



Universidade Federal do Rio de Janeiro

Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza

Instituto de Geociências

Departamento de Meteorologia

**AVALIAÇÃO DAS TENDÊNCIAS DE INDICADORES DE EXTREMOS  
CLIMÁTICOS OBTIDAS A PARTIR DO MODELO REGIONAL ETA-  
20KM**

Marcelly Sondermann da Silva

*Orientadora:* D. Sc. Claudine Pereira Dereczynski

Monografia submetida ao corpo docente do Departamento de Meteorologia da  
Universidade Federal do Rio de Janeiro como parte dos requisitos necessários à  
obtenção de grau de Bacharel em Meteorologia.

Rio de Janeiro, RJ

Setembro, 2018

AVALIAÇÃO DAS TENDÊNCIAS DE INDICADORES DE EXTREMOS CLIMÁTICOS  
OBTIDAS A PARTIR DO MODELO REGIONAL ETA-20KM

Marcely Sondermann da Silva

Monografia submetida ao corpo docente do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro como parte dos requisitos necessários à obtenção de grau de Bacharel em Meteorologia.

Aprovada por:

---

Prof.<sup>a</sup> D. Sc. Claudine Pereira Dereczynski

---

Prof.<sup>a</sup> D. Sc. Ana Maria Bueno Nunes

---

Prof.<sup>a</sup> Ph. D. Chou Sin Chan

Rio de Janeiro, RJ

Setembro, 2018

AVALIAÇÃO DAS TENDÊNCIAS DE INDICADORES DE EXTREMOS CLIMÁTICOS  
OBTIDAS A PARTIR DO MODELO REGIONAL ETA-20KM

SONDERMANN, MARCELY

Avaliação das Tendências de Indicadores de  
Extremos Climáticos obtidas a partir do  
Modelo Regional Eta-20km  
[Rio de Janeiro], 2018

Monografia – Universidade Federal do Rio  
de Janeiro, Departamento de Meteorologia

1. Eta-20km
2. Indicadores de Extremos Climáticos
3. Tendência de Indicadores
4. Avaliação de Modelos
5. América do Sul

*“O sucesso é a soma de pequenos esforços repetidos dia após dia.”*

*(Robert Collier)*

## AGRADECIMENTOS

A primeira etapa de um grande sonho foi conquistada. E, primeiramente, gostaria de agradecer a Deus por todas as bênçãos e proteção derramadas sobre mim.

Agradeço a minha família por ser minha base e pelo suporte que me dão para tornar esse sonho possível. Me orgulho e sou muito grata por ter vocês na minha vida!

Ao Gabriel, que iniciou ao meu lado nessa jornada, estudou comigo durante o primeiro ano e me fez acreditar que tudo era possível. E durante esses anos, tornou-se além de namorado o meu melhor amigo e continuou me dando muita força. Me viu ter crises de choro e desespero com tantas tarefas, mas depois me fazia abrir um imenso sorriso de felicidade. Obrigada por dividir todos esses importantes momentos comigo. Te amo!

Aos meus amigos do colégio, Thaís e Joel que mesmo com a distância, damos um jeito de estarmos presentes um na vida do outro. Obrigada por me ouvirem, pelas novidades e experiências compartilhadas, por sempre terem disponibilidade pra mim! Fico feliz de conservar vocês na minha vida.

Aos meus amigos da UFRJ, um obrigada especial a aqueles que sempre estiveram ao meu lado compartilhando não só as vitórias, mas também as dificuldades e que tornaram esses anos mais leves e divertidos. Obrigada, Ana, Judith, Pedro e todos aqueles que se fizeram presentes nessa caminhada!

Obrigada aos grandes mestres que passaram por minha vida dividindo seus conhecimentos e que contribuíram para a minha formação pessoal e profissional. Em especial a Claudine e a Chou que me acompanharam e me orientaram desde o meu terceiro período da graduação. Agradeço por toda a disponibilidade e carinho que tem comigo!

O meu muito obrigada a toda a equipe do ProjEta (CPTEC/INPE), especialmente ao André, por compartilhar seu conhecimento, pela paciência e por estar sempre disposto a nos ajudar.

Agradeço a todos vocês que estiveram presentes em minha vida durante esses anos. O mérito dessa conquista também pertence a vocês!

## RESUMO

### AVALIAÇÃO DAS TENDÊNCIAS DE INDICADORES DE EXTREMOS CLIMÁTICOS OBTIDAS A PARTIR DO MODELO REGIONAL ETA-20KM

Nesse trabalho são avaliadas tendências de indicadores de extremos climáticos de temperatura do ar e precipitação no clima presente (1961-1990) sobre a América do Sul, calculados a partir do aninhamento do modelo regional Eta-20km a três modelos globais: HadGEM2-ES (Hadley Center), MIROC5 (Model for interdisciplinary Research) e CanESM2 (Canadian Earth System Model). Os indicadores anuais utilizados são: TN10p (noites frias), TX10p (dias frios), TN90p (noites quentes), TX90p (dias quentes), TNn (menor temperatura mínima), TXn (menor temperatura máxima), PRCPTOT (total pluviométrico), CDD (dias secos consecutivos), R95p (chuvas intensas), R99p (chuvas muito intensas), RX1day (máximo acumulado de chuva em 1 dia) e RX5day (máximo acumulado de chuva em 5 dias consecutivos). Os resultados das simulações são confrontados com as tendências obtidas a partir de dados observacionais. O objetivo é investigar se o modelo Eta-20km, aninhado aos modelos globais, representa adequadamente tais tendências observadas no clima presente, de forma a apoiar a utilização de suas projeções futuras. Os resultados evidenciam corretamente a tendência de aquecimento em toda a América do Sul, com redução (aumento) da frequência de ocorrência de dias frios (quentes). Assim como observado, o Eta-CanESM2 e o Eta-HadGEM2-ES apresentam maiores magnitudes para as tendências dos indicadores baseados na temperatura mínima (TN10p e TN90p) quando comparado aos baseados na temperatura máxima (TX10p e TX90p). As tendências observadas nos extremos de precipitação (R95p, R99p, RX1day e RX5day) mostram em geral que a América do Sul está se tornando mais úmida, principalmente no Sudeste da América do Sul e Amazônia, contudo ocorre redução da precipitação no leste da Amazônia e Nordeste do Brasil. O Eta-HadGEM2-ES é o que melhor representa tais tendências nos extremos de precipitação, apesar de nenhuma das simulações conseguir representar adequadamente a tendência de um clima mais seco no Nordeste do Brasil. As observações mostram um aumento de CDD na maior parte da América do Sul. Tal aspecto é melhor representado nas regiões Sudeste e Nordeste do Brasil por todas as simulações.

## ABSTRACT

In this work, we evaluate climatic extremes trends of air temperature and precipitation for the present climate (1961-1990) over South America. We calculated these trends from the nesting of the Eta-20km regional model to three global models: HadGEM2-ES (Hadley Center), MIROC5 (Model for Interdisciplinary Research) and CanESM2 (Canadian Earth System Model). The indices used are: TN10p (cold nights), TX10p (cold days), TN90p (warm nights), TX90p (warm days), TNn (annual lowest value of daily minimum temperature), TXn (annual lowest value of daily minimum temperature), R95p (heavy rains), R99p (very heavy rains), RX1day (annual maximum 1-day precipitation) and RX5day (annual maximum consecutive 5-day precipitation). The simulated results are confronted with trends from observational data. The aim of this work is to investigate whether Eta-20km model, nested to global models, adequately represents such observed trends in the present climate, in order to support the use of its future projections. The results evidence the warming trend over South America showing the lowest (highest) occurrence of cold (warm) days. As in studies for AS using observational data, Eta-CanESM2 and Eta-HadGEM2-ES present higher magnitudes for indices based on minimum temperature (TN10p and TN90p) when compared to those based on maximum temperature (TX10p and TX90p). The observed trends based on extremes of precipitation (R95p, R99p, RX1day and RX5day) show that South America is becoming more humid, mainly in Southeastern South America and Amazonia, but precipitation reduction occurs in eastern Amazonia and Northeastern Brazil. The Eta-HadGEM2-ES was the one that best simulated the observation, presenting an increase with larger magnitudes of the indices in Brazil. Nevertheless, none of the models was able to represent properly the decrease of precipitation extremes in Northeast Brazil. CDD shows a tendency to increase in most of parts of South America. This aspect is well represented in the Southeastern and Northeastern Brazil for all simulations.

## ÍNDICE TEMÁTICO

1. INTRODUÇÃO .....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	4
2.1 Primeiro e Segundo Relatórios de Avaliação do Grupo I do IPCC – FAR e SAR .....	4
2.2 Terceiro Relatório de Avaliação do Grupo I do IPCC – TAR .....	5
2.3 Quarto Relatório de Avaliação do Grupo I do IPCC – AR4 .....	7
2.4 Quinto Relatório de Avaliação do Grupo I do IPCC – AR5 .....	8
2.5 SREX .....	11
2.6 Resultados para América do Sul .....	15
3. DADOS E METODOLOGIA.....	24
3.1 Modelo Regional Eta-20km (CPTEC/INPE) .....	24
3.2 Modelos Globais .....	25
3.2.1 CanESM2 .....	25
3.2.2 HadGEM2-ES .....	26
3.2.3 MIROC5 .....	26
3.3 Aninhamento do Modelo Eta-20km aos Modelos Globais .....	27
3.4 Correção de Erros Sistemáticos .....	27
3.4.1 Correção de Erros Sistemáticos da Temperatura do Ar .....	28
3.4.2 Correção de Erros Sistemáticos da Precipitação .....	28
3.5 Indicadores de Extremos Climáticos .....	29
3.6 Tendência de Indicadores de Extremos Climáticos .....	31
3.7 Testes Estatísticos .....	32
4. RESULTADOS.....	35
4.1 Temperatura do Ar .....	35
4.2 Precipitação .....	42
5. CONCLUSÕES .....	50
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	68



## ÍNDICE DE FIGURAS

*Figura 1.1:* Mapas das tendências (em dias por década) para séries anuais de índices de temperatura e precipitação para 1901–2010 (esquerda) e 1951–2010 (direita) para: (a) noites quentes (TN90p), (b) dias quentes (TX90p), (c) Dias de precipitação intensa (R10mm) e (d) Contribuição de dias muito úmidos (R95pTOT). As tendências foram calculadas apenas para caixas de grade com dados suficientes (pelo menos 66% dos anos com dados durante o período). As marcações indicam regiões onde as tendências são significativas ao nível de 5% de confiança. (*Fonte:* Traduzido de Donat *et al.*, 2013)

18

*Figura 2.1:* Representações esquemáticas da função densidade de probabilidade da temperatura diária, que tende a ser aproximadamente Gaussiana, e precipitação diária, que tem uma distribuição assimétrica. Linhas tracejadas representam uma distribuição prévia e linhas sólidas uma distribuição modificada. A probabilidade de ocorrência, ou frequência, dos extremos é denotada pelas áreas sombreadas. No caso da temperatura, mudanças nas frequências dos extremos são afetadas por mudanças (a) na média, (b) na variância ou forma, e (c) em ambos na média e na variância. (d) Numa distribuição assimétrica tais como a da precipitação, uma mudança na média da distribuição geralmente afeta sua variabilidade ou espalhamento, e então um aumento na precipitação média poderia também implicar um aumento nos extremos de precipitação intensa, e vice-versa. Além disso, a forma da cauda direita poderia também mudar, afetando extremos. Ademais, a mudança climática pode alterar a frequência da precipitação e a duração das ondas de seca entre eventos de precipitação. (Partes a-c modificadas de Folland *et al.*, 2001 e d modificada de Peterson *et al.*, 2008, como em Zhang e Zwiers, 2012).

24

*Figura 2.2:* Localização das estações, incluindo as que foram utilizadas (círculos) e as que foram descartadas (triângulos). Estações com dados de temperatura e precipitação estão em vermelho, enquanto que em verde (amarelo) são as estações que contêm somente séries de precipitação (temperatura). Círculos sólidos (abertos) são consideradas séries homogêneas ou homegeneizadas (registros de temperatura não homegeneizadas, somente foram usadas séries de temperatura. As caixas

identificam as quatro sub-regiões da AS adaptadas do SREX Report. (*Fonte: Skansi et al., 2013*).

30

*Figura 2.3:* Representação dos gráficos de boxplot de índices extremos de temperatura para o norte da América do Sul (NSA, painéis da esquerda) e sul da América do Sul (SSA, painéis da direita) em 1991-2010, calculados a partir de dados observacionais (HadEX2 [azul]), reanálises (NCEP1 [vermelho] e JRA-55 [verde]) e ensemble de modelos regionais (RCM-ENS [roxo]). (a,b) Noites quentes (TN90p); (c,d) Dias quentes (TX90p); (e,f) Noites frias (TN10p); (g,h) Dias frios (TX10p). Caixas: amplitude interquartil (IGR, isto é, o intervalo entre os percentis 25 e 75); linhas sólidas pretas dentro da caixa: mediana; whiskers: valores máximo e mínimo. (*Fonte: Traduzida de López-Franca et al., 2016*)

32

*Figura 2.4:* Eventos de precipitação pesada ocorrendo (a-d) simultaneamente, (e-h) após ou (i-l) antes de um evento extremo de temperatura (Tn90, Tx90, Tn10, Tx10) durante a estação quente (outubro a março). Os círculos preenchidos mostram uma relação significativa ao nível de 5%. (*Fonte: Traduzida de Tencer et al., 2013*)

34

*Figura 3.1:* Esquema da representação da grade do modelo para cálculo das tendências médias.

45

*Figura 3.2:* Mapa da divisão das quatro regiões da América do Sul: Amazônia (AMZ), Nordeste do Brasil (NEB), Oeste da América do Sul (WSA) e Sudeste da América do Sul (SESA).

46

*Figura 4.1:* Tendências dos indicadores de temperatura do ar para o clima presente (1961-199). Colunas da esquerda para a direita: 1 - Eta-CanESM2, 2 - Eta-HadGEM2-ES, 3 - Eta-MIROC5 e 4 - Observação (S2013). Linhas de cima para baixo: 1- TN10p (%dias/10 anos), 2 - TX10p (%dias/10 anos), 3 - TN90p (%dias/10 anos), 4 - TX90p (%dias/10 anos), 5 - TNn (°C/10 anos) e 6 - TXn (°C/10 anos).

55

*Figura 4.2:* Tendências dos indicadores de precipitação para o clima presente (1961-1990). Colunas da esquerda para a direita: 1 - Eta-CanESM2, 2 - Eta-HadGEM2-ES, 3 - Eta-MIROC5 e 4 – Observação (S2013). Linhas de cima para baixo: 1- PRCPTOT (mm/10 anos), 2 – CDD (dias/10 anos), 3 – R95p (mm/10 anos), 4 – R99p (mm/10 anos), 5 – RX1day (mm/10 anos) e 6 – RX5day.

