sazonalidade A2
2099
Máximo: 0.815928
Mínimo: 0.490777

Variação interanual do Índice de Sazonalidade da Precipitação (ISP), sob cenário de mudança climática B2, período 2070-2100

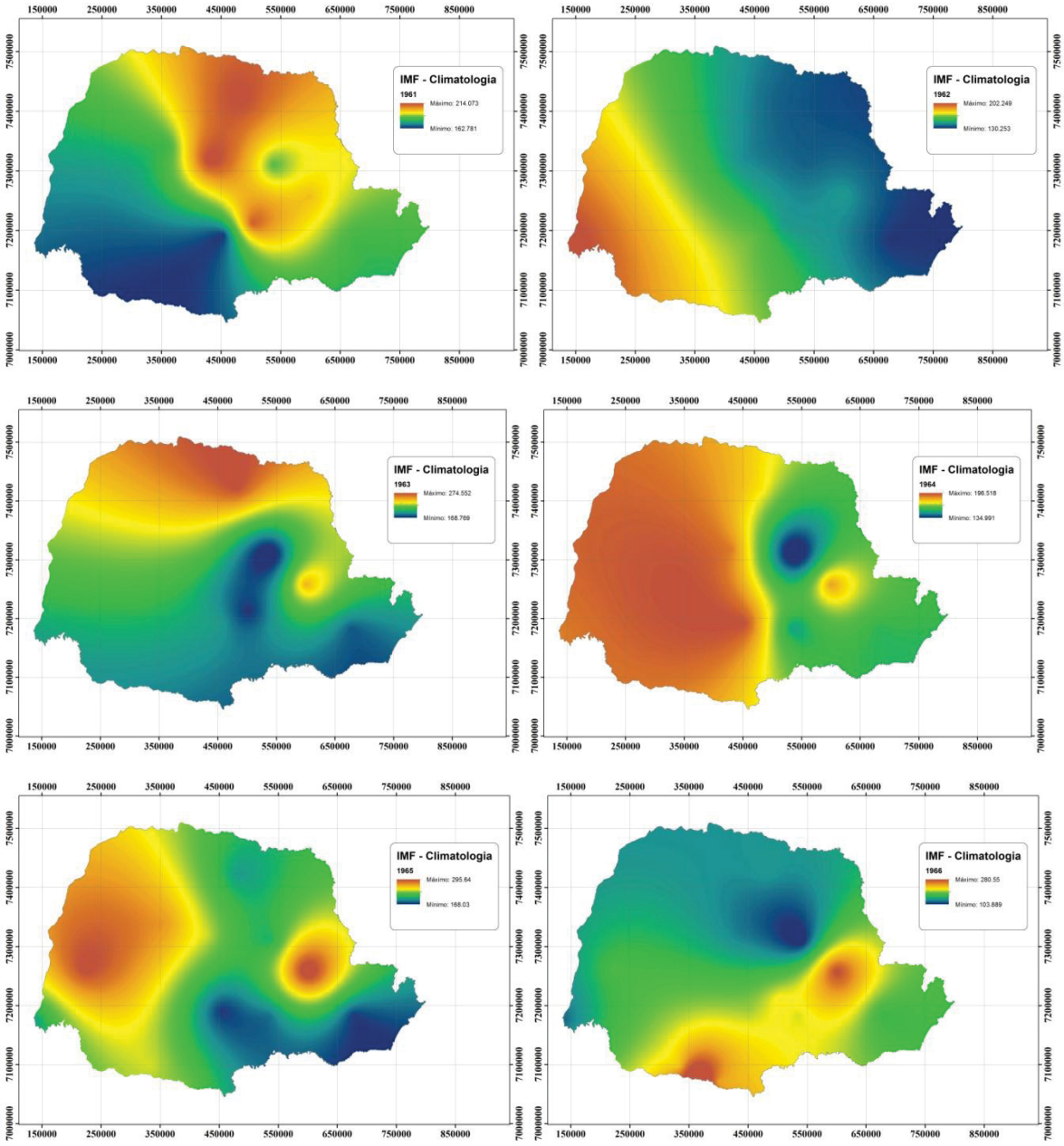


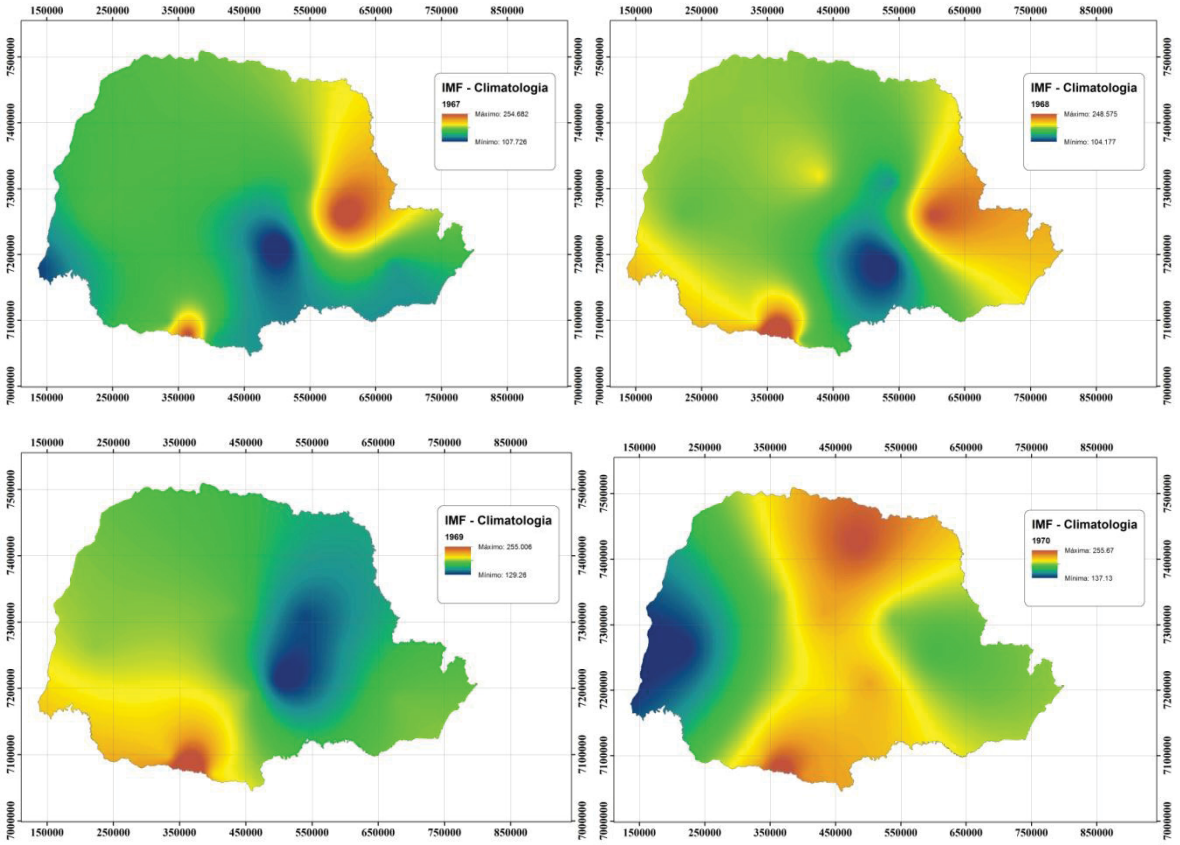

Sazonalidade B2
2078
Máximo: 0.671612
Mínimo: 0.388204
Sazonalidade B2
2079
Máximo: 0.526243
Mínimo: 0.338501
Sazonalidade B2
2080
Máximo: 0.650555
Mínimo: 0.370558
Sazonalidade B2
2081
Máximo: 0.549509
Mínimo: 0.220059
Sazonalidade B2
2082
Máximo: 0.456326
Mínimo: 0.216802
Sazonalidade B2
2083
Máximo: 0.507162
Mínimo: 0.345623
Sazonalidade B2
2084
Máximo: 0.681188
Mínimo: 0.359286
Sazonalidade B2
2085
Máximo: 0.75956
Mínimo: 0.33577
150000
250000
350000
450000
550000
650000
750000
850000
7500000
7400000
7300000
7200000
7100000