## ÍNDICE DE TABELAS

<i>Tabela 2.1:</i>	Estimativa da confiança nas mudanças observadas nos extremos de tempo e eventos climáticos observados na última metade do século 20, sendo “provável” entre 66 e 90% de chance de ocorrência e “muito provável”, entre 90 e 99% de chance de ocorrência.	<b>21</b>
<i>Tabela 3.1:</i>	Indicadores de extremos de precipitação e temperatura utilizados neste trabalho.	<b>44</b>
<i>Tabela 4.1:</i>	Tendência decadal média para o período de 1961-1990 dos indicadores de temperatura do ar gerados com dados observacionais por S2013 em negrito com seu erro padrão e, simulados pelo Eta-CanESM2, em azul, pelo Eta-HadGEM2-ES, em vermelho e pelo Eta-MIROC5, em verde e seus desvios padrões.	<b>52</b>
<i>Tabela 4.2:</i>	Tendência decadal média para o período de 1961-1990 dos indicadores de precipitação gerados com dados observacionais por S2013 em negrito com seu erro padrão e, simulados por Eta-CanESM2 em azul, Eta-HadGEM2-ES em vermelho e Eta-MIROC5 em verde com seus respectivos desvios padrões.	<b>59</b>

## LISTA DE SIGLAS

**AMZ** - Amazônia

**AR** - Assessment Reports

**AR4** – Fourth Assessment Report

**AR5** – Fifth Assessment Report

**AS** - América do Sul

**BR** - Brasil

**CanESM1** - Canadian Earth System Model First Generation

**CanESM2** - Canadian Earth System Model Second Generation

**CCC** - Canadian Centre for Climate

**CCCMA** - Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis

**CDD** – Consecutive Dry Days

**CGCM1** – First Version of the Canadian Global Coupled Model

**CGCM2** – Second Version of the Canadian Global Coupled Model

**CMIP3** - Coupled Model Intercomparison Project Phase 3

**CMIP5** - Coupled Model Intercomparison Project Phase 5

**CMOC** - Canadian Model of Ocean Carbon

**COBR** – Centro-Oeste do Brasil

**CTEM** - Canadian Terrestrial Ecosystem Model

**DTR** – Diurnal Temperature Range

**ENOS** – El Niño Oscilação Sul

**ETCCDI** – Expert Team on Climate Change Detection and Indices

**FAR** – First Assessment Report

**GPCP** - Global Precipitation Climatology Project

**HadGEM2-ES** – Hadley Centre Global Environmental Model

**INMET** – Instituto Nacional de Meteorologia

**INPE** – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

**IOS** – Índice de Oscilação Sul

**MCG** – Modelo Climático Global

**MCGA** - Modelos de Circulação Geral da Atmosfera

**MCR** - Modelo Climático Regional

**MIROC** - Model for Interdisciplinary Research on Climate

**NBR** – Norte do Brasil

**NCAR** – National Center for Atmospheric Research

**NCEP** – National Centers for Atmospheric Prediction

**NEB** – Nordeste do Brasil

**NEBR** – Nordeste do Brasil

**PRCPTOT** – Total pluviométrico anual

**R30mm** – Ocorrência de chuvas fortes (precipitação diária maior ou igual a 30 mm)

**R95p** – Chuvas intensas

**R99p** – Chuvas muito intensas

**RX1day** – Máxima precipitação anual em 1 dia.

**RX5day** – Máxima precipitação anual em 5 dias consecutivos.

**S2013** – Skansi et al. (2013)

**SAR** – Second Assessment Report

**SBR** – Sul do Brasil

**SEBR** – Sudeste do Brasil

**SESA** – Sudeste da América do Sul

**SREX** – Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation

**TAR** - Third Assessment Report

**TN** - Temperatura Mínima Diária

**TN10p** – Noites frias

**TN90p** – Noites quentes

**TNn** – Menor valor anual da temperatura mínima diária

**TRIFFID** – Top-down Representation of Interactive Foliage Including Dynamics

**TRMM** - Tropical Rainfall Measuring Mission

**TSM** – Temperatura da Superfície do Mar

**TX** - Temperatura Máxima Diária

**TX10p** – Dias frios

**TX90p** – Dias quentes

**TXn** – Menor valor anual da temperatura máxima diária

**WorldClim** – Global Climate Data

**WSA** – Oeste da América do Sul

## 1 – INTRODUÇÃO

A importância da precipitação para os ecossistemas em geral é incontestável. Por outro lado, eventos extremos de precipitação, incluindo chuvas abundantes ou escassas, podem ter um forte impacto negativo para a sociedade. Por exemplo, na América do Sul (AS), tais impactos incluem: i) aumentos ou reduções nas vazões dos rios (Marengo, 1995; Milly *et al.*, 2005; Marengo e Valverde, 2007; Tang e Oki, 2016; Luiz Silva *et al.*, 2018); ii) aumento de surtos de doenças de veiculação hídrica, como por exemplo a leptospirose, as hepatites virais, as doenças diarreicas e outras, que podem se agravar com as enchentes ou secas, afetando a qualidade e o acesso a água (Barcellos *et al.*, 2009); iii) aumento do estresse hídrico do solo (Marengo e Bernasconi, 2015; Vieira *et al.*, 2015); iv) aumento de danos nas safras agrícolas (Assad *et al.*, 2007; Braz, 2015) e v) aumento ou redução da recarga aos aquíferos (La Pasta, 2018).

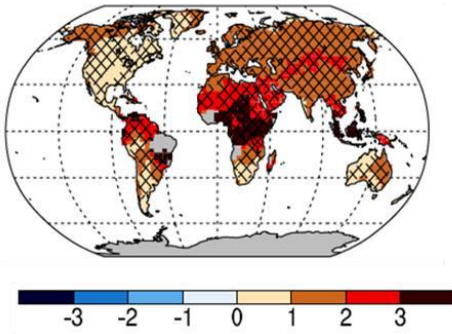
As observações mostram que globalmente o número de eventos de precipitação intensa aumentou em mais regiões do que diminuiu, embora exista uma considerável variabilidade espacial (Westra *et al.*, 2013; Donat *et al.*, 2013). As simulações de modelos climáticos globais (MCGs) sugerem que os extremos de precipitação estão se intensificando nas regiões tropicais e extratropicais devido ao aquecimento global (Kharin *et al.*, 2013; Chadwick *et al.*, 2013; Donat *et al.*, 2013).

Extremos de temperatura, tais como ondas de calor e de frio, estão relacionados a diferentes impactos em todo o globo, como por exemplo: i) riscos à saúde humana (Franchini e Mannucci, 2015); ii) perda de ecossistemas (Fischlin *et al.*, 2007); iii) prejuízos a infraestrutura de cidades (Gill *et al.*, 2007) e iv) perda da produtividade agrícola (Lobell *et al.*, 2011).

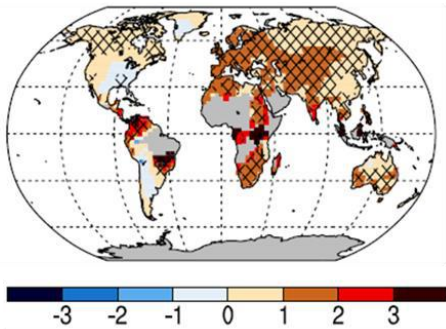
Em Donat *et al.* (2013) encontra-se uma análise baseada em dados de temperatura do ar e precipitação coletados em estações por todo o globo, utilizando os índices estabelecidos pelo *Expert Team on Climate Change Detection and Indices* (ETCCDI). Suas principais descobertas incluem tendências significativas de aquecimento na maior parte das regiões (Figuras 1.1a e 1.1b). As mudanças nos extremos de precipitação são, em geral, mais complexas e menos significativas (Figura 1.1c e 1.1d). No entanto, em uma escala global, a intensidade, a frequência e a duração da precipitação extrema estão aumentando em média. Entretanto, nota-se que ainda existe grande escassez de dados sobre regiões como a África e o norte da AS.



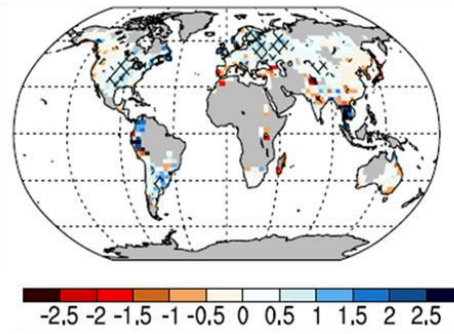
a) Noites quentes (TN90p)



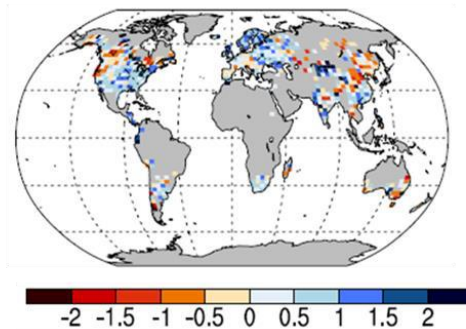
b) Dias quentes (TX90p)



c) Dias de precipitação intensa (R10mm)



d) Contribuição de dias muito úmidos (R95pTOT)



**Figura 1.1** –Tendências (em dias por década) das séries anuais de índices de temperatura e precipitação para 1951–2010 : (a) noites quentes (TN90p), (b) dias quentes (TX90p), (c) Dias de precipitação intensa (R10mm) e (d) Contribuição de dias muito úmidos (R95pTOT). As tendências foram calculadas apenas para caixas de grade com dados suficientes (pelo menos 66% dos anos com dados durante o período). As marcações indicam regiões onde as tendências são significativas ao nível de 5% de confiança (*Fonte*: Traduzido de Donat *et al.*, 2013).

Donat *et al.* (2016) apresentam as projeções climáticas para o final do século 21 mostrando uma contínua intensificação dos extremos diários de chuva. Aumentos na precipitação total e extrema em regiões secas estão linearmente relacionados à mudança de temperatura global específica de cada modelo.

Em escalas regionais, as mudanças nos extremos de precipitação podem variar localmente e diferir do aumento em escala global (Fischer *et al.*, 2013). Apesar da complexidade dos processos físicos incorporados às versões mais recentes dos MCGs, suas resoluções podem não ser capazes de capturar detalhes que podem ser importantes para avaliar os impactos das futuras mudanças climáticas em escala local (Chou *et al.*, 2014b). Por isso, faz-se necessário o aninhamento de modelos climáticos regionais (MCRs) a MCGs com o objetivo de fornecer os detalhes necessários para estudos de

impactos locais. Espera-se que, devido à maior resolução, os MCRs possam capturar a amplitude dos fenômenos a serem representados (Laprise *et al.*, 2008).

Antes de utilizar um modelo numérico como ferramenta para estudar os impactos futuros da mudança climática projetada, seus erros sistemáticos, obtidos na simulação do clima presente, precisam ser estimados de forma a atribuir algum grau de confiança para seus futuros cenários climáticos. Como parte do esforço de contribuir para a avaliação dos impactos nas questões estratégicas do país, foram realizadas no Centro de Previsão e Estudos Climático do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) simulações numéricas utilizando o modelo regional Eta-20km. O objetivo deste trabalho é avaliar tais simulações do Eta-20km aninhado a três MCGs: CanESM2 (Canadian Earth System Model), HadGEM2-ES (UK Met Office Hadley Centre Global Environmental Model, version 2) e MIROC5 (Model for Interdisciplinary Research version 5), para o clima presente (1961-1990). A avaliação é baseada na análise de tendências de indicadores de extremos climáticos de temperatura do ar e precipitação e suas significâncias estatísticas para a AS, utilizando como referência o trabalho de Skansi *et al.* (2013 – doravante S2013), que apresenta maior quantidade de dados observacionais em relação aos demais trabalhos sobre a América do Sul. No Capítulo 2, elabora-se uma revisão dos trabalhos que tratam das tendências de extremos de temperatura do ar e precipitação. No Capítulo 3, encontra-se a metodologia e os dados utilizados neste trabalho. Os resultados da avaliação do modelo Eta-20km para simular as tendências dos extremos de temperatura do ar e precipitação estão apresentados no Capítulo 4. Finalmente, no Capítulo 5 estão as conclusões do trabalho.

## **2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

A investigação do comportamento de extremos climáticos começou a ser desenvolvida no final da década de 1990. Até então, as análises eram feitas com base nas mudanças dos valores médios, devido a maior disponibilidade de tais dados na maior parte do globo.

Neste capítulo, uma revisão dos resultados envolvendo extremos climáticos de temperatura do ar e precipitação, principalmente para a AS, é feita tomando-se como base os resultados compilados nos cinco Relatórios de Avaliação, em inglês *Assessment Reports* (AR), do Grupo I do IPCC: *First* (FAR), *Second* (SAR), *Third* (TAR), *Fourth* (AR4) e *Fifth* (AR5) e também baseado no Capítulo 3 do *Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation - SREX* (Seneviratne *et al.*, 2012). Resultados para a América do Sul são explorados no final do capítulo, incluindo aqueles publicados após 2013, ou seja, após o AR5.

### **2.1 Primeiro e Segundo Relatórios de Avaliação do Grupo I do IPCC – FAR e SAR**

No FAR (IPCC, 1990) e SAR (IPCC, 1995), os cientistas alertam que as mudanças na variabilidade do tempo e na frequência dos extremos de tempo exercem em geral maior impacto do que mudanças no clima médio numa determinada região. A justificativa é de que os eventos extremos de tempo ocorrem em escala sinótica e tem menor duração do que as mudanças climáticas globais.

Nesses dois primeiros relatórios os autores afirmam que embora já existisse informações em escala temporal diária para algumas regiões, para a maior parte do globo as séries diárias não estavam disponíveis. Dessa forma, eles apontam a necessidade de reunião dos dados necessários para uma avaliação compreensiva das mudanças na variabilidade do clima e também o desenvolvimento de um método científico de análise (IPCC, 1990).

No SAR (IPCC, 1995) os cientistas realçam que em escalas regionais há claras evidências de mudanças em alguns indicadores de extremos climáticos, por exemplo, reduções de geadas em algumas regiões, aumento na proporção de chuva acumulada durante eventos extremos sobre os EUA. Com relação a temperatura do ar, os cientistas

apontam que as mudanças na frequência das temperaturas máximas (durante o dia) são menos consistentes do que as mudanças na temperatura mínima (Karl *et al.*, 1991; Balling e Idso, 1990; DeGaetano *et al.*, 1995; Henderson *et al.*, 1994). Karl *et al.* (1991) encontram evidências de aumentos nas temperaturas mínimas extremas sazonais nos EUA e na ex-União Soviética, mas pouca ou nenhuma mudança nos extremos de temperatura máxima. Plummer (1996) encontrou que na Austrália, temperaturas mínimas extremas estavam aumentando a uma taxa similar à temperatura média, porém as tendências nas temperaturas máximas extremas eram menores.

Ainda no SAR (IPCC, 1995) encontra-se uma análise da variação da temperatura diurna (em inglês *Diurnal Temperature Range – DTR*), mostrando que desde 1950 as temperaturas mínimas aumentaram duas a três vezes mais rápido do que as temperaturas máximas sobre grandes áreas continentais no Hemisfério Norte (Karl *et al.*, 1991; Karl *et al.*, 1993; Kukla e Karl, 1993; Horton, 1995). O resultado é uma redução em DTR, especialmente durante o verão e outono. É importante ressaltar que no SAR a DTR é calculada diminuindo-se as temperaturas máximas das temperaturas mínimas, médias mensais.