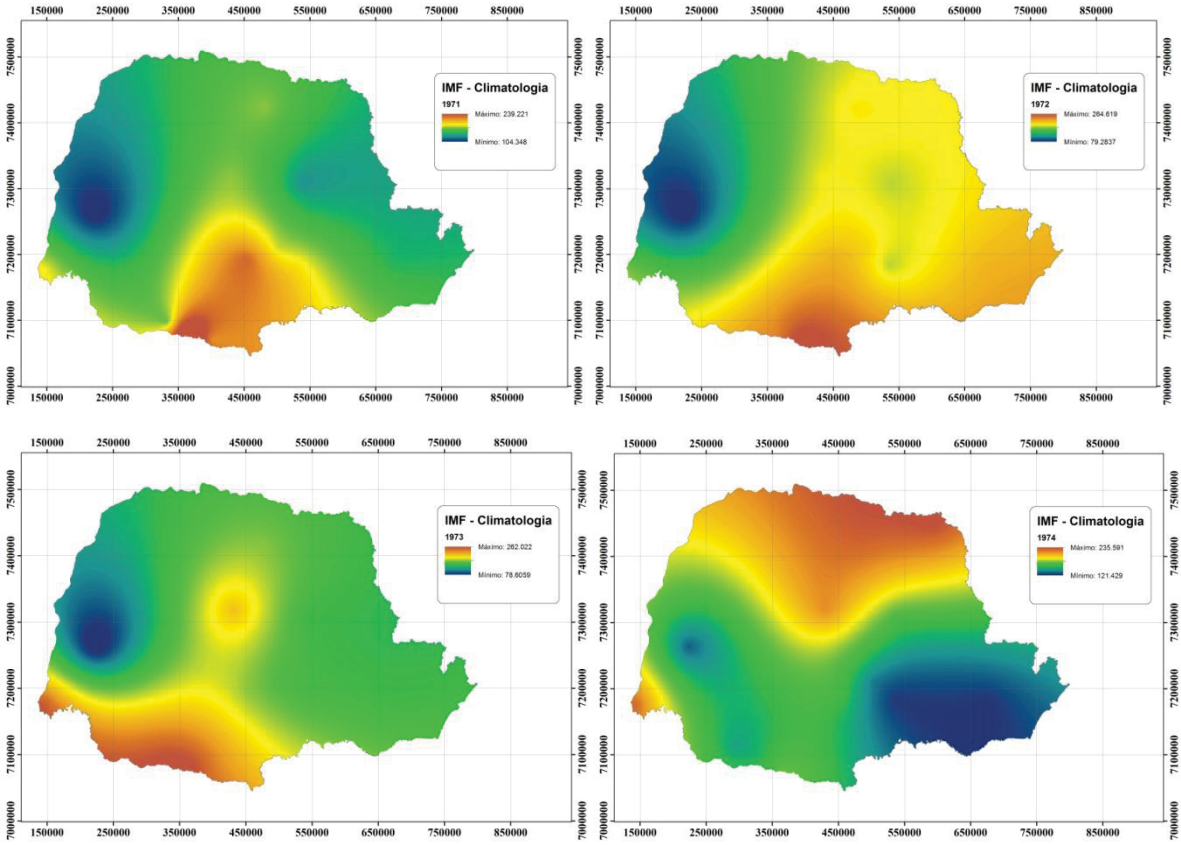

Sazonalidade B2
2086
Máximo: 0.665383
Mínimo: 0.392502
Sazonalidade B2
2087
Máximo: 0.753873
Mínimo: 0.304088
Sazonalidade B2
2088
Máximo: 0.668981
Mínimo: 0.334086
Sazonalidade B2
2089
Máximo: 0.708649
Mínimo: 0.3524
Sazonalidade B2
2090
Máximo: 0.535289
Mínimo: 0.295637
Sazonalidade B2
2091
Máximo: 0.695087
Mínimo: 0.321765
Sazonalidade B2
2092
Máximo: 0.491024
Mínimo: 0.282314
Sazonalidade B2
2093
Máximo: 0.506217
Mínimo: 0.333001

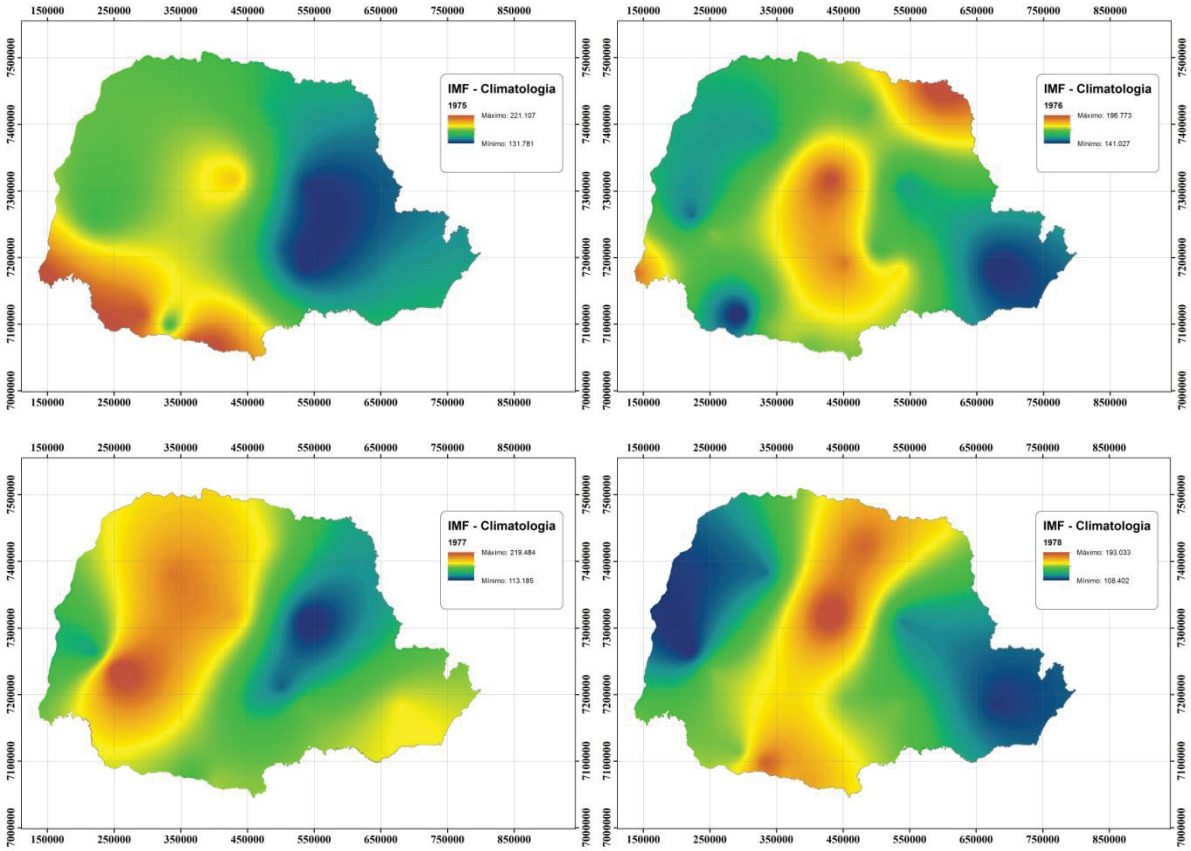

Sazonalidade B2
2094
Máximo: 0.76709
Mínimo: 0.326161
Sazonalidade B2
2095
Máximo: 0.676452
Mínimo: 0.363561
Sazonalidade B2
2096
Máximo: 0.759488
Mínimo: 0.396766
Sazonalidade B2
2097
Máximo: 0.490871
Mínimo: 0.293265
Sazonalidade B2
2098
Máximo: 0.875315
Mínimo: 0.320835
Sazonalidade B2
2099
Máximo: 0.711434
Mínimo: 0.430485

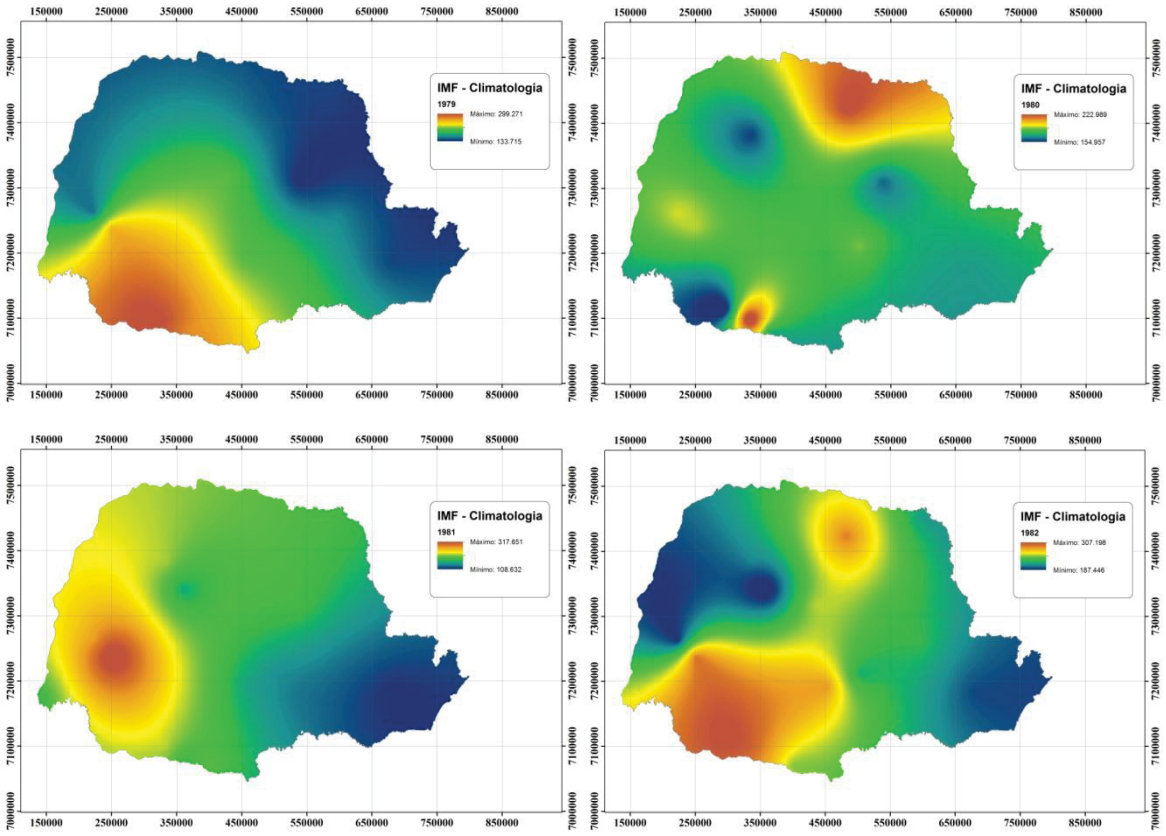
Variação interanual do Índice Modificado de Fournier (IMF), para a climatologia observada, período 1961-1990