## **2.2 Terceiro Relatório de Avaliação do Grupo I do IPCC - TAR**

A partir do TAR (IPCC, 2001), maior atenção foi dada para as variações observadas e projetadas nos extremos de temperatura do ar e precipitação. O quadro abaixo, extraído do “Resumo para Formuladores de Política” do TAR, resume as mudanças observadas nos extremos de temperatura e precipitação e suas estimativas de confiança, baseado na avaliação de especialistas.

**Tabela 2.1** – Estimativa da confiança nas mudanças observadas nos extremos de tempo e eventos climáticos observados na última metade do século 20, sendo “provável” entre 66 e 90% de chance de ocorrência e “muito provável”, entre 90 e 99% de chance de ocorrência.

<b>Mudanças nos Fenômenos</b>	<b>Confiança nas mudanças observadas na última metade do século 20</b>
Temperaturas máximas mais elevadas e maior quantidade de dias quentes em quase todas as áreas continentais	Provável
Temperaturas mínimas mais elevadas, menor quantidade de dias frios e de dias com geadas em quase todas as áreas continentais	Muito provável
Reduzida variação na temperatura diurna sobre a maior parte das áreas terrestres	Muito provável
Aumento das ondas de calor sobre áreas continentais	Provável sobre muitas áreas
Eventos mais intensos de precipitação	Provável sobre muitas áreas terrestres das latitudes médias e altas do Hemisfério Norte
Aumento de secas nas regiões continentais no verão e associado a risco de seca	Provável em poucas áreas

Os pesquisadores ressaltam que em contraste com as simulações de extremos de temperatura do ar, os extremos de precipitação são de difícil reprodução pelos modelos, especialmente as intensidades e padrões da precipitação intensa que são fortemente afetados pela escala local.

As análises dos extremos de temperatura nas simulações dos modelos climáticos se concentram nas temperaturas máximas e mínimas à superfície ou na duração das ondas de calor ou de frio em escala global (Schubert, 1998; Zwiers e Kharin, 1998; McGuffie *et al.*, 1999; Kharin e Zwiers, 2000). Zwiers e Kharin (1998) e Kharin e Zwiers (2000)

analisaram valores de período de retorno de 20 anos para as temperaturas máximas e mínimas diárias simuladas por ambos, *Canadian Centre for Climate (CCC) General Circulation Model (GCM)*, CGCM2 e CGCM1. Comparações com a reanálise do NCEP mostram que o modelo reproduziu os valores de retorno de ambos, temperaturas máxima e mínima e ondas de calor e de frio, razoavelmente bem. Intercomparações entre cinco Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGAs) para os períodos de retorno de temperaturas extremas inferiores a -20°C e superiores a 40°C sobre o globo, mostram um nível de concordância razoavelmente bom (McGuffie *et al.*, 1999).

A análise dos extremos de precipitação simulada pelos modelos climáticos inclui a variabilidade diária da anomalia de precipitação (Zwiers e Kharin, 1998; McGuffie *et al.*, 1999; Kharin e Zwiers, 2000), padrões de precipitação intensa (Bhaskran e Mitchell, 1998; Zhao *et al.*, 2000), assim como períodos secos e úmidos (Thorncroft e Rowell, 1998; McGuffie *et al.*, 1999). Os resultados mostram alguma concordância com as observações disponíveis, contudo a baixa resolução dos modelos é um fator que impede a melhoria nos resultados. Idealmente, a precipitação extrema simulada deveria ser comparada com dados em caixas de grade, calculados a partir de dados observados nas estações; contudo, dados observados são escassos. Então, frequentemente dados da Reanálise NCEP/NCAR são usados como “observados”, apesar de não reproduzirem bem a variabilidade diária (Zwiers e Kharin, 1998).

### **2.3 Quarto Relatório de Avaliação do Grupo I do IPCC – AR4**

No AR4 (IPCC, 2007), diversos artigos foram incluídos na discussão da detecção de mudanças nos extremos climáticos. Os resultados mais expressivos, e que utilizam dados diários de temperatura do ar e precipitação estão apresentados em: Vincent *et al.* (2005) para a América do Sul; Aguilar *et al.* (2005) para a América Central e norte da América do Sul; Peterson *et al.* (2002) para o Caribe; Kunkel *et al.* (2004) e Vicent e Mekis (2006) para a América do Norte; Groisman *et al.* (2003) para o Ártico; Easterling *et al.* (2003) para as regiões central e norte da África; New *et al.* (2006) para o sul e oeste da África; , Zhang *et al.* (2005) para o Oriente Médio, Kiktev *et al.* (2003) para o Oeste da Europa e leste da Ásia; Griffiths *et al.* (2005) para a Australásia e sudeste da Ásia; Zhai e Pan (2003) para a China e Klein Tank *et al.* (2006) para a região sul e central da Ásia. Todos esses trabalhos mostram padrões de mudanças nos extremos consistentes

com um aquecimento geral, apesar de apresentarem tendências desiguais para a noite e para o dia.

No sul da América do Sul, tendências significativas de aquecimento foram encontradas na ocorrência de noites quentes e tendência de decréscimo na ocorrência de noites frias, mas sem mudanças consistentes nos índices baseados na temperatura máxima diária. Na América Central e norte da América do Sul, extremos superiores de ambas, temperaturas mínima e máxima têm aumentado. Na Argentina, fortes mudanças positivas na temperatura mínima, notadas durante o período de 1959 a 1998 foram associadas com significantes aumentos na frequência de noites quentes; existindo também decréscimo nas noites frias (Rusticucci e Barrucand, 2004).

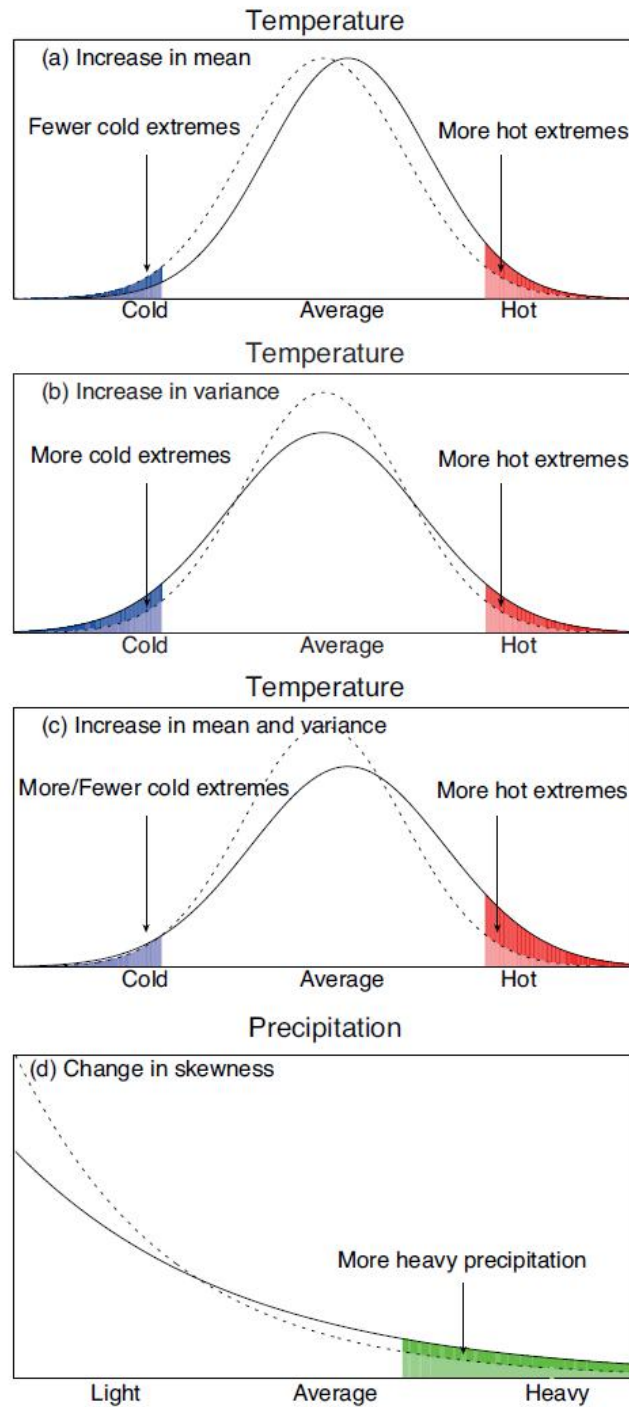
Com relação às mudanças nos extremos de precipitação, estudos foram finalizados para o sul da América do Sul (Haylock *et al.*, 2006), América Central e norte da América do Sul (Aguilar *et al.*, 2005), sul e oeste da África (New *et al.*, 2006), o Oriente Médio (Zhang *et al.*, 2005) e Ásia central e sul (Klein Tank *et al.*, 2006). Para o sul da América do Sul o padrão de tendências dos extremos foi o mesmo do que aquele para o total pluviométrico anual (Haylock *et al.*, 2006). A maioria das estações mostra uma mudança para condições mais úmidas, relacionadas a um valor geralmente mais baixo de Índice de Oscilação Sul (IOS) desde 1976/1977, com exceção do sul do Peru e sul do Chile, onde um decréscimo foi observado em muitos índices de precipitação. No sul do Chile, a mudança no El Niño Oscilação Sul (ENOS) tem levado a um enfraquecimento do cavado continental, resultando num deslocamento para sul nas trajetórias das tempestades e um importante efeito nas tendências de precipitação observadas. Nenhum aumento significativo no total pluviométrico foi observado sobre América Central e norte da América do Sul, mas a intensidade das chuvas tem aumentado relacionado à mudanças na temperatura da superfície do mar (TSM) do Atlântico tropical.

## **2.4 Quinto Relatório de Avaliação do Grupo I do IPCC – AR5**

No AR5 (IPCC, 2013) diversos estudos regionais indicam que as mudanças observadas na frequência dos extremos podem ser explicadas ou inferidas por mudanças na distribuição de probabilidade da variável climática (Griffiths *et al.*, 2005; Ballester *et al.*, 2009; Simolo *et al.*, 2011). Entretanto, esses estudos se referem a contagem de

excedência de limiares frequência-duração, o que aproximadamente segue um padrão muito próximo de mudanças na média. Desvios de altos períodos de retorno/percentil (intensidade, severidade, magnitude) são altamente sensíveis à mudanças na forma e nos parâmetros de escala da distribuição (Schar *et al.*, 2004; Clark *et al.*, 2006; Della-Marta *et al.*, 2007a, 2007b; Fischer e Schar, 2010), e localização geográfica. As discussões continuam sobre se a variância assim como as mudanças na média estão afetando os extremos de temperatura numa escala global (Hansen *et al.*, 2012; Rhines e Huybers, 2013) como ilustrada na Figura 2.1.





**Figura 2.1** – Representações esquemáticas da função densidade de probabilidade da temperatura diária, que tende a ser aproximadamente Gaussiana e, precipitação diária, que tem uma distribuição assimétrica. Linhas tracejadas representam uma distribuição prévia e linhas sólidas uma distribuição modificada. A probabilidade de ocorrência, ou frequência, dos extremos é denotada pelas áreas sombreadas. No caso da temperatura, mudanças nas frequências dos extremos são afetadas por mudanças (a) na média, (b) na variância ou forma, e (c) em ambos na média e na variância. (d) Numa distribuição assimétrica tais como a da precipitação, uma mudança na média da distribuição geralmente afeta sua variabilidade ou espalhamento, e então um aumento na precipitação média poderia também implicar num aumento nos extremos de precipitação intensa, e vice-versa. Além disso, a forma da cauda direita poderia também mudar, afetando extremos. Ademais, a mudança climática pode alterar a frequência da precipitação e a duração das ondas de seca entre eventos de precipitação. (Fonte: Partes a-c modificadas de Folland *et al.*, 2001 e d modificada de Peterson *et al.*, 2008, como em Zhang e Zwiers, 2012).

Muitas evidências corroboram com um significativo aquecimento nos extremos de temperaturas máxima e mínima na maior parte das áreas continentais globais desde 1950 (Donat *et al.*, 2013). As mudanças na ocorrência de dias quentes e frios (baseados nas temperaturas máximas diárias) são, geralmente, menos expressivos. O fenômeno ENOS influencia a variabilidade tanto da temperatura máxima quanto da mínima, especialmente na área do Círculo de Fogo do Pacífico (“Pacific Rim”) (Kenyon e Hegerl, 2008; Alexander *et al.*, 2009), mas afetando os extremos quentes e frios diferentemente. As mudanças na distribuição das temperaturas noturnas parecem maiores do que as temperaturas durante o dia, mesmo que a distribuição das mudanças seja simplesmente relacionada a elevação na média ou na área de estudo (Ballester *et al.*, 2009; Simolo *et al.*, 2011; Donat e Alexander, 2012; Hansen *et al.*, 2012). De fato, todos os dados analisados indicam um aumento mais rápido nos extremos de temperatura mínima em comparação com a máxima. Enquanto o declínio de DTR somente foi avaliado com média confiança, há alta confiança na elevação mais acentuada da temperatura mínima em relação à máxima, devido aos padrões mais consistentes de aquecimento nos extremos de temperatura mínima globalmente.

As tendências dos extremos de precipitação possuem padrões menos coerentes espacialmente em relação às tendências dos extremos de temperatura do ar. Existem áreas onde há aumento da precipitação extrema e outras grandes áreas que mostram uma diminuição. Embora as mudanças nos padrões de circulação de grande escala terem forte influência nos extremos de precipitação globalmente (Alexander *et al.*, 2009; Kenyon e Hegerl, 2010). Westra *et al.* (2013) mostram, utilizando dados *in situ* sobre continente, que as tendências no dia mais úmido do ano indicam maiores aumentos do que seria esperado. Sobre os oceanos tropicais, medições de satélites mostram um aumento na frequência da precipitação mais intensa na precipitação intensa durante anos quentes (El Niño) (Allan e Soden, 2008).

Eventos extremos estão na cauda da distribuição de probabilidade de tempo e variabilidade climática. Por serem estatísticas de altas ordens, geralmente são mais difíceis de se representarem realisticamente nos modelos climáticos. Os eventos extremos de curta duração normalmente estão associados com estruturas espaciais menores, o que podem ser representados melhor ao aumentar a resolução dos modelos.

As performances dos modelos numéricos do *Coupled Model Intercomparison Project Phase 3* (CMIP3) e *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5) são comparadas para diversos índices de extremos de temperatura, resultando em performances bem similares. De maneira geral, as tendências mostradas por ambos os conjuntos conseguem representar as tendências observadas nos extremos de temperatura na segunda metade do século 20 (Sillmann *et al.*, 2013). As tendências modeladas são consistentes as reanálises e dados de estações. Os estudos de detecção e atribuição das mudanças climáticas baseados em modelos do CMIP3 sugerem que os modelos tendem a superestimar (subestimar) o aquecimento nos extremos de temperaturas quentes (frias) na segunda metade do século 20 (Christidis *et al.*, 2011; Zwiers *et al.*, 2011).