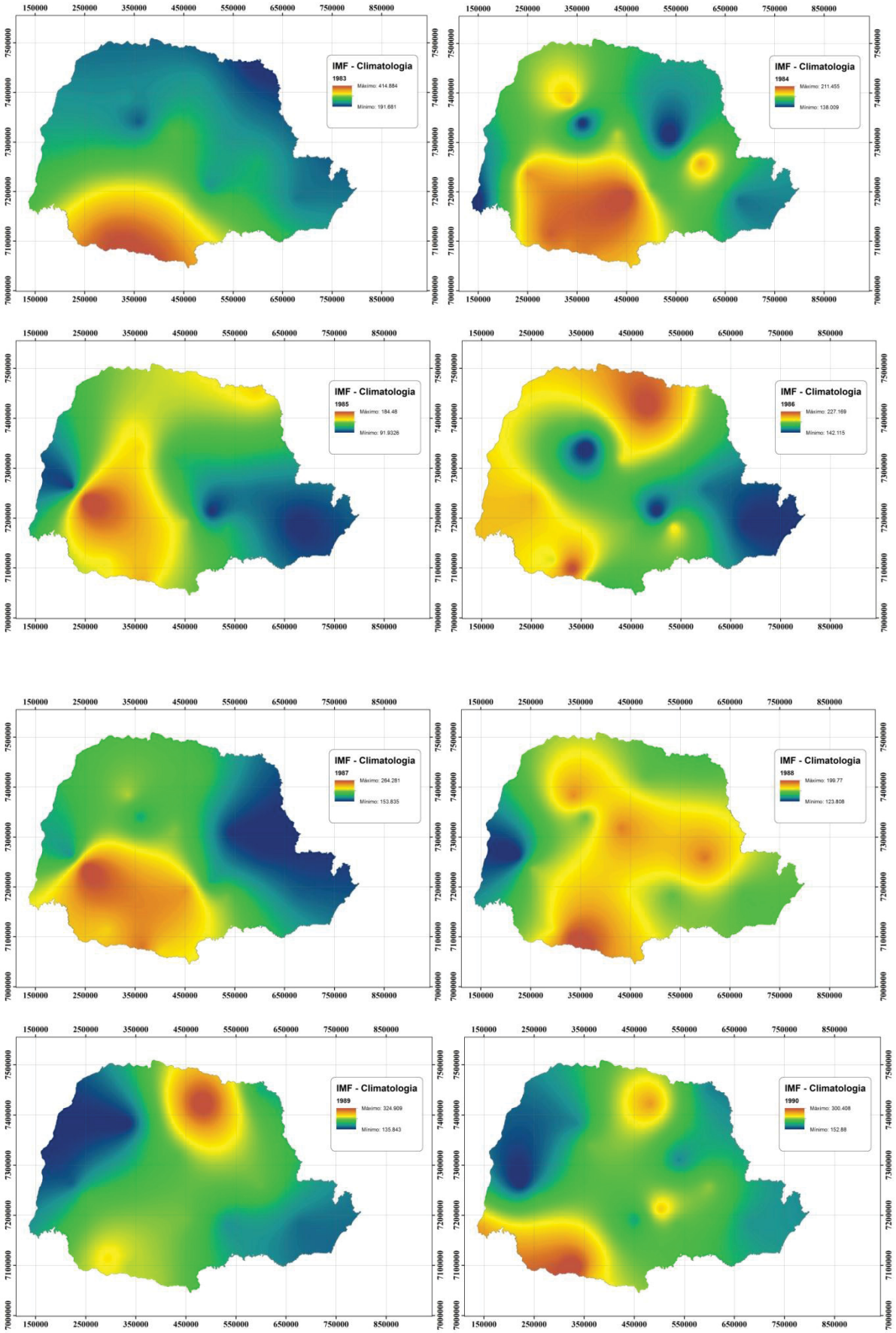



IMF - Climatologia
1967
Máximo: 254.682
Mínimo: 107.726
IMF - Climatologia
1968
Máximo: 248.575
Mínimo: 104.177
IMF - Climatologia
1969
Máximo: 255.006
Mínimo: 129.26
IMF - Climatologia
1970
Máximo: 255.67
Mínimo: 137.13

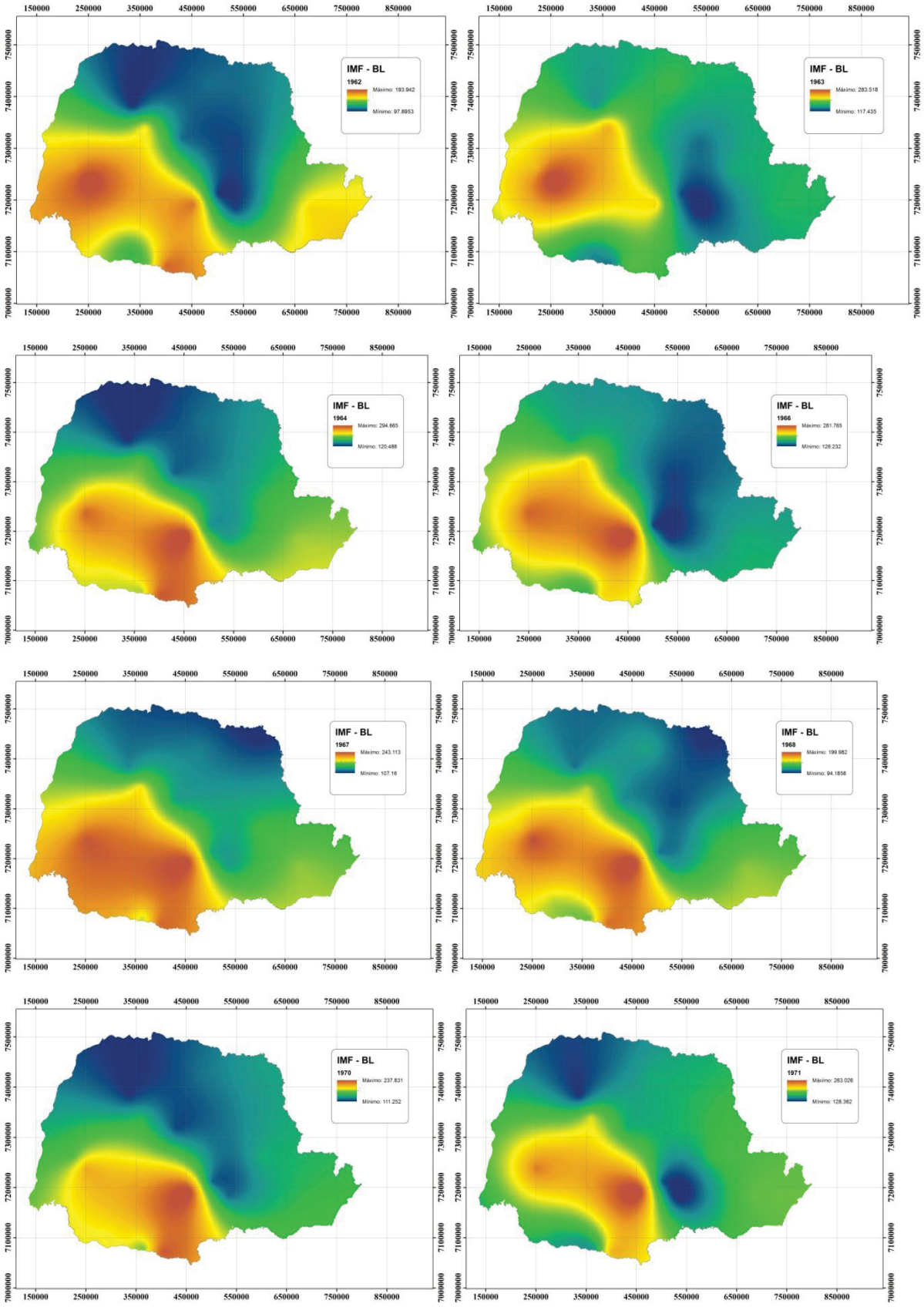

IMF - Climatologia
1971
Máximo: 239.221
Mínimo: 104.348
IMF - Climatologia
1972
Máximo: 264.619
Mínimo: 79.2837
IMF - Climatologia
1973
Máximo: 262.022
Mínimo: 78.6059
IMF - Climatologia
1974
Máximo: 235.591
Mínimo: 121.429

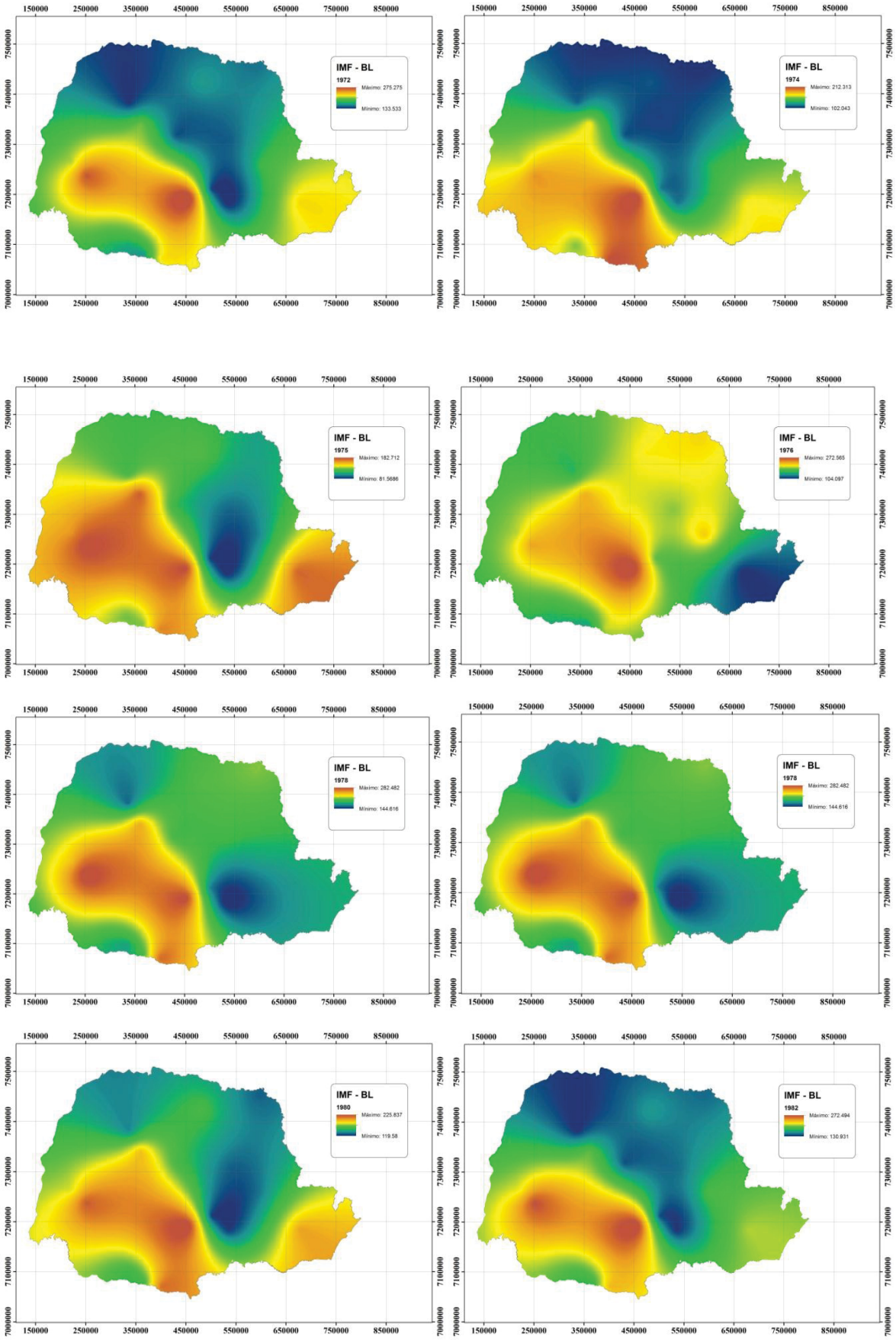

IMF - Climatologia
1975
Máximo: 221.107
Mínimo: 131.781
IMF - Climatologia
1976
Máximo: 196.773
Mínimo: 141.027
IMF - Climatologia
1977
Máximo: 219.484
Mínimo: 113.185
IMF - Climatologia
1978
Máximo: 193.033
Mínimo: 108.402

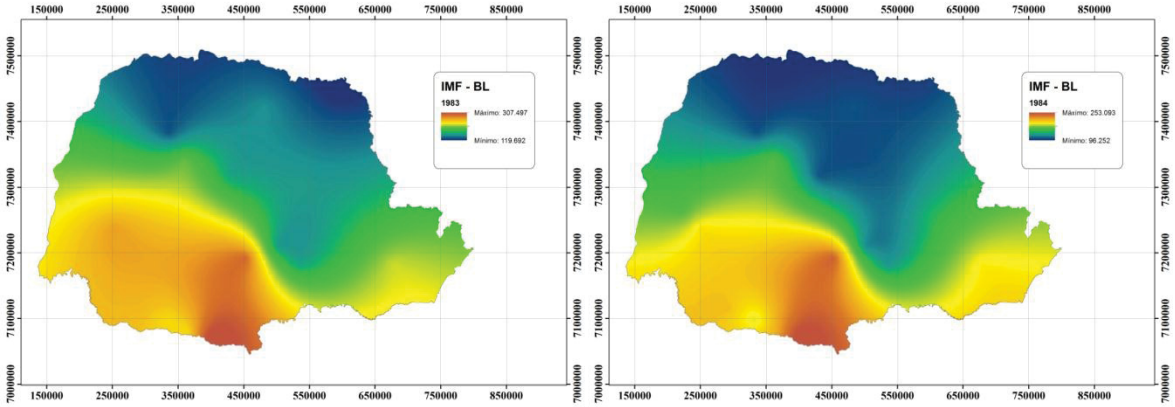

IMF - Climatologia
1979
Máximo: 299.271
Mínimo: 133.715
IMF - Climatologia
1980
Máximo: 222.989
Mínimo: 154.957
IMF - Climatologia
1981
Máximo: 317.651
Mínimo: 108.632
IMF - Climatologia
1982
Máximo: 307.198
Mínimo: 187.446

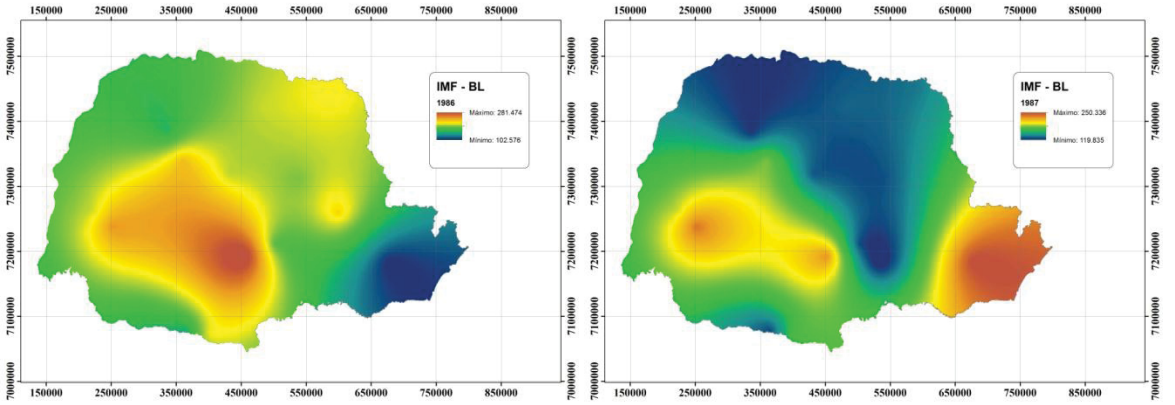

IMF - Climatologia
1983
Máximo: 414.884
Mínimo: 191.681
IMF - Climatologia
1984
Máximo: 211.455
Mínimo: 138.009
IMF - Climatologia
1985
Máximo: 184.48
Mínimo: 91.9326
IMF - Climatologia
1986
Máximo: 227.169
Mínimo: 142.115
IMF - Climatologia
1987
Máximo: 264.281
Mínimo: 153.835
IMF - Climatologia
1988
Máximo: 199.77
Mínimo: 123.808
IMF - Climatologia
1989
Máximo: 324.909
Mínimo: 135.843
IMF - Climatologia
1990
Máximo: 300.408
Mínimo: 152.88

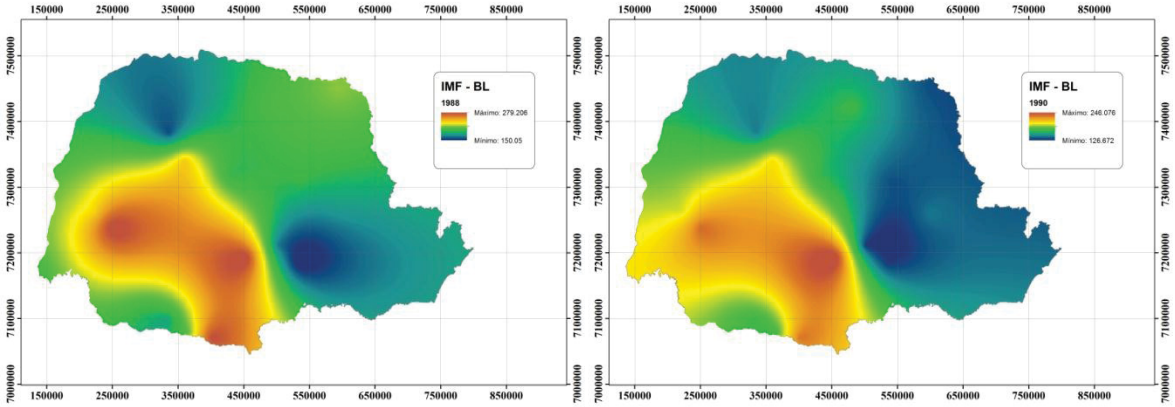
Variação interanual do Índice Modificado de Fournier (IMF), para a climatologia do modelo (*baseline*), período 1961-1990