A incerteza observacional para os extremos de precipitação é muito maior do que em relação aos extremos de temperatura, o que torna a avaliação dos modelos mais desafiadora. As discrepâncias entre diferentes reanálises para os extremos de precipitação são expressivas, enquanto que as observações possuem uma cobertura espacial muito limitada (Kharin *et al.*, 2007, 2012; Sillmann *et al.*, 2013). As incertezas são maiores, principalmente, nos trópicos. Nos extratropicos, os extremos de precipitação em termos de períodos de retorno de 20 anos simulados pelos modelos do CMIP3 e CMIP5, comparam-se relativamente bem com os conjuntos de dados observados, com discrepância típica de 20% (Kharin *et al.*, 2007, 2012).

Há evidências de que os modelos atmosféricos de alta resolução (50 km ou mais) podem reproduzir a intensidade dos extremos de precipitação (Wehner *et al.*, 2010; Endo *et al.*, 2013; Sakamoto *et al.*, 2012). Porém, alguns desses resultados são baseados em modelos com condições de contorno lateral e inferior observacionalmente limitadas (MCGAs ou MCRs).

## 2.5 SREX

No Capítulo 3 do SREX, Seneviratne *et al.* (2012) compilam resultados de trabalhos dedicados a mudanças nos eventos de tempo e clima, relevantes para desastres.

Os extremos de temperatura geralmente ocorrem em escalas de tempo que exigem dados de alta resolução para avaliar com precisão possíveis alterações. É importante diferenciar entre temperatura média diária, máxima e mínima, assim como entre os extremos frios e quentes, devido a seus diferentes impactos. Estudos como o de Trenberth *et al.* (2007) e Alexander *et al.* (2006) apresentam um aumento (redução) estatisticamente significativo no número de dias e noites quentes (frios) em regiões continentais. Apesar disso, em Alexander *et al.* (2006), algumas regiões apresentam um comportamento diferente desse, como por exemplo, o leste dos Estados Unidos, sul da Groenlândia (apresentou aumento nos dias frios e redução em dias quentes), e a metade sul da América do Sul (observa-se diminuição de dias quentes; não houve dados disponíveis para a avaliação sobre a metade norte do continente).

Outros trabalhos também foram realizados utilizando extremos de temperatura anuais, como um estudo global realizado por Brown *et al.* (2008) com base no conjunto de dados de Caesar *et al.* (2006), e estudos regionais feitos para a América do Norte (Peterson *et al.*, 2008; Meehl *et al.*, 2009c), Europa Central-Occidental (Della-Marta *et al.*, 2007a), Europa Central e Oriental (Bartholy e Pongracz, 2007; Kürbis *et al.*, 2009), a região do Mediterrâneo oriental incluindo a Turquia (Kuglitsch *et al.*, 2010), África Central Ocidental, Guiné Conakry e Zimbábue (Aguilar *et al.*, 2009), o Planalto Tibetano (You *et al.*, 2008) e China (You *et al.*, 2011), Uruguai (Rusticucci e Renom, 2008) e Austrália (Alexander e Arblaster, 2009). No geral, esses estudos são consistentes com a avaliação de um aumento nos dias e noites quentes e uma redução nos dias e noites frias em termos globais, porém, alguns resultados individuais relatam tendências que não são estatisticamente significativas ou mesmo opostas às tendências globais variando em extremos, sub-regiões, ou décadas.

Hegerl *et al.*, 2007 concluíram que os extremos de temperatura têm sido fortemente afetados pela forçante antropogênica. Alexandre e Arblaster (2009), demonstram que as tendências das noites quentes sobre a Austrália somente podem ser representadas por modelos que incluíssem forçantes antropogênicas. Gutowski *et al.* (2008a) notaram que a maioria das mudanças observadas nos extremos de temperatura

no século 20 sobre os Estados Unidos podem ser atribuídas a atividades humanas. Além disso, estudos de avaliação de detecção e atribuição para extremos com base nas temperaturas máximas e mínimas (Christidis *et al.*, 2011; Zwiers *et al.*, 2011) sugerem que os modelos superestimam as mudanças nas temperaturas máximas e subestimam nas temperaturas mínimas durante o final do século 20.

Para os extremos de precipitação, Trenberth *et al.* (2007) concluíram que tem sido provável o aumento do número de eventos de chuva intensa na segunda metade do século 20 em regiões continentais e até mesmo em áreas onde observa-se redução no total pluviométrico. Isso está relacionado com o aquecimento terrestre e com o aumento significativo de vapor d'água na atmosfera.

Como destacado em Alexander *et al.* (2006), as mudanças observadas nos extremos de precipitação são menos coerentes espacialmente e menos significativas estatisticamente quando comparadas às mudanças nos extremos de temperatura. Apesar disso, essas mudanças também são consistentes com a resposta à forçante antropogênica (intensificada devido ao aumento de umidade na atmosfera), porém, não foi estabelecida uma relação de causa e efeito entre elas. Concluiu-se que a influência antropogênica contribui para uma tendência global de aumento na frequência de eventos de chuva extrema na segunda metade do século 20.

Outros estudos apontam para evidências da intervenção humana sobre vários aspectos do ciclo hidrológico global (Stott *et al.*, 2010) como sendo relevante para as mudanças na precipitação extrema. Em particular, é detectada uma influência antropogênica no conteúdo de umidade atmosférica (Santer *et al.*, 2007; Willett *et al.*, 2007). Wang e Zhang (2008) mostram que ocorre um aumento no máximo pluviométrico diário, no inverno na América do Norte, associado a um aumento da umidade atmosférica. Observa-se o mesmo comportamento em projeções de modelos para extremos de precipitação no inverno sob condições de aquecimento global (Gutowski *et al.*, 2008b). Além disso, a amplificação observada dos extremos de precipitação é maior do que a prevista pelos modelos climáticos (Allan e Soden, 2008), devido possivelmente às mudanças nas velocidades verticais do vento (O'Gorman e Schneider, 2008).

Uma comparação entre a precipitação extrema observada e a simulada por diversos modelos utilizando um método de detecção ideal sugere que o aumento de gases de efeito estufa induzido pelo homem contribuiu para a intensificação observada de

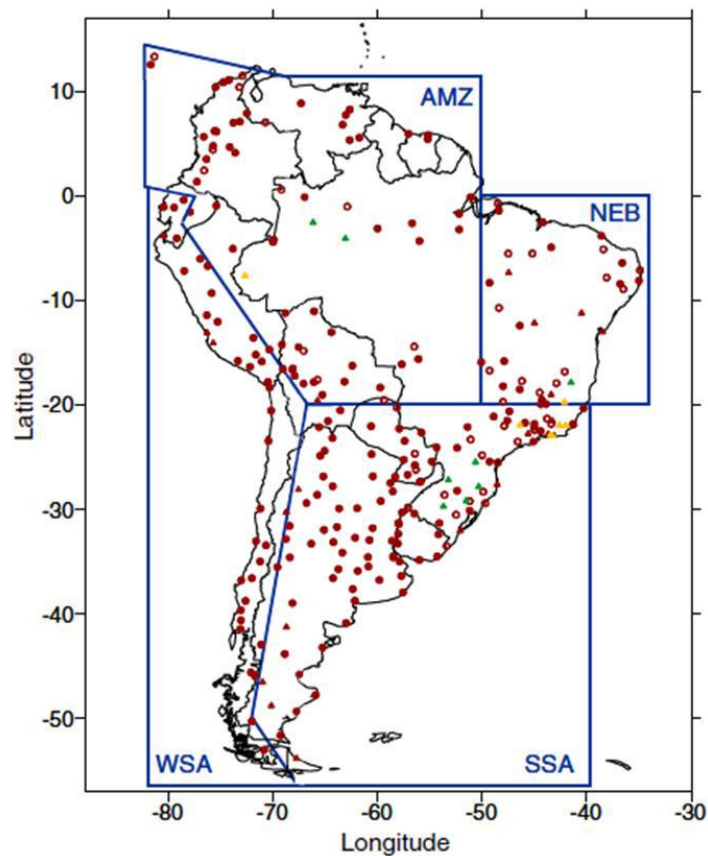
eventos de precipitação em grandes áreas continentais do Hemisfério Norte durante a segunda metade do século 20 (Min *et al.*, 2011). Pall *et al.* (2011) associaram a influência humana sobre os padrões de aquecimento global com o aumento do risco de enchentes na Inglaterra e no País de Gales no outono (setembro-novembro) de 2000, associado a um deslocamento na corrente de jato do Atlântico Norte. A avaliação do SREX, baseada em evidências de novos estudos e daqueles usados na AR4, conclui que existe uma confiança média relacionada a contribuição da influência antropogênica em mudanças na precipitação extrema em escala global. No entanto, essa conclusão pode depender da estação do ano e da escala espacial.

## **2.6 Resultados para América do Sul**

Para a América do Sul, a avaliação das mudanças nos extremos climáticos com base nos dados de temperatura do ar e precipitação foi feita em alguns estudos como Vincent *et al.* (2005); Alexander *et al.* (2006); Haylock *et al.* (2006); Khan *et al.* (2007); Sheffield e Wood (2008); Grimm e Tedeschi (2009); Marengo *et al.* (2009); Dai (2011); Mo e Berbery (2011); Teixeira e Satyamurty (2011); Skansi *et al.* (2013); Giorgi *et al.* (2014); López-Franca *et al.* (2016) e Tencer *et al.* (2016). Esses estudos apontam para uma AS mais quente e úmida com uma tendência de aumento nos indicadores de precipitação principalmente sobre a região Sul do Brasil, Paraguai, Uruguai e região norte e central da Argentina.

S2013 analisam tendências observadas de indicadores de extremos climáticos baseados na precipitação, temperatura máxima e mínima do ar para o período de 1969-2009 sobre a AS. Essas tendências foram calculadas através do estimador de tendência Sen (1968) e foram testadas quanto a sua significância estatística no intervalo de confiança de 95% estimados a partir dos valores tabulados em Kendall (1955).

Para facilitar as análises dos sinais e magnitudes das mudanças estimadas nos extremos climáticos, em S2013 a AS foi dividida em quatro sub-regiões (ver Figura 2.2): Amazônia (AMZ), Nordeste do Brasil (NEB), Oeste da AS (WSA) e Sudeste da AS (SESA).



**Figura 2.2:** Localização das estações, incluindo as que foram utilizadas (círculos) e as que foram descartadas (triângulos). Estações com dados de temperatura e precipitação estão em vermelho, enquanto que em verde (amarelo) são as estações que contêm somente séries de precipitação (temperatura). Círculos sólidos (abertos) são consideradas séries homogêneas ou homogeneizadas (registros de temperatura não homogeneizadas, somente foram usadas séries de temperatura). As caixas identificam as quatro sub-regiões da AS adaptadas do SREX Report (*Fonte:* Traduzida de S2013).

Os resultados de S2013 evidenciam uma forte tendência de aquecimento sobre o norte da AS e fraca sobre o sul da AS. Os índices baseados na temperatura mínima (TN) registram maiores magnitudes do que os baseados na temperatura máxima (TX). As tendências apontam para uma AS menos fria durante o dia e com temperaturas mais elevadas durante a noite. Além disso, essa região está se tornando mais úmida como um todo, com a AMZ e o SESA liderando os aumentos na quantidade total de precipitação anual. Essa tendência de aumento de precipitação está mais relacionada à intensificação de chuvas intensas (particularmente na AMZ e no SESA) do que ao aumento na duração e/ou frequência de dias úmidos consecutivos. Aumentos significativos em dias secos consecutivos também corroboram para esse resultado.

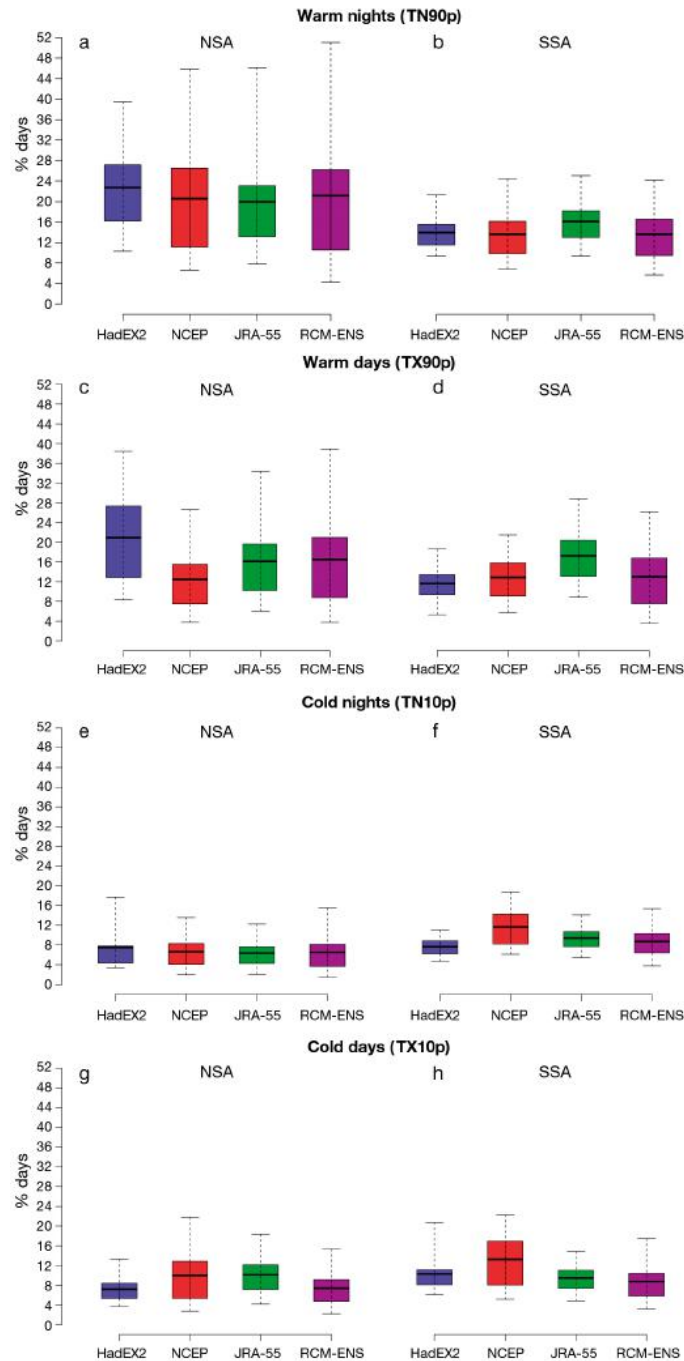
Giorgi *et al.* (2014) fazem uma avaliação de indicadores de extremos hidroclimáticos sobre a AS e outras regiões para o clima presente a partir do *Regional Climate Model* (RegCM4) e de um *ensemble* de GCMs. Esses resultados são confrontados com os obtidos a partir dos dados diários de precipitação oriundos do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP) e do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), sendo este último o que possui uma resolução mais refinada. Todas as simulações apontam para um aumento predominante dos indicadores de dias secos consecutivos no ano (CDD) e de chuvas intensas (R95p), ou seja, eventos de chuvas mais intensos e menos frequentes. Nota-se, que os resultados obtidos a partir dos GCMs são mais semelhantes aos do GPCP, enquanto que os do RegCM4 são mais próximos do TRMM, evidenciando o valor agregado ao aumento da resolução do modelo regional. Apesar disso, as magnitudes das mudanças são geralmente maiores nos modelos globais do que nos regionais.