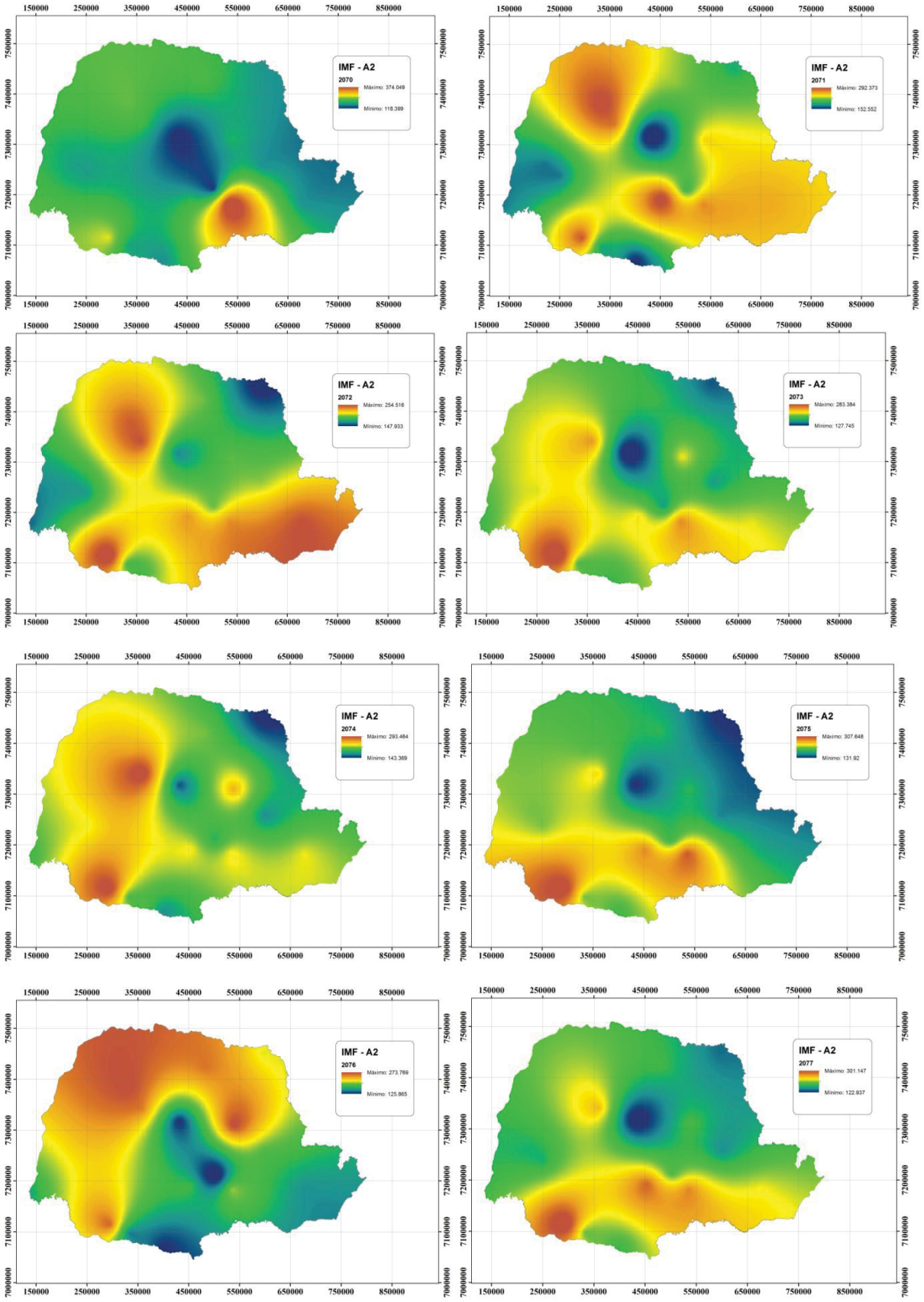

IMF - BL
1972
Máximo: 275.275
Mínimo: 133.533
IMF - BL
1974
Máximo: 212.313
Mínimo: 102.043
IMF - BL
1975
Máximo: 182.712
Mínimo: 81.5686
IMF - BL
1976
Máximo: 272.565
Mínimo: 104.097
IMF - BL
1978
Máximo: 282.482
Mínimo: 144.616
IMF - BL
1978
Máximo: 282.482
Mínimo: 144.616
IMF - BL
1980
Máximo: 225.837
Mínimo: 119.58
IMF - BL
1982
Máximo: 272.494
Mínimo: 130.931
150000
250000
350000
450000
550000
650000
750000
850000
7000000
7100000
7200000
7300000
7400000
7500000

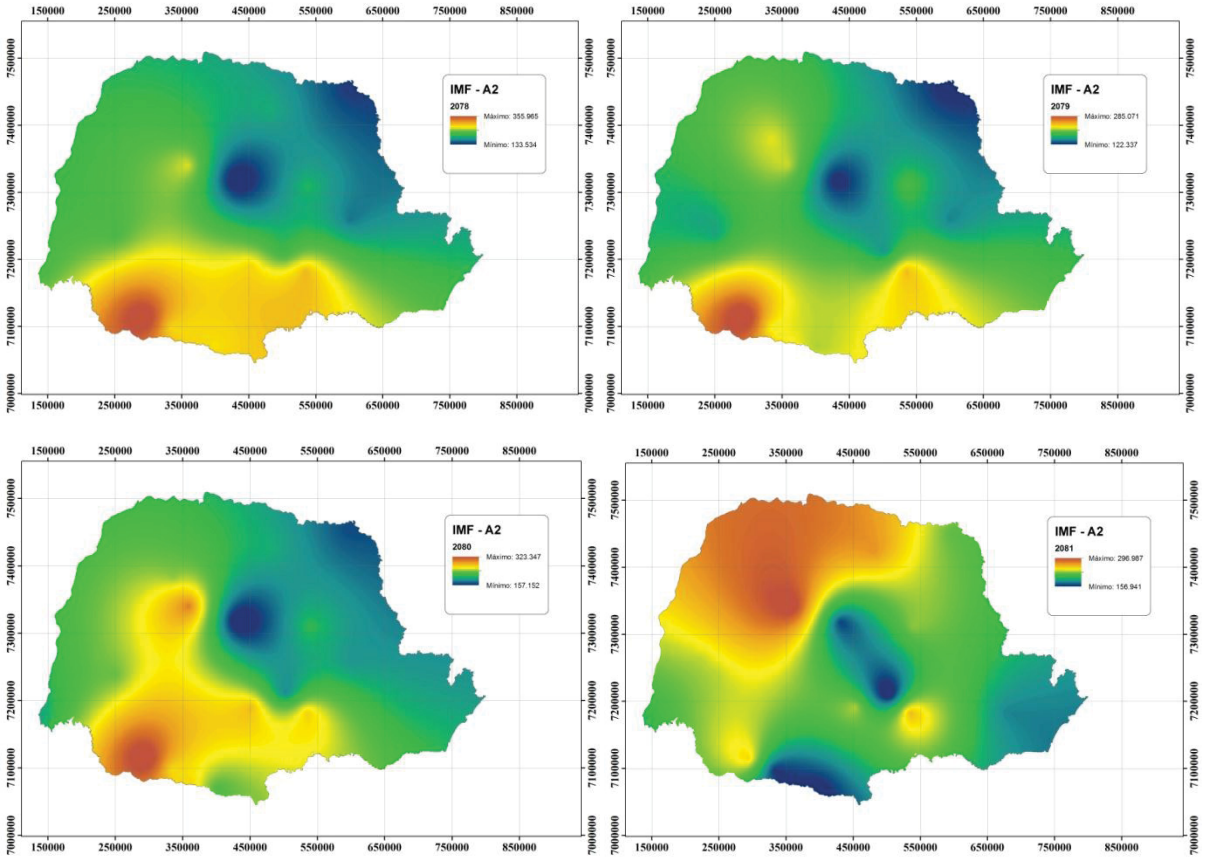

IMF - BL
1983
Máximo: 307.497
Mínimo: 119.692
IMF - BL
1984
Máximo: 253.093
Mínimo: 96.252

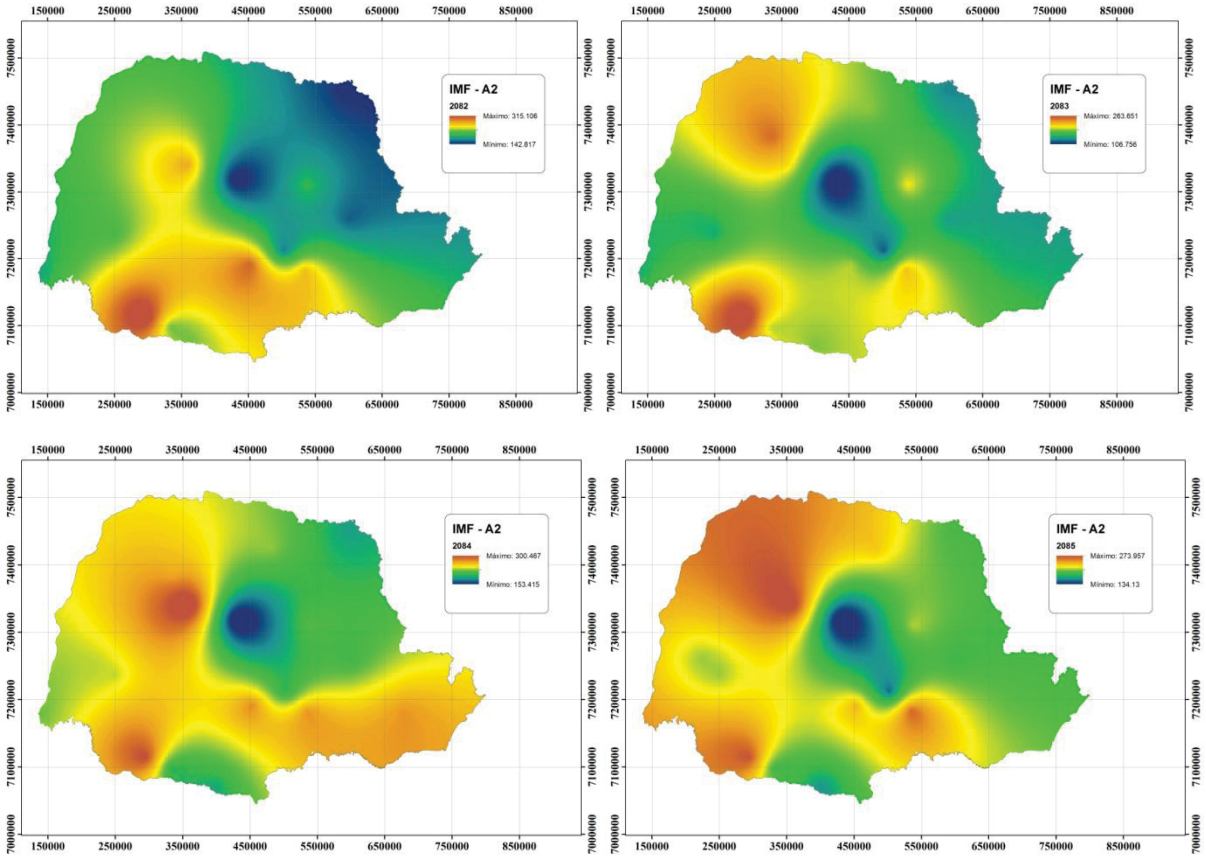

IMF - BL
1986
Máximo: 281.474
Mínimo: 102.576
IMF - BL
1987
Máximo: 250.336
Mínimo: 119.835

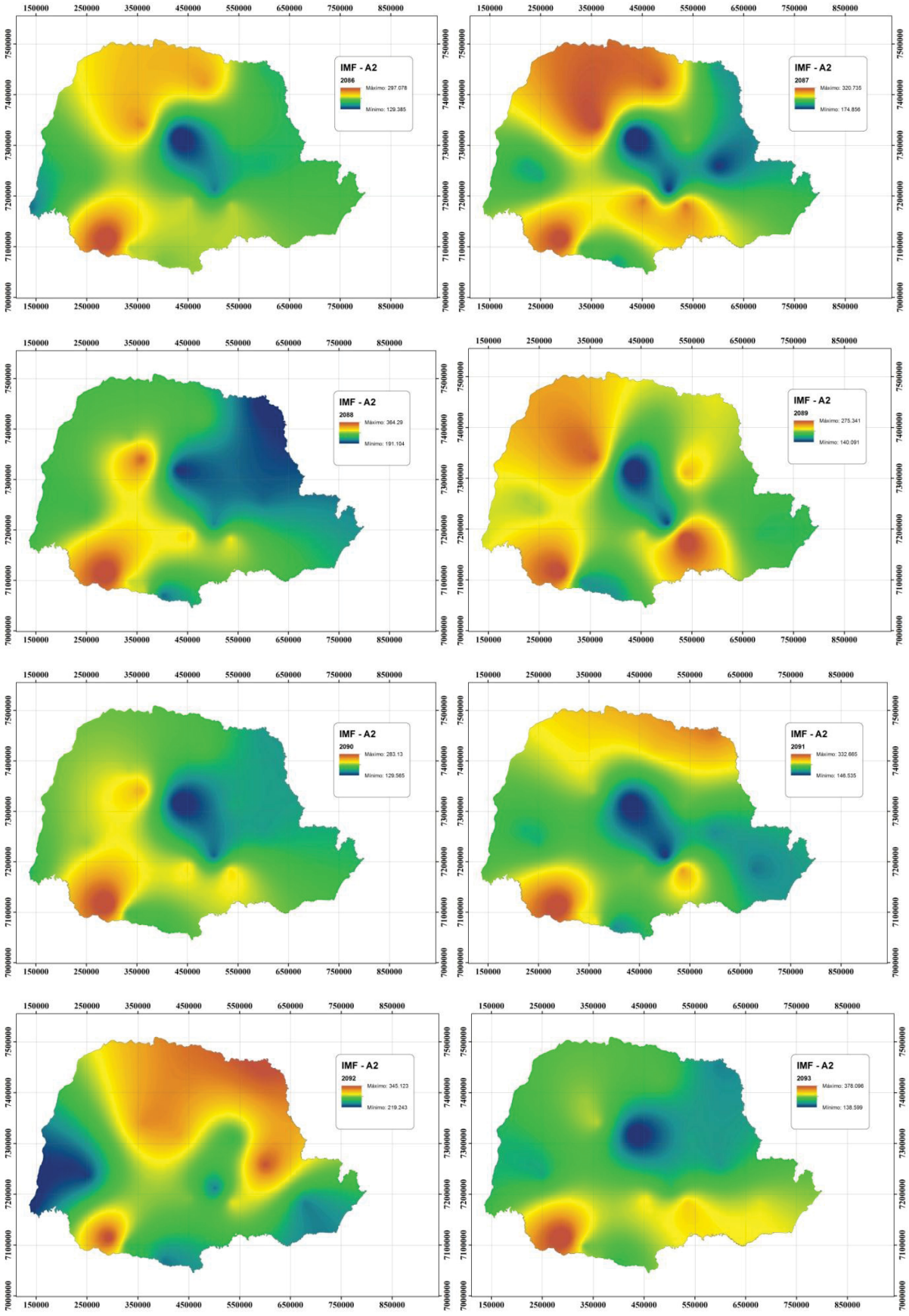

IMF - BL
1988
Máximo: 279.206
Mínimo: 150.05
IMF - BL
1990
Máximo: 246.076
Mínimo: 126.672

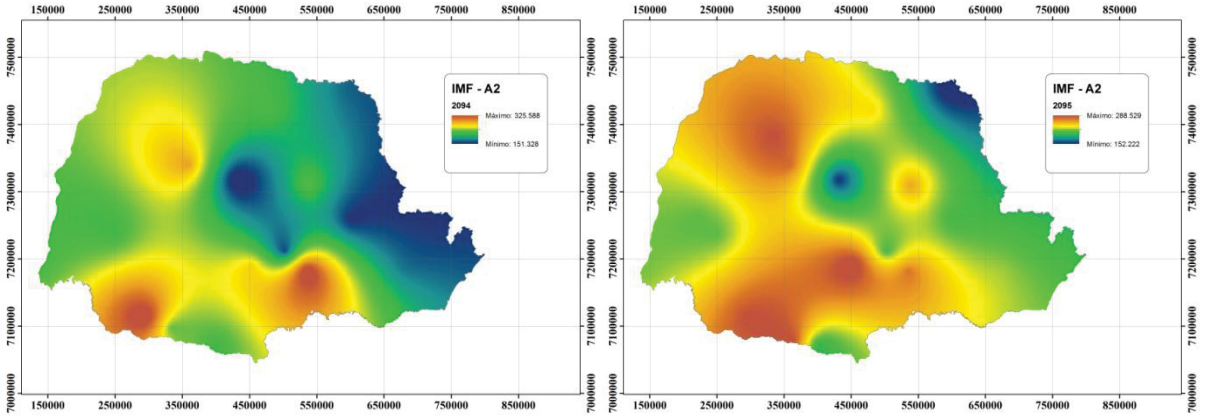
Variação interanual do Índice Modificado de Fournier (IMF), sob cenário de mudança climática A2, período 2070-2100

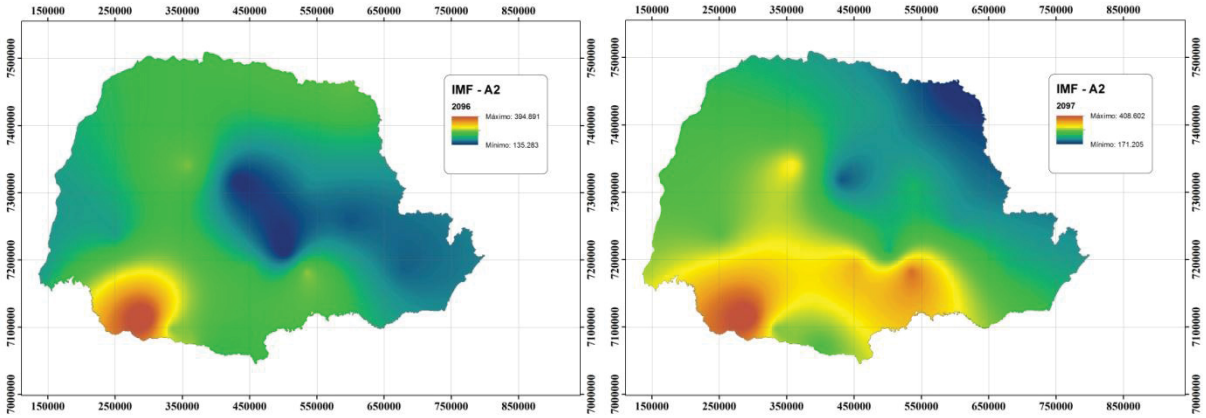


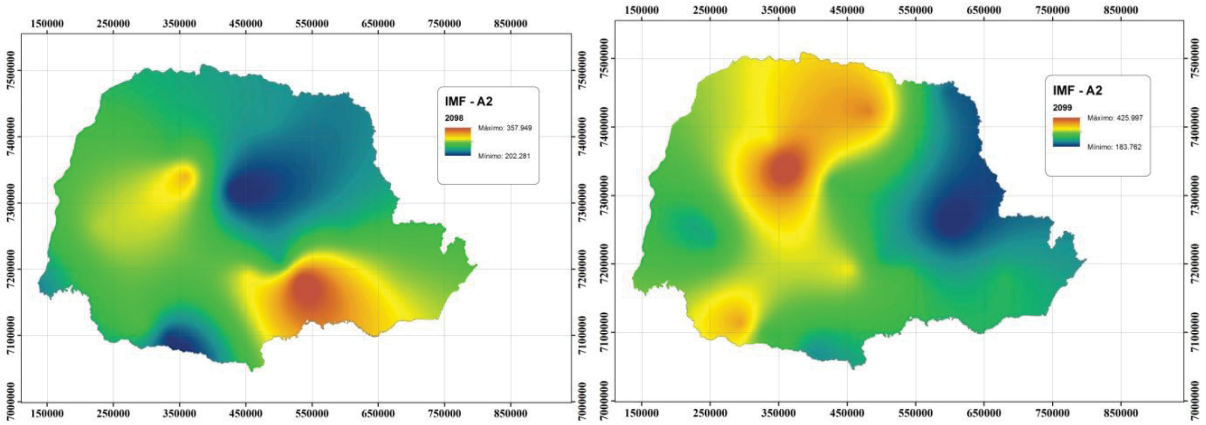

IMF - A2
2078
Máximo: 355.965
Mínimo: 133.534
IMF - A2
2079
Máximo: 285.071
Mínimo: 122.337
IMF - A2
2080
Máximo: 323.347
Mínimo: 157.152
IMF - A2
2081
Máximo: 296.987
Mínimo: 156.941