Barros Soares *et al.* (2017) usaram duas fontes de dados observacionais e encontraram um aumento da temperatura do ar próximo à superfície sobre a maior parte da AS durante o período de 1975 a 2004. Os autores mostram que há uma tendência significativa de aquecimento sobre a maior parte do Brasil e partes do Peru e Venezuela, com as maiores magnitudes sobre a região central do Brasil. Para simulações do CMIP5 utilizando somente a forçante natural, o aquecimento generalizado sobre o continente não pode ser explicado apenas pela variabilidade climática natural. Contudo, as simulações históricas do CMIP5 tanto com a forçante natural quanto antropogênica reproduzem a tendência de aquecimento observada com uma confiabilidade razoável. As tendências de precipitação mostram-se mais heterogêneas espacialmente, variando os sinais em curtas distâncias. A heterogeneidade espacial das tendências de precipitação é fortemente influenciada pela orografia e pela circulação em grande escala. Tendências significativas positivas de precipitação são encontradas em apenas um dos conjuntos de dados utilizados na região da Bacia do Prata (Sul do Brasil, Uruguai e nordeste da Argentina).

López-Franca *et al.* (2016) mostram que para o período de 1991 a 2010 a variabilidade é maior para extremos quentes (TN90p e TX90p) do que para extremos frios (TN10p e TX10p) sobre as regiões norte e sul da AS como ilustrado na Figura 2.3. Para a região da Bacia do Prata, conclui-se que é uma região com baixa frequência de ocorrência de extremos quentes (TN90p e TX90p). Além disso, foram analisados os efeitos do resfriamento por reflexão da cobertura total de nuvens e o efeito estufa sobre a temperatura máxima diária (TX), temperatura mínima diária (TN) e DTR. A análise

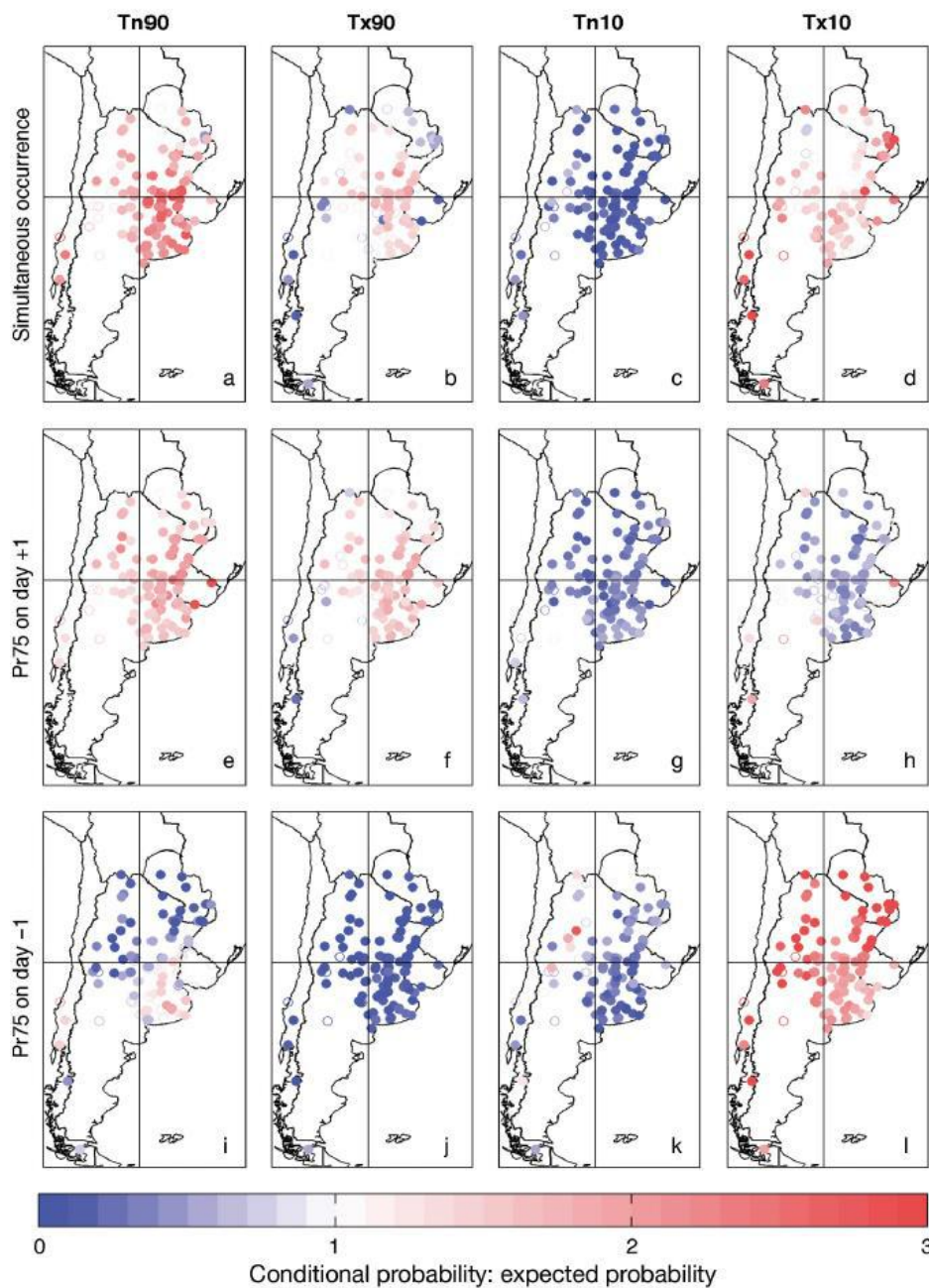


sugere que o efeito de resfriamento da cobertura de nuvens afeta TX, enquanto que as mudanças em TN estão relacionadas com o aquecimento noturno causado pelo efeito estufa.



**Figura 2.3** – Representação dos gráficos de boxplot de índices extremos de temperatura para o norte da América do Sul (NSA, painéis da esquerda) e sul da América do Sul (SSA, painéis da direita) em 1991-2010, calculados a partir de dados observacionais (HadEX2 [azul]), reanálises (NCEP1 [vermelho] e JRA-55 [verde]) e ensemble de modelos regionais (RCM-ENS [roxo]). (a,b) Noites quentes (TN90p); (c,d) Dias quentes (TX90p); (e,f) Noites frias (TN10p); (g,h) Dias frios (TX10p). Caixas: amplitude interquartil (IGR, isto é, o intervalo entre os percentis 25 e 75); linhas sólidas pretas dentro da caixa: mediana; whiskers: valores máximo e mínimo (Fonte: Traduzida de López-Franca *et al.*, 2016).

Tencer *et al.* (2016) constataram que eventos de precipitação intensa estão associados à ocorrência simultânea de dias quentes no leste da Argentina na estação quente. Os dias frios podem estar associados com a ocorrência de chuvas intensas no mesmo dia ou no dia anterior, mas raramente no dia seguinte. A passagem de frentes frias pode ser uma causa para esse comportamento, como ilustrado na Figura 2.4. Os eventos compostos estão geralmente associados a um ou dois padrões típicos de circulação em cada sub-região. Por exemplo, dias quentes e precipitação intensa tendem a ocorrer com mais frequência quando um cavado sobre o Oceano Pacífico e uma frente fria sobre o continente advectam o ar quente e úmido para leste da região de estudo. De acordo com Barros *et al.* (2015), houve um aumento notável na precipitação na maior parte da Argentina subtropical, especialmente a partir de 1960. Isso favoreceu a produção agrícola e a extensão das terras de cultivo em regiões semiáridas, mas esse aumento também está associado com chuvas fortes mais frequentes e conseqüente inundação de áreas rurais e urbanas. Em contrapartida, sobre a Cordilheira dos Andes, a redução das chuvas e o aumento da temperatura levaram ao recuo das geleiras e a redução dos fluxos dos rios.



**Figura 2.4** – Eventos de precipitação intensa ocorrendo (a-d) simultaneamente, (e-h) após ou (i-l) antes de um evento extremo de temperatura (Tn90, Tx90, Tn10, Tx10) durante a estação quente (outubro a março). Os círculos preenchidos mostram uma relação significativa ao nível de 5% (Fonte: Traduzida de Tencer *et al.*, 2013).

Em várias regiões do Brasil, a maior parte dos resultados de estudos envolvendo tendências de indicadores de extremos de precipitação indicam que o clima está se tornando mais quente e úmido no decorrer das últimas décadas (Marengo e Camargo (2007); Marengo e Valverde (2007); Obregón e Marengo (2007); Barros *et al.* (2008);

Dufek e Ambrizzi (2008); Marengo *et al.* (2010); Nobre *et al.* (2010); Santos (2010); Dereczynski *et al.* (2013); Silva Dias *et al.* (2013); Pinheiro *et al.* (2013); Marengo *et al.* (2013); Valverde e Marengo (2014); Luiz Silva e Dereczynski (2014); Luiz Silva *et al.* (2015); Ávila *et al.* (2016); Zilli *et al.* (2016), Zandonadi *et al.* (2016), Natividade *et al.* (2017) e Regoto *et al.* (2018).

Valverde e Marengo (2014) concluíram que a distribuição espacial das tendências anuais apresenta um aumento significativo para dias secos consecutivos nas principais bacias do Brasil: Amazonas, norte do São Francisco, norte do Paraná e ao longo da Bacia de Tocantins. Para indicadores de chuvas intensas, nota-se um aumento significativo no sudoeste (nordeste) da Bacia do Paraná (Bacia do Amazonas) e noroeste da Bacia de Tocantins. Esses resultados são relacionados com os eventos de El Niño e La Niña. Durante os eventos de El Niño os indicadores de dias secos consecutivos (CDD), de máxima precipitação em um dia (RX1day) e de máxima precipitação em cinco dias consecutivos (RX5day) ocorreram com maior frequência e intensidade na bacia do São Francisco. Nota-se uma maior magnitude de CDD na bacia de Tocantins durante eventos de La Niña.

Segundo Natividade *et al.* (2017), observa-se um aumento significativo de dias e noites quentes e uma redução de dias e noites frias no estado de Minas Gerais. Enquanto que para os índices relacionados à precipitação, a tendência não é nítida. Observa-se um aumento (diminuição) das condições secas no norte (sul) do Estado de Minas Gerais.

No estado de São Paulo, Dufek e Ambrizzi (2008) realizaram uma análise de vários índices de precipitação e encontraram tendências estatisticamente significativas associadas a um clima mais úmido, porém, apresentam tendências positivas do número máximo de dias secos consecutivos (CDD). Um aumento significativo na precipitação total foi associado a um aumento na frequência de dias de precipitação muito fortes. Seus resultados indicam que a precipitação intensa está se concentrando em poucos dias. Nobre *et al.* (2010), Silva Dias *et al.* (2013) e Marengo *et al.* (2013) mostraram que o efeito ilha de calor devido à intensa urbanização na Região Metropolitana de São Paulo pode ser uma causa adicional da tendência crescente da forte precipitação registrada nos últimos 30 anos.

De acordo com Regoto *et al.* (2018), no estado do Espírito Santo, as tendências dos indicadores de extremos de precipitação (R95p e RX5day) são positivas. Além disso,

ocorre um aumento na frequência de ocorrência de chuvas fortes (R30mm), principalmente, nas mesorregiões Sul e Central que já são as mais úmidas do estado e um aumento de CDD, indicando uma má distribuição das chuvas ao longo do ano.

Ávila *et al.* (2016), concluíram que a maioria dos índices relacionados à precipitação apresentam tendências positivas, especialmente nos índices de extremos de precipitação (PRCPTOT, RX1dia, RX5dia e R30 mm) nas Regiões Serranas do Rio de Janeiro e de Santa Catarina. Foram sugeridos alguns mecanismos que podem ser os responsáveis pelas tendências da precipitação nessas regiões, incluindo mudanças na circulação atmosférica (Mendes e Cavalcanti, 2014; Clem e Fogt, 2015) e na Monção Sul-Americana (Bombardi e Carvalho, 2009). Semelhante a estudos anteriores em toda a AS (Alexander *et al.*, 2006; Haylock *et al.*, 2006; S2013), foi demonstrado que a intensidade da precipitação aumentou nos anos mais recentes. Médias regionais da precipitação anual nas Regiões Serranas do Rio de Janeiro e de Santa Catarina exibem tendências positivas.

De acordo com Luiz Silva *et al.* (2015), os extremos climáticos associados à temperatura apontam para um padrão de aquecimento generalizado estatisticamente significativo na maior parte do Estado do Paraná. Os indicadores relacionados à temperatura mínima exibem um sinal de tendência de elevação mais significativo do que os indicadores associados à temperatura máxima. A maior parte dos indicadores de extremos climáticos associados à precipitação mostrou-se sem significância estatística.

Zandonadi *et al.* (2016) utilizaram dados observados de 32 estações meteorológicas, para o período de 1986 a 2011, na Bacia Hidrográfica do Rio Paraná. A partir desses dados foram calculadas tendências de indicadores de extremos de precipitação e suas significâncias. Os resultados evidenciam um aumento na precipitação total em quase todas as estações analisadas, e as chuvas extremas foram as principais contribuintes para tal ocorrência. O aumento significativo na precipitação anual total no setor centro-norte da bacia está relacionado a taxas mais altas de chuvas fortes, principalmente acima do percentil 95 e a eventos de precipitação acima de 10 mm. Em contrapartida, a parte norte da bacia apresentou tendências de redução de chuvas extremas, causadas principalmente pela redução de ocorrências de precipitação acima do percentil 95.

Almeida *et al.* (2016), analisaram a variabilidade espaço-temporal das tendências de precipitação e temperatura (mínima, máxima e média) em 47 estações da Amazônia Legal Brasileira para o período de 1973 a 2013. Para toda a região as temperaturas evidenciam uma tendência de aumento de aproximadamente 0,04°C por ano. Já a precipitação apresenta uma tendência sem significância estatística para a maior parte da área de estudo. Apesar disso, algumas estações apontam para um aumento significativo das chuvas para o período anual e para o período chuvoso, enquanto que para o período seco, nota-se uma tendência negativa para as chuvas que é mais acentuada na porção da leste da Amazônia.

Para Região Nordeste do Brasil, Lacerda *et al.* (2015) mostram uma tendência de aumento da temperatura máxima e diminuição da precipitação. Além disso, no caso do semiárido pernambucano, há evidências de aumento das chuvas torrenciais de curta duração (Lacerda *et al.*, 2010). Estudos observacionais documentaram uma diminuição na precipitação anual total sobre os trópicos e um aumento na ocorrência de episódios intensos de precipitação (Trenberth *et al.*, 2007; Kharin *et al.*, 2007). No entanto, as consequências do aquecimento global nos trópicos são basicamente um aumento na temperatura, evaporação e evapotranspiração, com possíveis impactos no ciclo hidrológico e na disponibilidade de água (Lau *et al.*, 2007). Marengo e Bernasconi (2015), apresentam projeções regionais de mudanças climáticas indicando reduções de chuva, aumento de temperatura e déficits hídricos e secas mais longas no Nordeste Brasileiro, até a metade do século 21.