IMF - A2
2082
Máximo: 315.106
Mínimo: 142.817
IMF - A2
2083
Máximo: 283.651
Mínimo: 106.756
IMF - A2
2084
Máximo: 300.467
Mínimo: 153.415
IMF - A2
2085
Máximo: 273.957
Mínimo: 134.13

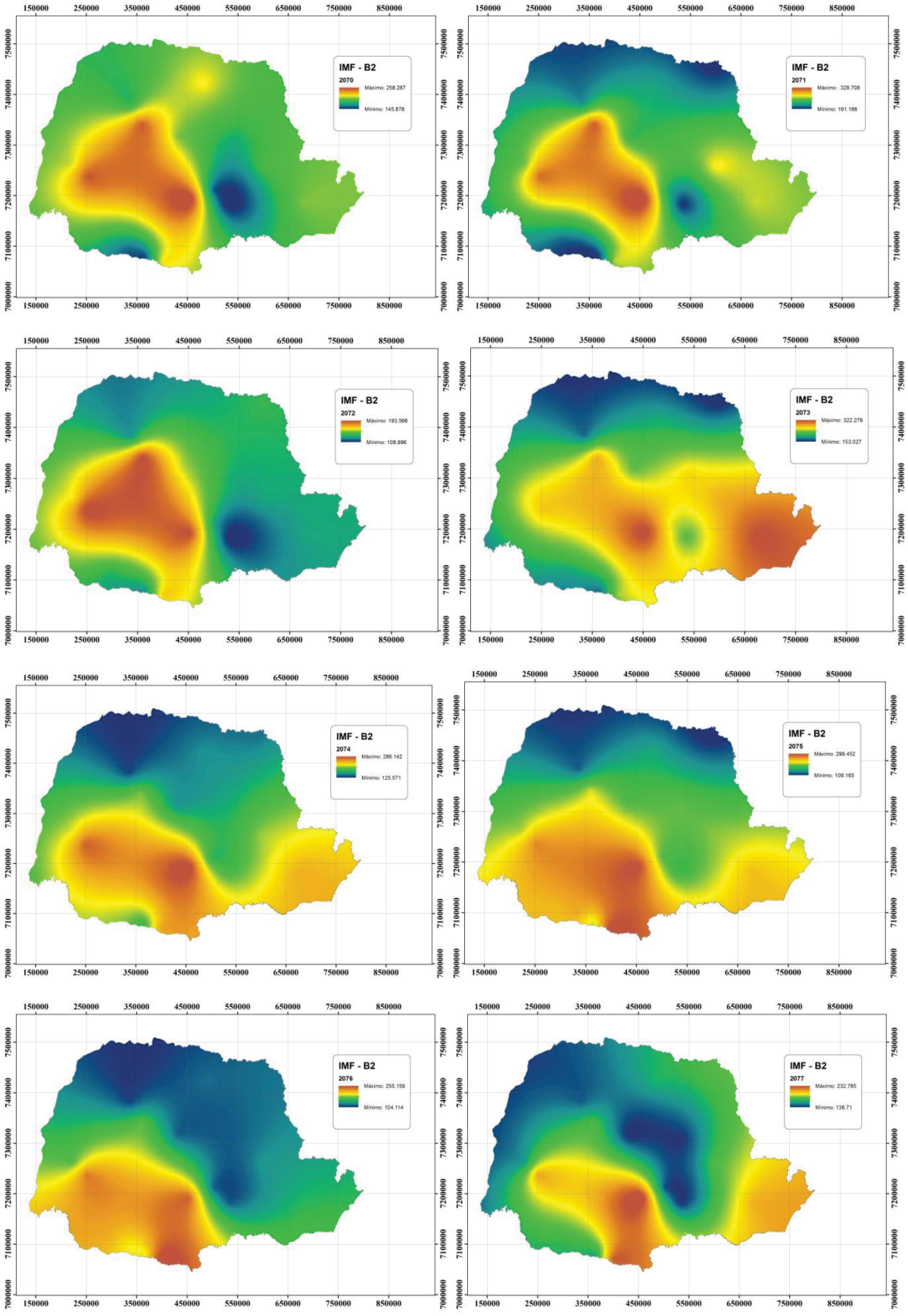

IMF - A2
2086
Máximo: 297.078
Mínimo: 129.385
IMF - A2
2087
Máximo: 320.735
Mínimo: 174.856
IMF - A2
2088
Máximo: 364.29
Mínimo: 191.104
IMF - A2
2089
Máximo: 275.341
Mínimo: 140.091
IMF - A2
2090
Máximo: 283.13
Mínimo: 129.565
IMF - A2
2091
Máximo: 332.665
Mínimo: 146.535
IMF - A2
2092
Máximo: 345.123
Mínimo: 219.243
IMF - A2
2093
Máximo: 378.096
Mínimo: 138.599
150000
250000
350000
450000
550000
650000
750000
850000
7000000
7100000
7200000
7300000
7400000
7500000

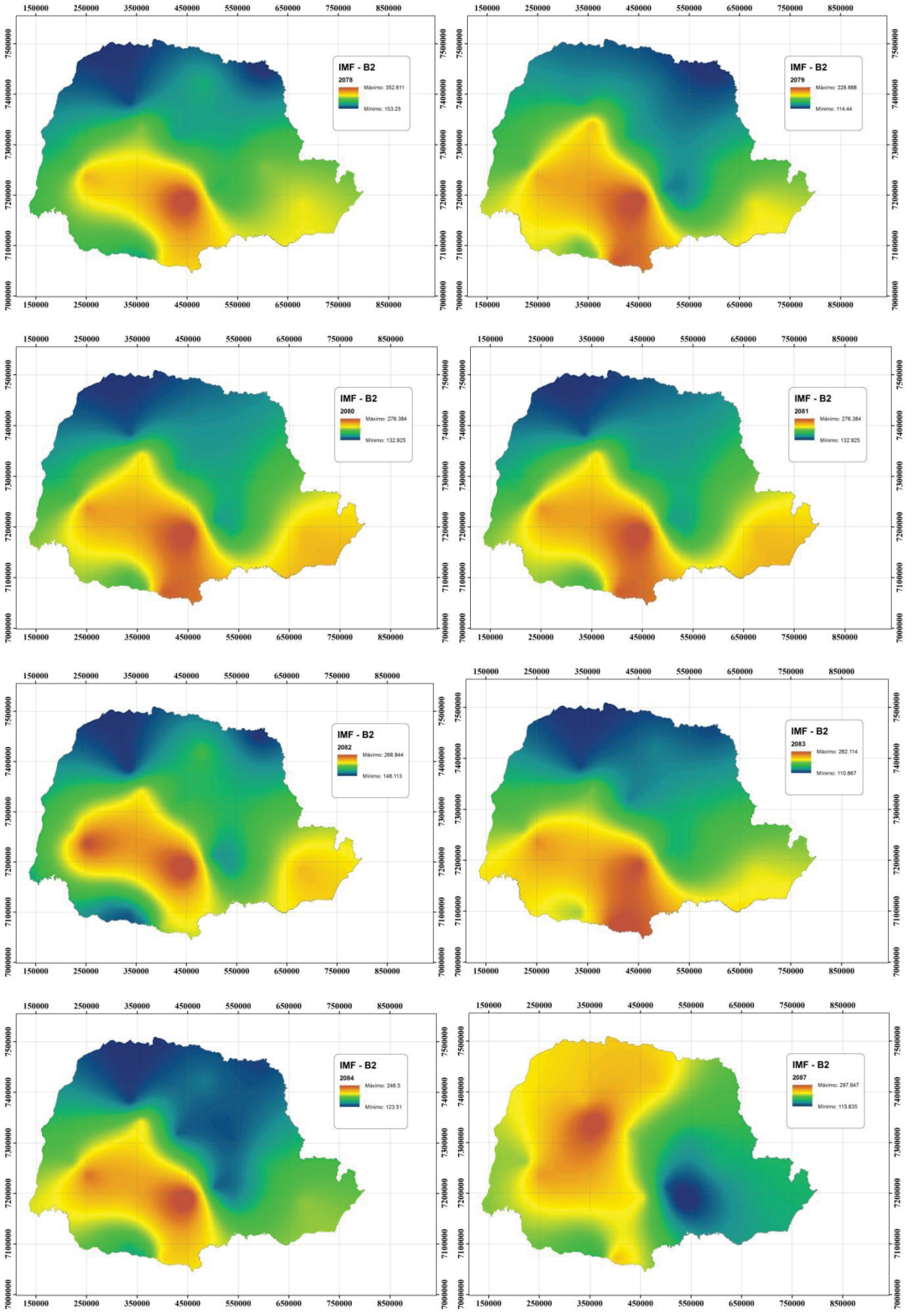

IMF - A2
2094
Máximo: 325.588
Mínimo: 151.328
IMF - A2
2095
Máximo: 288.529
Mínimo: 152.222