### 3 – METODOLOGIA

Neste capítulo apresenta-se as descrições do modelo Eta-20km e dos modelos globais CasESM2, HadGEM2-ES e MIROC5, assim como os procedimentos para o aninhamento do modelo regional aos modelos globais. A seguir, descreve-se as metodologias utilizadas para elaborar as correções dos erros sistemáticos dos dados diários de precipitação e temperatura do ar, gerados pelo modelo Eta-20km aninhado aos modelos globais. Os indicadores de extremos climáticos utilizados neste trabalho também são apresentados. Por fim, apresenta-se o cálculo da magnitude da tendência e o teste de significância estatística aplicado para a avaliação das tendências dos extremos climáticos sobre a AS para o período de 1961-1990.

#### 3.1 – Modelo Regional Eta-20km (CPTEC/INPE)

O Modelo Regional Eta do INPE é procedente do modelo Eta (Mesinger *et al.*, 2012) desenvolvido na Universidade de Belgrado na Sérvia e implementado operacionalmente pelo NCEP (Black, 1994; Mesinger, 1988).

Este é um modelo de ponto de grade de área limitada. Uma de suas principais características é o uso da coordenada vertical Eta ( $\eta$ ) (Mesinger, 1984), a qual apresenta a topografia em degraus. Essa coordenada reduz erros dos cálculos das derivadas horizontais, em particular, a força do gradiente de pressão. Dessa forma, a coordenada  $\eta$  é vantajosa em regiões com forte inclinação topográfica, como por exemplo, as Cordilheiras dos Andes na AS.

A coordenada  $\eta$  é definida como:

$$\eta = \left[ \frac{(p-p_t)}{(p_{sfc}-p_t)} \right] * \left[ \frac{(p_{ref}(Z_{sfc})-p_t)}{(p_{ref}(0)-p_t)} \right] \quad (3.1)$$

Sendo  $p$  a pressão e  $Z$  a altura. Os índices  $t$  e  $sfc$  indicam o topo e a superfície do modelo, respectivamente. O índice  $ref$  é relativo aos valores de uma referência atmosférica.

Esse é um modelo com dinâmica e física completa. Inicialmente, a versão climática desenvolvida era operada somente para o modo hidrostático (Pesquero *et al.*, 2010; Chou *et al.*, 2012; Marengo *et al.*, 2012). As modificações não hidrostáticas são representadas em Janjic *et al.*, (2001).

As equações do modelo são resolvidas pela grade-E de Arakawa. A integração de tempo é split-explicit, usando o forward-backward e o esquema de Euler-backward modificado por Janjic (1979). A advecção horizontal segue a abordagem de Arakawa (Janjic, 1984) e a advecção vertical utiliza o esquema linear, o que o torna um modelo de volume finito completo. O modelo Eta utiliza o esquema de Betts-Miller (Betts e Miller, 1986) para parametrizar convecção de cúmulus rasos e profundos, enquanto que o esquema de Zhao (Zhao e Carr, 1997) é utilizado para a parametrização de microfísica das nuvens. A componente de ondas longas da radiação é resolvida por Schwarzkopf e Fels (1991), e a componente de ondas curtas é resolvido por Lacis e Hansen (1974). A camada superficial é baseada no Monin-Obukhov teoria da similaridade e as funções de estabilidade de Paulson (Paulson, 1970). Processos de transferência de energia na superfície terrestre são tratados usando o esquema NOAH (Ek *et al.*, 2003).

### **3.2 – Modelos Globais**

Os modelos globais são as principais ferramentas para estudar a variabilidade e a mudança no clima ao longo do tempo. No entanto, esses modelos costumam ter uma resolução muito baixa, impondo limitações à representação de processos de mesoescala, da topografia, uso do solo e distribuição terra-mar. Apesar disso, nota-se que o clima simulado por modelos regionais é fortemente dependente das condições laterais de contorno provenientes dos modelos globais. Portanto, faz-se necessário o aumento da resolução espacial o qual contribui para o detalhamento dos fluxos em grande escala. Uma das principais técnicas para alcançar esse objetivo consiste no aninhamento de modelos climáticos regionais de alta resolução a modelos climáticos globais.

No presente trabalho foram utilizados três diferentes modelos globais (CanESM2, HadGEM2-ES e MIROC5) aninhados ao modelo regional Eta-20km para a simulação do clima presente (1961-1990) sobre a AS.

#### **3.2.1 – CanESM2**

A segunda versão do modelo canadense do *Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis* (CCCMA), *Canadian Earth System Model* (CanESM2) (Arora



*et al.*, 2011) evoluiu da primeira geração (CanESM1) (Arora *et al.*, 2009). O CanESM2 é um modelo espectral de truncamento triangular T63, ou seja, uma grade linear horizontal de 128 x 64 (aproximadamente 2,81°) e possui 35 níveis na atmosfera. Os componentes do ciclo de carbono oceânico e terrestre são representados pelo *Canadian Model of Ocean Carbon* (CMOC) (Christian *et al.*, 2010) e ao *Canadian Terrestrial Ecosystem Model* (CTEM). (Arora *et al.*, 2009; Arora e Boer, 2010), respectivamente.

### 3.2.2 – HadGEM2-ES

O Hadley Centre Global Environmental Model (HadGEM2-ES) (Collins *et al.*, 2011; Martin *et al.*, 2011) é um modelo de ponto de grade de resolução N96, o qual é aproximadamente o equivalente a 1,875° de longitude e 1,275° de latitude, além de possuir 38 níveis na atmosfera. No oceano, o modelo tem 40 níveis na vertical e na horizontal sua resolução é de 1/3 de graus nos trópicos a um 1 grau em latitudes superiores a 30°. É um modelo *Earth System* com representação do ciclo de carbono. Sobre a terra, o ciclo de carbono é modelado pela vegetação dinâmica TRIFFID (Top-down Representation of Interactive Foliage Including Dynamics) (Cox *et al.*, 2001). Além disso, o modelo inclui química atmosférica e modelo de aerossol com representação de carbono orgânico e poeira.

### 3.2.3 – MIROC5

O MIROC5 é um modelo desenvolvido em cooperação com o Japão, conhecido como Model for Interdisciplinary Research on Climate (MIROC), versão 5 (Watanabe *et al.*, 2010). É espectral na componente atmosférica com resolução T85, a qual é aproximadamente 150 km na horizontal e possui 40 níveis atmosféricos verticais. É acoplado ao modelo oceânico COCO 4.5 (Hasumi, 2007) com 50 níveis de profundidade e 1° de resolução horizontal. Os fluxos radiativos são calculados por um esquema de distribuição k (Sekiguchi e Nakajim, 2008). O Modelo de aerossol “SPRINTARS” é acoplado ao esquema de microfísica de nuvens juntamente com o esquema de radiação. Esse modelo utiliza o esquema de superfície terrestre de MATSIRO (Takata *et al.*, 2003). Além disso, a termodinâmica e a dinâmica dos gelo marinho são representadas.

### **3.3 – Aninhamento do Modelo Eta-20km aos Modelos Globais**

As simulações de mudanças climáticas derivadas de MCRs são consideradas úteis para estudos de impacto devido à escala local dos padrões e à magnitude das mudanças. O aprimoramento da descrição da orografia e outras características da superfície da terra ajudam a detalhar a estrutura dos sistemas climáticos. No entanto, deve-se notar que o clima gerado a partir de um modelo regional é fortemente dependente das condições de contorno lateral.

Neste trabalho, o modelo regional Eta-20km é aninhado às condições de fronteira dos modelos globais CanESM2, HadGEM2-ES e MIROC5 (modelos climáticos regionais Eta-CanESM2, Eta-HadGEM2-ES e Eta-MIROC5) rodados no INPE para o clima presente (1961-1990) sobre a AS. Tal versão do modelo Eta é adaptada para mudanças climáticas (Chou *et al.*, 2014b), onde as condições iniciais e de contorno lateral são obtidas dos modelos globais. A temperatura da superfície do mar é proveniente dos modelos oceânicos acoplados e é atualizada diariamente. A umidade inicial e a temperatura do solo são derivadas dos modelos globais. As condições de contorno laterais são atualizadas a cada 6 horas. As integrações se iniciam em 01 de janeiro de 1960, sendo que o primeiro ano de integração é descartado da análise. O modelo foi configurado com resolução de 20 km, 38 níveis verticais e seu topo está definido como 25 hPa.

### **3.4 – Correção de Erros Sistemáticos**

Os modelos climáticos são as principais ferramentas disponíveis para investigar a resposta do sistema climático a várias forçantes, realizando previsões climáticas de escalas temporais sazonais e decadais e, projeções do clima futuro. Contudo, as simulações realizadas por esses modelos podem não possuir confiabilidade suficiente para contribuir em diversos estudos relacionados aos impactos das mudanças climáticas, uma vez que diferentes modelos estão associados a diferentes erros sistemáticos. Dessa forma, torna-se importante a realização da correção desses erros, com o objetivo de minimizar as incertezas através de funções estatísticas.

Nesta seção são apresentadas as metodologias utilizadas para a correção de erros sistemáticos nos dados de temperatura do ar e precipitação para os três modelos globais aninhados ao modelo regional Eta-20km utilizados no presente trabalho.

### 3.4.1 – Correção de erros sistemáticos da temperatura do ar

Para a correção de erros sistemáticos da temperatura do ar foi utilizada a base de dados observados disponibilizada pelo Global Climate Data (WorldClim), no período de 1970-2000. Esses dados foram interpolados para a mesma grade utilizada pelos modelos que consiste no domínio da AS.

Proposto por Lenderink *et al.* (2007), o método de Escalonamento Linear foi o adaptado para a correção dessa variável. Esse método emprega uma correção diária da variável, ao adicionar um coeficiente específico para cada mês. Tal coeficiente corresponde à diferença entre os valores observados e aqueles simulados pelo modelo para o período histórico.

$$T_{cont,cor}(t) = T_{cont}(t) + (\bar{T}_{obs} - \bar{T}_{cont}), t = 1, \dots, 360.J \quad (3.2)$$

Onde  $J$  é o número de anos ( $J = 30$ ),  $T_{cont,cor}(t)$  é a temperatura simulada corrigida,  $T_{cont}(t)$  temperatura de controle simulada pelo modelo,  $\bar{T}_{obs}$  é a média mensal da temperatura observada e  $\bar{T}_{cont}$  é a média mensal da temperatura simulada pelo modelo.

### 3.4.2 - Correção de erros sistemáticos da precipitação

Para a correção de erros sistemáticos de precipitação foi utilizada a base de dados observados disponibilizada pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), no período de 1961-1990. Esses dados foram interpolados para a mesma grade do modelo que nesse caso compreende apenas o Brasil, devido apenas a disponibilidade de dados observados sobre essa região.

Para precipitação o método utilizado foi o Percentil-Percentil, proposto por Bárdossy e Pegram (2011). Esse método consiste na geração de funções de distribuição de probabilidade cumulativas em cada mês para a variável a ser corrigida, utilizando todo o período de observação.

Sabendo que  $Z_R(x, t)$  é a precipitação na localização  $x$  e no dia  $t$  simulada pelo modelo,  $Z_0(x, t)$  é a precipitação observada na localização  $x$  e no dia  $t$  considerando o período de observação,  $F_0(z, x)$  é a função de distribuição dos acumulados de

precipitação observada na localização  $x$  e  $F_R(z, x)$  é a distribuição de precipitação do modelo para a rodada climática. O percentil-percentil da precipitação  $Z_D(x, t)$  pode ser obtido da seguinte forma:

$$Z_D(x, t) = F_0^{-1}(F_R(Z_R(x, t), x), x) \quad (3.3)$$

Esse método garante que, se o período do modelo e o período de observação são idênticos, o modelo reproduz funções de distribuição cumulativa:

$$F_D(z, x) = F_0(z, x) \quad (3.4)$$

### 3.5 – Indicadores de Extremos Climáticos

A ETCCDI definiu internacionalmente um conjunto de 27 indicadores climáticos para facilitar a análise dos extremos. Esses índices são derivados dos dados diários de temperatura do ar e precipitação. Tais índices descrevem diferentes aspectos de extremos de temperaturas e precipitação, incluindo frequência, intensidade e duração. Eles são amplamente utilizados para monitorar mudanças nos extremos, avaliar modelos climáticos e avaliar o clima futuro (Chou *et al.*, (2014a); Chou *et al.*, (2014b); Lyra *et al.*, (2017)). As especificações para os 27 índices e o software para seu cálculo estão disponíveis em <http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDI>.

Os indicadores de extremos climáticos de precipitação e temperatura utilizados neste trabalho são listados na Tabela 3.1:

**Tabela 3.1** – Indicadores de extremos de precipitação e temperatura utilizados neste trabalho.

<b>Indicador</b>	<b>Nome do Indicador</b>	<b>Definição</b>	<b>Unidade</b>
TN10p	Noites frias	Porcentagem de dias no ano em que TN < percentil 10.	% dias/ano
TN90p	Noites quentes	Porcentagem de dias no ano em que TN > percentil 90.	% dias/ano
TX10p	Dias frios	Porcentagem de dias no ano em que TX < percentil 10.	% dias/ano
TX90p	Dias quentes	Porcentagem de dias no ano em que TX > percentil 90.	% dias/ano
TNn	Menor Tmin	O menor valor anual da temperatura mínima diária.	°C/ano
TXn	Menor Tmax	O menor valor anual da temperatura máxima diária.	°C/ano
PRCPTOT	Acumulado anual de precipitação	Precipitação anual total dos dias úmidos (dias nos quais PRCP ≥ 1mm/dia).	mm/ano
CDD	Dias secos consecutivos	Número máximo de dias secos consecutivos no ano (PRCP < 1 mm).	Dias/ano
R95p	Chuvas intensas	Precipitação anual total dos dias em que PRCP > percentil 95. O percentil 95 é calculado considerando-se apenas os dias úmidos.	mm/ano
R99p	Chuvas muito intensas	Precipitação anual total dos dias em que PRCP > percentil 99. O percentil 99 é calculado considerando-se apenas os dias úmidos.	mm/ano
RX1day	Maior acumulado de PRCP em 1 dia	Máxima precipitação anual em 1 dia.	mm/dia
RX5day	Maior acumulado de PRCP em 5 dias	Máxima precipitação anual em 5 dias consecutivos.	mm/5dias

\* PRCP = Precipitação diária.

### 3.6 – Tendência de Indicadores de Extremos Climáticos

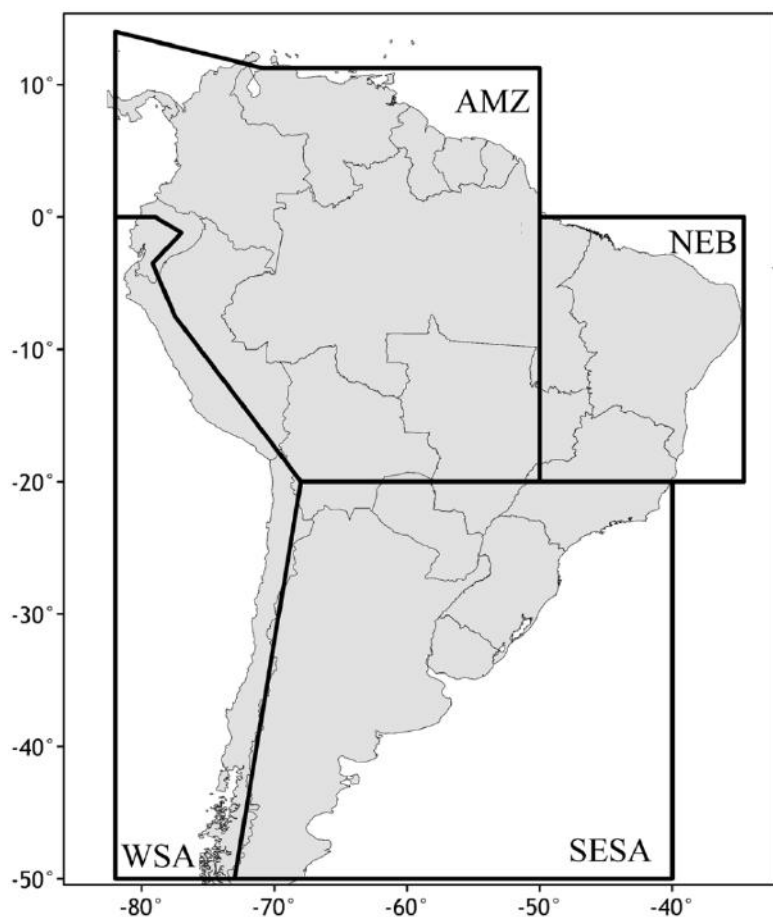
A partir dos indicadores de extremos climáticos, as tendências simuladas foram calculadas por década para o período de 1961-1990. O cálculo das tendências médias para cada ponto extraído do modelo foi feito utilizando a média do ponto central  $(x,y)$  e dos oito pontos  $((x,y+1); (x,y-1); (x+1,y); (x-1,y); (x-1,y+1); (x-1,y-1); (x+1,y+1); (x+1,y-1))$  ao redor desse (ver Figura 3.1).

$(x-1,y+1)$	$(x,y+1)$	$(x+1,y+1)$
$(x-1,y)$	$(x,y)$	$(x+1,y)$
$(x-1,y-1)$	$(x,y-1)$	$(x+1,y-1)$

**Figura 3.1** – Esquema da representação da grade do modelo para cálculo das tendências médias.

As magnitudes das tendências são classificadas pelas suas intensidades: fraca, média e forte. A magnitude fraca corresponde ao menor círculo, enquanto que a média ao círculo médio e a forte ao círculo maior (ver legendas das Figuras ~do Capítulo 4). Além disso, diferencia-se a ocorrência de significância estatística (ao nível de confiança de 95%) dos pontos através do círculo sólido, sendo os círculos abertos sem significância estatística.

Assim como em S2013, para fornecer uma visão global do sinal e da magnitude das mudanças estimadas nos indicadores de extremos, a AS foi dividida em suas quatro sub-regiões: Amazônia (AMZ), Nordeste do Brasil (NEB), Oeste da AS (WSA) e Sudeste da AS (SESA) (ver Figura 3.2).



**Figura 3.2:** Divisão das quatro sub-regiões da AS: Amazônia (AMZ), Nordeste do Brasil (NEB), Oeste da AS (WSA) e Sudeste da AS (SESA) Fonte: S2013.

Assim como para os indicadores de temperatura do ar, foram calculadas também as tendências dos indicadores de precipitação para o período de 1961-1990. Devido ao fato da correção dos erros sistemáticos ser aplicada apenas para o Brasil (BR), para facilitar a análise, o domínio foi dividido nas cinco regiões brasileiras: Norte do Brasil (NBR), Nordeste do Brasil (NEBR), Centro-oeste do Brasil (COBR), Sudeste do Brasil (SEBR) e Sul do Brasil (SBR).

### 3.7 – Testes Estatísticos

Para cada uma das séries de dados dos indicadores de temperatura do ar e precipitação foi aplicado o teste estatístico de Mann-Kendall (Mann, 1945 e Kendall, 1975). Esse é um método não paramétrico utilizado para determinar se a série de dados possui uma tendência temporal de alteração estatisticamente significativa.

Adicionalmente, o Estimador Sen (Sen, 1968) é aplicado para estimar a magnitude dessa tendência linear.

O teste de Mann-Kendall é amplamente utilizado em séries de tendências climatológicas (Mavromatis e Stathis, 2011) e hidrológicas (Yue e Wang, 2004). Esse teste estatístico é calculado da seguinte forma (Wilks, 2011):

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \text{senal}(\Delta x) \quad \text{sendo, } \Delta x = x_j - x_i \quad (3.5)$$

Onde n é o número total de dados na série; x é cada um dos valores do indicador a cada passo de tempo i e j; e “*senal* ( $\Delta x$ )” é definido como:

$$\text{senal}(\Delta x) = \begin{cases} +1, & \text{se } (\Delta x) > 0 \\ 0, & \text{se } (\Delta x) = 0 \\ -1, & \text{se } (\Delta x) < 0 \end{cases} \quad (3.6)$$

O teste de Mann-Kendall testa a hipótese de não haver tendência de série contra a hipótese alternativa de presença de uma tendência. Valores positivos (negativos) de S indicam aumento (redução) da tendência. Quando  $n > 10$ , a estatística S segue uma distribuição gaussiana com média nula e variância dada por:

$$\text{Var}[S] = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t_i(t_i-1)(2t_i+5)}{18} \quad (3.7)$$

Onde m é o número de grupos de valores repetidos (diferença nula entre os valores comparados) e  $t_i$  é o número de dados em cada grupo repetido. A significância dessa tendência pode ser encontrada usando o z score, estimado como:

$$z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & \text{se } S > 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & \text{se } S < 0 \end{cases} \quad (3.8)$$

O teste de estimativa de inclinação de Sen, que considera a inclinação entre todos os pares em séries temporais é dado por:

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} \quad \text{para } i = 1, 2, \dots, N \quad (3.9)$$

Onde N é o número de pares distintos de observações, de forma que



$$N = \frac{n(n-1)}{2} \quad (3.10)$$

$x_j$  e  $x_k$  são valores dos dados nos tempos  $j$  e  $k$ , respectivamente, com  $j > k$ . O estimador inclinação é computado considerando o valor da mediana de todos os  $Q_{(i)}$  ranqueados:

$$Q_{med} = \begin{cases} Q_{[(N+1)/2]}, & \text{se } N \text{ é ímpar} \\ \frac{Q_{(N/2)} + Q_{[(N+2)/2]}}{2}, & \text{se } N \text{ é par} \end{cases} \quad (3.11)$$

Onde  $Q_{med}$  representa a inclinação da tendência, com valores positivos representando tendências positivas e valores negativos representando tendências negativas. O intervalo de confiança para este teste é estimado por:

$$C_{\alpha} = Z_{1-\alpha/2} \sqrt{\text{Var}[S]} \quad (3.12)$$

Onde  $\text{Var}[S]$  é estimado pela equação 3.7, e  $Z_{1-\alpha/2}$  é definida a partir de uma distribuição padrão normal. O intervalo de confiança é:

$$Q_{min} = Q_{(M_1)} \text{ e } Q_{max} = Q_{(M_2+1)} \quad (3.13)$$

$$M_1 = \frac{N - C_{\alpha}}{2} \text{ e } M_2 = \frac{N + C_{\alpha}}{2} \quad (3.14)$$

Onde  $Q_{min}$  e  $Q_{max}$  são os limites inferior e superior do intervalo de confiança. A inclinação  $Q_{med}$  é estatisticamente diferente de zero se os dois limites ( $Q_{min}$  e  $Q_{max}$ ) apresentam sinais similares.

## 4 – RESULTADOS

Neste capítulo apresenta-se uma avaliação das tendências dos indicadores de extremos climáticos com base na temperatura do ar e precipitação, obtidos a partir do aninhamento do modelo regional Eta-20km a três modelos globais (CanESM2, HadGEM2-ES e MIROC5). Tal avaliação é feita confrontando-se os resultados do aninhamento do modelo Eta-20km com aqueles observados, apresentados em S2013 para a AS no clima presente (1961-1990). Nesse artigo (S2013), as figuras com os círculos fechados (abertos) indicam séries com (sem) tendências estatisticamente significativas ao nível de 95%, tanto para o modelo quanto para a observação.

### 4.1 – Temperatura do Ar

A Tabela 4.1 apresenta a tendência decadal média e seu desvio padrão para o período de 1961-1990 dos indicadores de temperatura observados e estimados pelo modelo Eta para as regiões AS, AMZ, NEB, WSA e SESA

Em S2013, é evidente um sinal de aquecimento sobre toda a AS, com aumento nas menores temperaturas máxima (TXn) e mínima (TNn) anuais, aumento de dias (TX90p) e noites (TN90p) quentes, redução de dias (TX10p) e noites (TN10p) frias. Tal aspecto é corretamente simulado pelo Eta-CanESM2 e Eta-HadGEM2-ES. No Eta-MIROC5 é simulada uma redução dos dias quentes (valores negativos de TX90p), que não condiz com a observação. Outro aspecto interessante evidenciado em S2013 é que sobre toda a AS e suas subregiões, os índices com base na TN apresentam taxas maiores (em valores absolutos) do que os índices com base na TX. O mesmo comportamento é observado nas simulações para todas as regiões. Com relação a magnitude das tendências, verifica-se que o Eta aninhado ao CanESM2 superestima as magnitudes das tendências na maioria dos casos, exceto nas regiões AMZ, NEB e WSA para os indicadores TN90p e TX90p, onde os valores são subestimados. Apesar disso, essa simulação é a que melhor representa a tendência do indicador TN90p. Da mesma forma, o Eta-HadGEM2-ES também superestima as magnitudes, exceto no NEB e em WSA (em TN90p), sendo o que melhor representa o indicador TX90p. O Eta-MIROC5 reproduz adequadamente os indicadores TN10p e TX10p na maioria das regiões, apontando para uma redução de dias e noites frias.

**Tabela 4.1:** Tendência decadal média para o período de 1961-1990 dos indicadores de temperatura do ar gerados com dados observacionais por S2013 em negrito com seu erro padrão e, simulados pelo Eta-CanESM2, em azul, Eta-HadGEM2-ES, em vermelho e Eta-MIROC5, em verde com seus respectivos desvios padrões.

	AS							
<b>TXn (°C/10 anos)</b>	<b>0,2 ± (0,1/0,3)</b>	1,5±1,8	1±1,7	1±1,8				
<b>TNn (°C/10 anos)</b>	<b>0,2 ± (0,1/0,3)</b>	2,2±3	1,9±3,1	1,6±3				
<b>TX10p (% dias/10 anos)</b>	<b>-0,6 ± (1,0/-0,4)</b>	-2,5±1,5	-1,8±1,7	-0,9±1,3				
<b>TX90p (% dias/10 anos)</b>	<b>0,6 ± (0,1/1,0)</b>	1,1±0,8	1,3±1,3	-0,6±1,2				
<b>TN10p (% dias/10 anos)</b>	<b>-1,8 ± (-2,1/-1,5)</b>	-3,8±1,8	-2,6±1,5	-1,3±1,1				
<b>TN90p (% dias/10 anos)</b>	<b>1,5 ± (1,2/2,0)</b>	2±0,9	1,8±1	0±1				
	AMZ				NEB			
<b>TXn (°C/10 anos)</b>	<b>0,2 ± (0,1/0,3)</b>	0,9±1,6	0,4±1,5	0,3±1,7	<b>0,3 ± (0,1/0,5)</b>	1,4±1,6	0,8±1,2	1,1±1,4
<b>TNn (°C/10 anos)</b>	<b>0,3 ± (0,2/0,4)</b>	1,8±1,9	1,4±2	1,3±1,9	<b>0,6 ± (0,4/0,7)</b>	2±1,1	1,8±1,1	1,7±1,1
<b>TX10p (% dias/10 anos)</b>	<b>-0,9 ± (-1,5/-0,4)</b>	-2,9±1,5	-3,2±1,3	-1,6±1	<b>-2,1 ± (-2,6/-1,6)</b>	-3,4±1,8	-1,6±1,3	-2,1±0,7
<b>TX90p (% dias/10 anos)</b>	<b>1,2 ± (0,7/1,7)</b>	0,9±0,6	1,5±1,5	-0,3±0,9	<b>3,1 ± (1,9/4,1)</b>	1,2±0,8	0,9±1	0,3±0,5
<b>TN10p (% dias/10 anos)</b>	<b>-2,3 ± (-2,9/-1,8)</b>	-5,4±1	-4,1±1,2	-2,3±0,8	<b>-4,5 ± (-5,4/-3,7)</b>	-4,6±0,9	-2,9±0,8	-1,7±0,7
<b>TN90p (% dias/10 anos)</b>	<b>2,3 ± (1,7/2,9)</b>	1,9±0,7	1,8±0,9	0,3±0,7	<b>4 ± (3,4/4,7)</b>	2,3±0,6	1,2±0,7	0,5±0,8
	WSA				SESA			
<b>TXn (°C/10 anos)</b>	<b>0,1 ± (-0,0/0,2)</b>	2±2,3	1,8±2,5	1,9±2,2	<b>0,2 ± (0,1/0,3)</b>	1,7±1,6	1,3±1,6	1,2±1,6
<b>TNn (°C/10 anos)</b>	<b>0,2 ± (0,1/0,3)</b>	4,2±4,6	4±4,8	4±4,6	<b>0,1 ± (0,0/0,3)</b>	1,8±3,2	1,5±3,1	1±3,1
<b>TX10p (% dias/10 anos)</b>	<b>-0,5 ± (-1,2/0,1)</b>	-2,4±1,7	-2,2±1,9	-0,5±1,5	<b>-0,5 ± (-0,8/-0,3)</b>	-2,1±1,1	-0,6±1	-0,2±0,9
<b>TX90p (% dias/10 anos)</b>	<b>1,2 ± (0,6/1,9)</b>	0,6±0,8	1,8±1,3	-1,3±1,6	<b>0,4 ± (-0,1/0,9)</b>	1,6±0,6	1,1±1,2	-0,8±1,1
<b>TN10p (% dias/10 anos)</b>	<b>-1,6 ± (-2,0/-1,1)</b>	-4±2,3	-2,8±1,8	-0,6±1,5	<b>-1,4 ± (1,8/-1,1)</b>	-2,5±1	-1,5±0,6	-0,8±0,5
<b>TN90p (% dias/10 anos)</b>	<b>1,6 ± (1,1/2,1)</b>	1,5±1,3	2,1±1,4	-0,9±1,1	<b>1,3 ± (1,0/1,6)</b>	2,1±0,7	1,8±0,8	0,1±0,9

A Figura 4.1 apresenta as tendências dos indicadores de temperatura do ar (TN10p, TX10p, TN90p, TX90p, TNn e TXn) observados em S2013 e simuladas pelo modelo Eta-20km aninhado aos modelos globais para o clima presente (1961-1990).

Os resultados de S2013 e de vários outros pesquisadores mostram um aquecimento geral na maior parte da AS. Apesar disso, em algumas áreas do SESA ocorre resfriamento, sendo esse mais nítido nos indicadores relacionados à temperatura máxima (TX10p, TX90p e TXn). Tal resfriamento é atribuído ao aumento da precipitação intensa no SESA, que inclui também o sul do Brasil (Gonzales *et al.*, 2014; Barros *et al.*, 2015; Saurral *et al.*, 2017; Vera e Díaz, 2015; Wu e Polvani, 2017). O aumento da precipitação por sua vez é justificado pela diminuição do ozônio estratosférico e pelo aumento dos gases do efeito estufa, uma vez que esses fatores resultam num deslocamento para sul da corrente de jato subtropical e uma anomalia no escoamento de leste. Dessa forma, são induzidos ciclones mais intensos sobre o SESA que são favoráveis a um aumento de chuvas intensas e redução dos extremos de temperaturas.