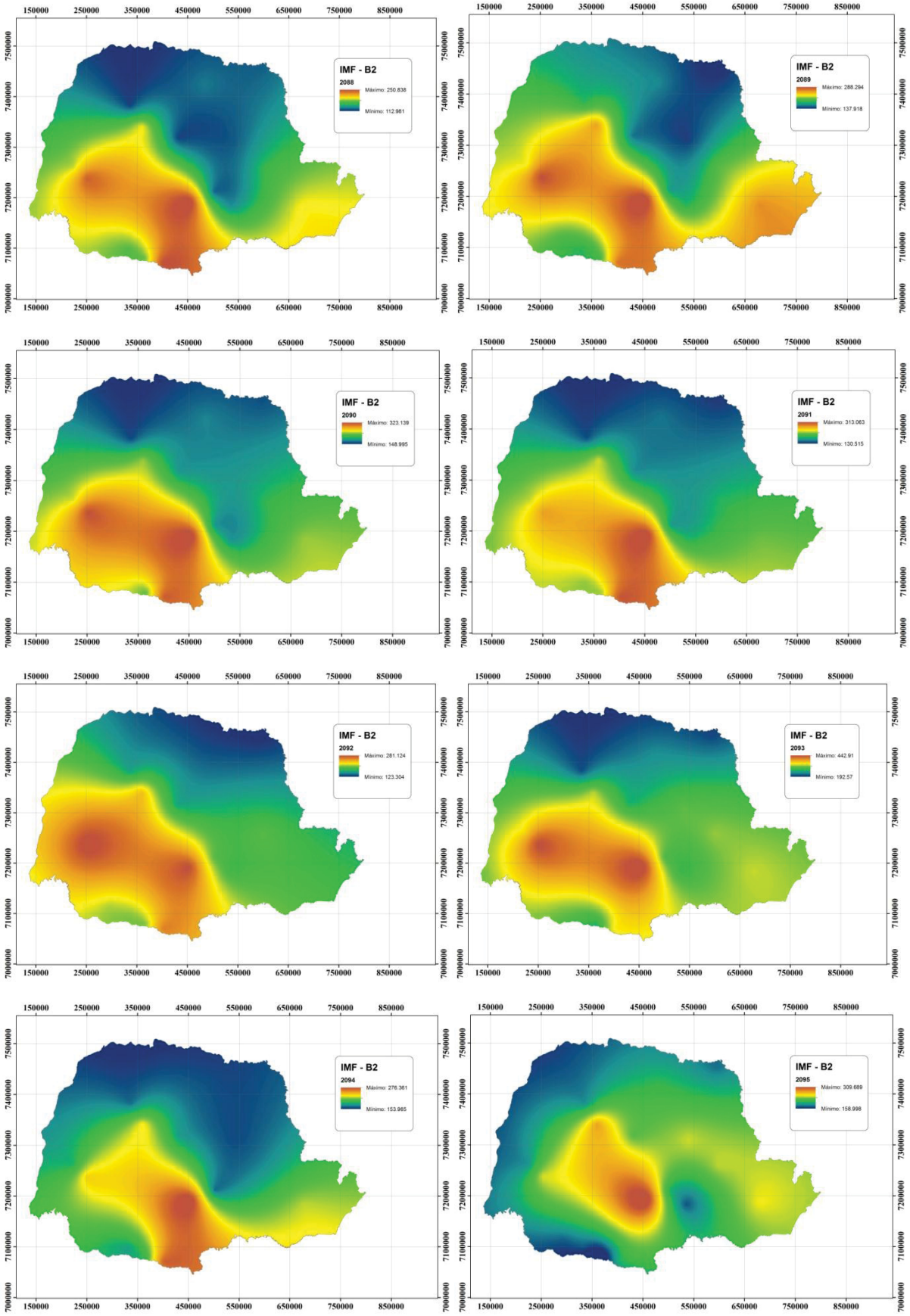

IMF - A2
2096
Máximo: 394.891
Mínimo: 135.283
IMF - A2
2097
Máximo: 408.602
Mínimo: 171.205

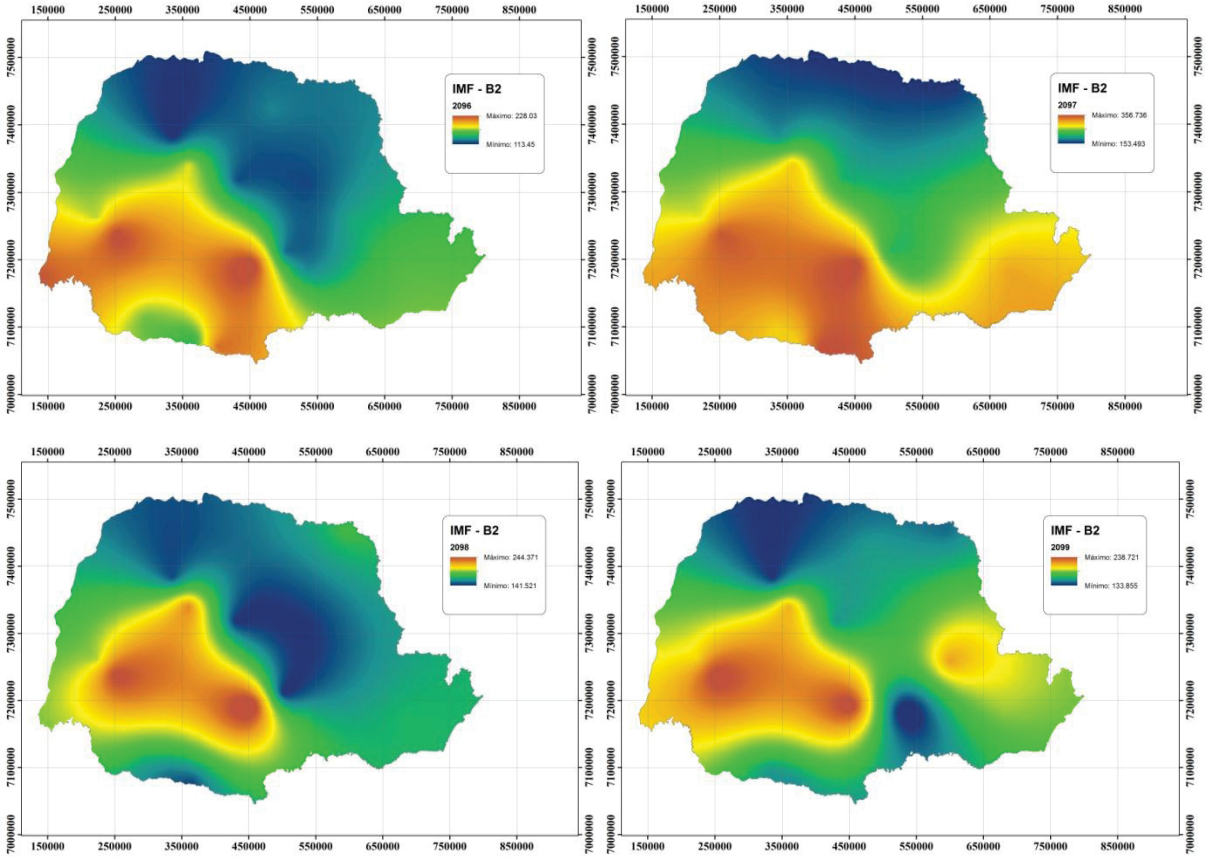

IMF - A2
2098
Máximo: 357.949
Mínimo: 202.281
IMF - A2
2099
Máximo: 425.997
Mínimo: 183.762

Variação interanual do Índice Modificado de Fournier (IMF), sob cenário de mudança climática B2, período 2070-2100




IMF - B2
2078
Máximo: 352.611
Mínimo: 153.25
IMF - B2
2079
Máximo: 228.688
Mínimo: 114.44
IMF - B2
2080
Máximo: 276.384
Mínimo: 132.925
IMF - B2
2081
Máximo: 276.384
Mínimo: 132.925
IMF - B2
2082
Máximo: 266.844
Mínimo: 148.113
IMF - B2
2083
Máximo: 262.114
Mínimo: 110.867
IMF - B2
2084
Máximo: 246.5
Mínimo: 123.51
IMF - B2
2087
Máximo: 297.647
Mínimo: 115.835
150000
250000
350000
450000
550000
650000
750000
850000
7000000
7100000
7200000
7300000
7400000
7500000


IMF - B2
2088
Máximo: 250.838
Mínimo: 112.981
IMF - B2
2089
Máximo: 288.294
Mínimo: 137.918
IMF - B2
2090
Máximo: 323.139
Mínimo: 148.995
IMF - B2
2091
Máximo: 313.063
Mínimo: 130.515
IMF - B2
2092
Máximo: 281.124
Mínimo: 123.304
IMF - B2
2093
Máximo: 442.91
Mínimo: 192.57
IMF - B2
2094
Máximo: 276.361
Mínimo: 153.965
IMF - B2
2095
Máximo: 309.689
Mínimo: 158.998


IMF - B2
2096
Máximo: 228.03
Mínimo: 113.45
IMF - B2
2097
Máximo: 356.736
Mínimo: 153.493
IMF - B2
2098
Máximo: 244.371
Mínimo: 141.521
IMF - B2
2099
Máximo: 238.721
Mínimo: 133.855
150000
250000
350000
450000
550000
650000
750000
850000
7000000
7100000
7200000
7300000
7400000
7500000