Com relação ao indicador TN10p, nota-se que o modelo Eta aninhado aos três modelos globais apresenta tendências de aquecimento para toda a AS, com diminuição de noites frias, concordando com os resultados de S2013.

Para TX10p, observa-se em S2013 também predomínio de aquecimento, com redução dos dias frios, exceto em algumas estações no SESA. Para esse índice, todas as simulações conseguem representar de forma adequada o sinal observado, porém, a simulação que mais se aproxima da observação é Eta-MIROC5, apesar de simular um aumento de dias frios em uma quantidade maior de estações no SESA.

Comparando-se os dois indicadores (TN10p e TX10p), nota-se uma maior magnitude das tendências para as noites frias em relação aos dias frios nas três simulações, assim como observado em S2013.

Em S2013, os indicadores TN90p e TX90p exibem também uma tendência de aquecimento em praticamente toda a AS. As simulações que representam de forma mais adequada a situação observada em S2013 são a Eta-CanESM2 e Eta-HadGEM2-ES, com tendências positivas na maior parte da AS. Destaca-se a performance do Eta-CanESM2 por apresentar mais pontos estatisticamente significativos, encontrados no norte da AMZ,

sobre a Bolívia, Argentina, Uruguai e Sul do Brasil. A magnitude dessas tendências variam de médias a fracas, sendo o indicador TN90p o que apresenta maiores valores, assim como observado. O Eta-HadGEM2-ES, apesar de mostrar uma elevação para dias quentes, variando de magnitudes fracas a médias, na maior parte da AS, apresenta pontos sem significância estatística com tendência negativa, principalmente, em partes do Sudeste e Sul do Brasil, não concordando com o observado em S2013. O Eta-MIROC5 não representa adequadamente à observação, mostrando uma heterogeneidade desses indicadores em toda a AS, com tendências positivas e negativas, porém, sem significância estatística. Nessa simulação, nota-se uma forte tendência de resfriamento sobre o sul de WSA e oeste do SESA que não é observada em S2013. Apesar disso, concorda com um aumento desses indicadores no Sudeste do Brasil.

As tendências para TNn e TXn são apresentadas nas linhas 5 e 6, respectivamente. Em geral, nota-se um aumento para esses indicadores, o que evidencia um aquecimento na maior parte da AS, assim como em S2013. Em todas as simulações, verifica-se uma forte tendência de elevação dos indicadores no sul da AS, exceto por uma tendência negativa sobre a região central da Argentina que não é de fato observada em tantas estações. Apenas o Eta-CanESM2 apresenta uma tendência de resfriamento estatisticamente significativa nessa região. Apesar disso, é o que apresenta mais tendências estatisticamente significativas sobre o norte e oeste da AS e norte do SESA, indicando um sinal consistente de aquecimento nessas regiões. No Eta-HadGEM2-ES, em TNn, as tendências em geral, representam o que é observado, ou seja, aumento dos menores valores das temperaturas mínimas. Entretanto, para TXn, nota-se em todas as simulações, reduções significativas em parte do norte da AS e na região central da Argentina discordando de S2013. Assim como no Eta-HadGEM2-ES, o Eta-MIROC5 também apresenta para os dois indicadores (TNn e TXn) diminuições não estatisticamente significativas em partes do norte e oeste da AMZ, norte do NEB e região central do SESA. Tais resultados são incoerentes em relação ao observado, porém, em geral, essa simulação apresenta um aquecimento para a maior parte da AS.

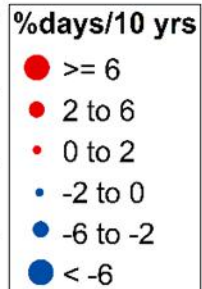
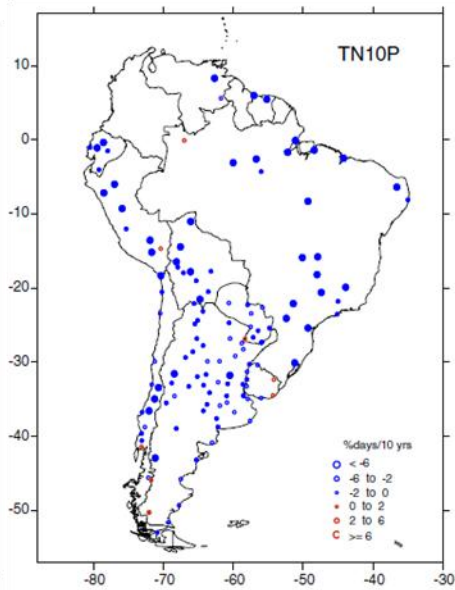
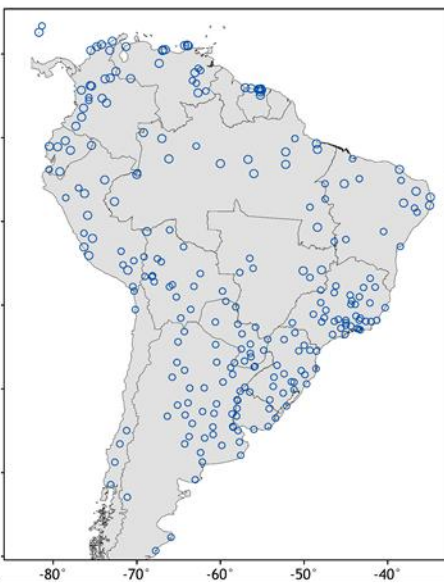
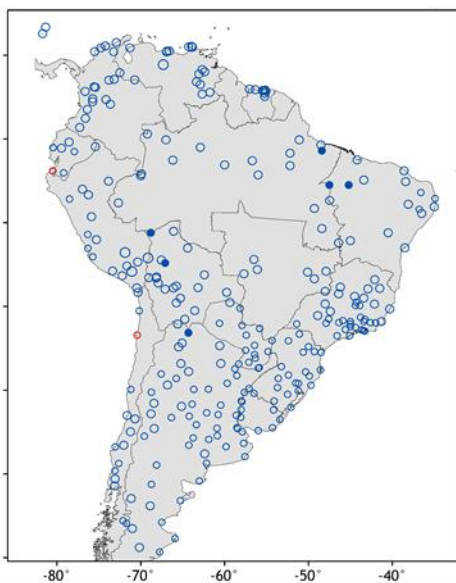
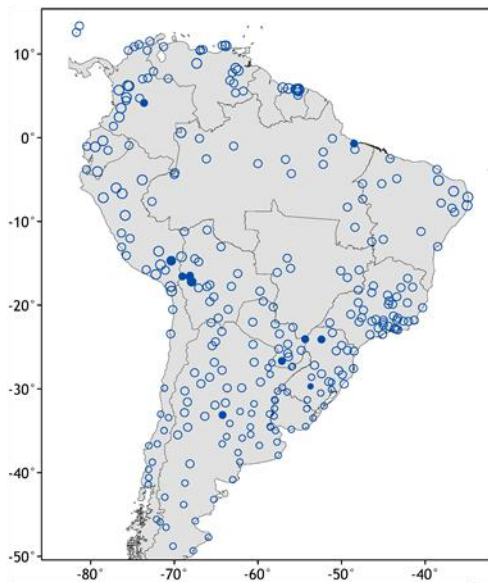
Eta-CanESM2

Eta-HadGEM2-ES

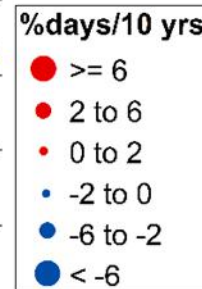
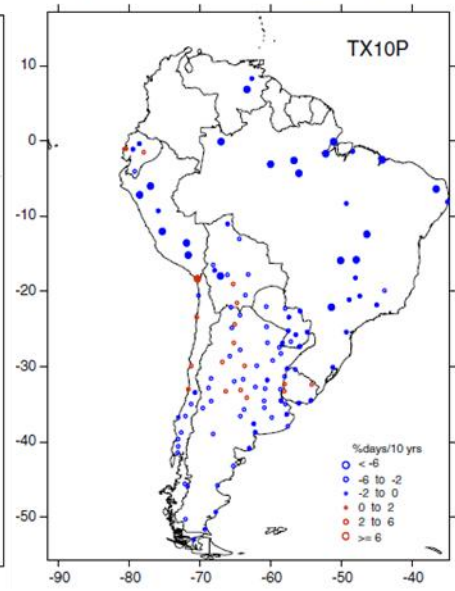
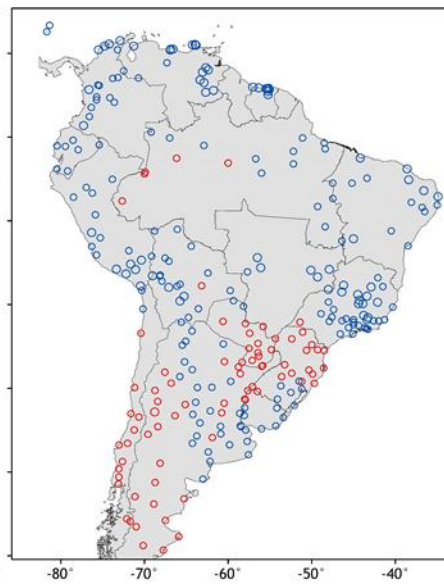
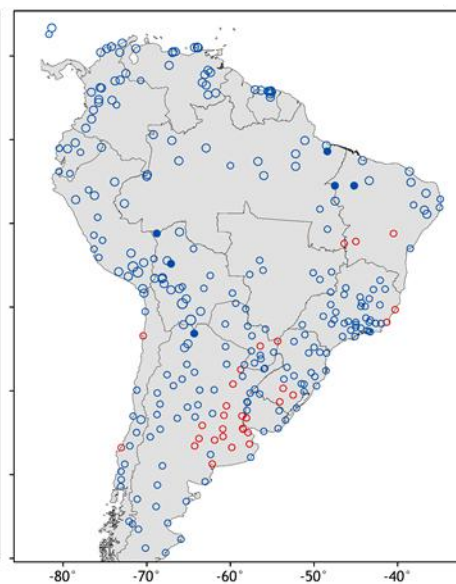
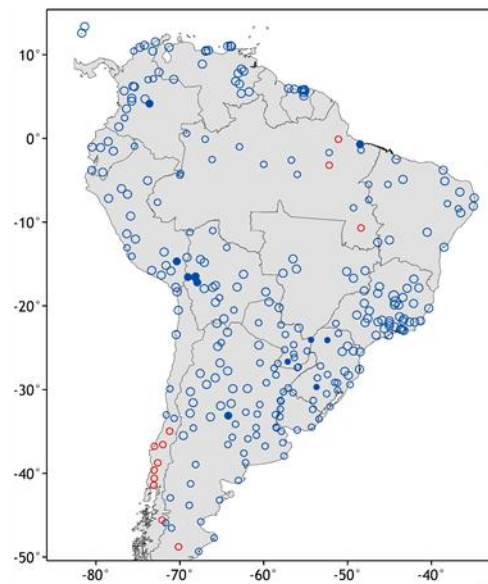
Eta-MIROC5

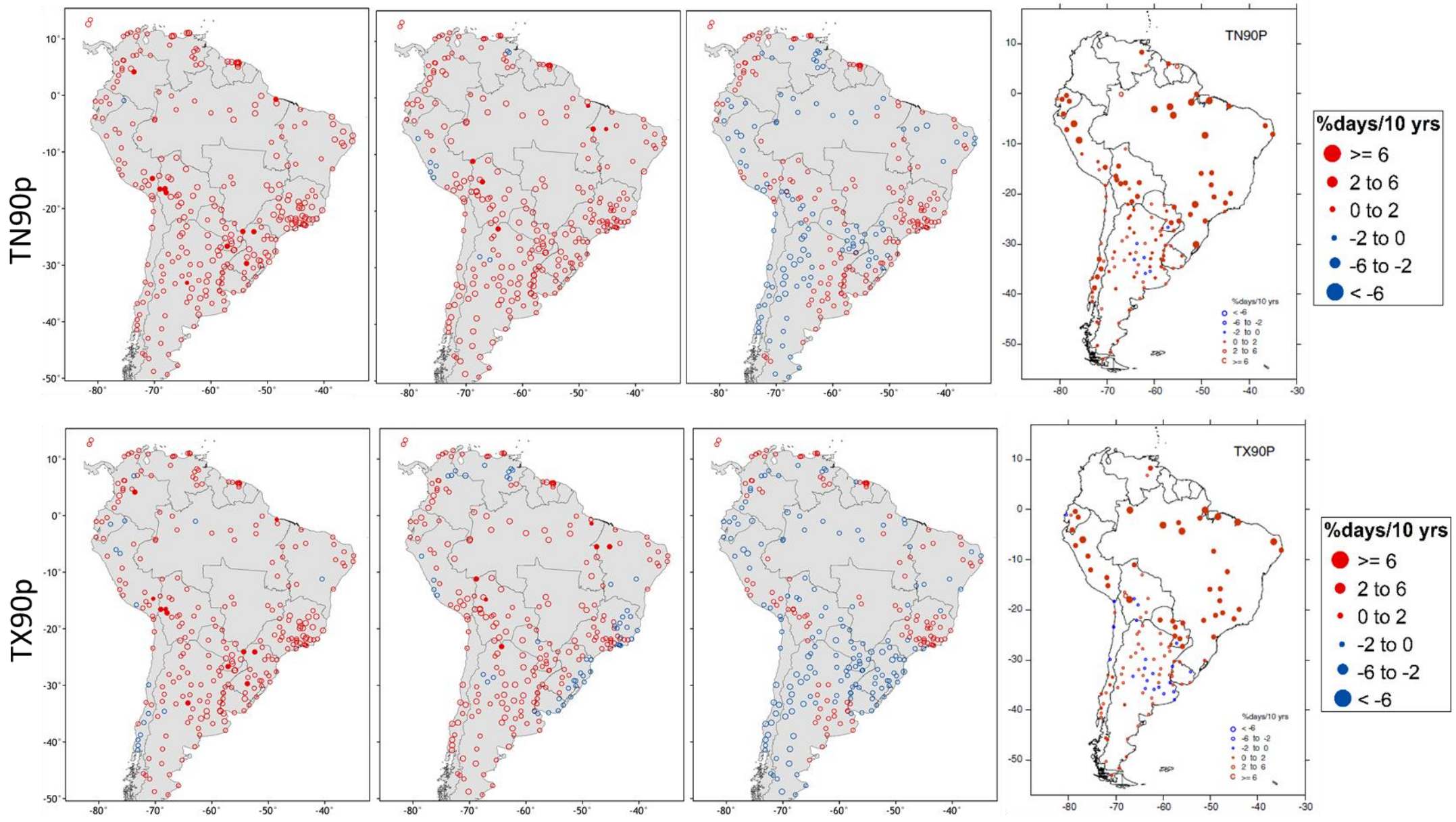
Skansi *et al.* 2013

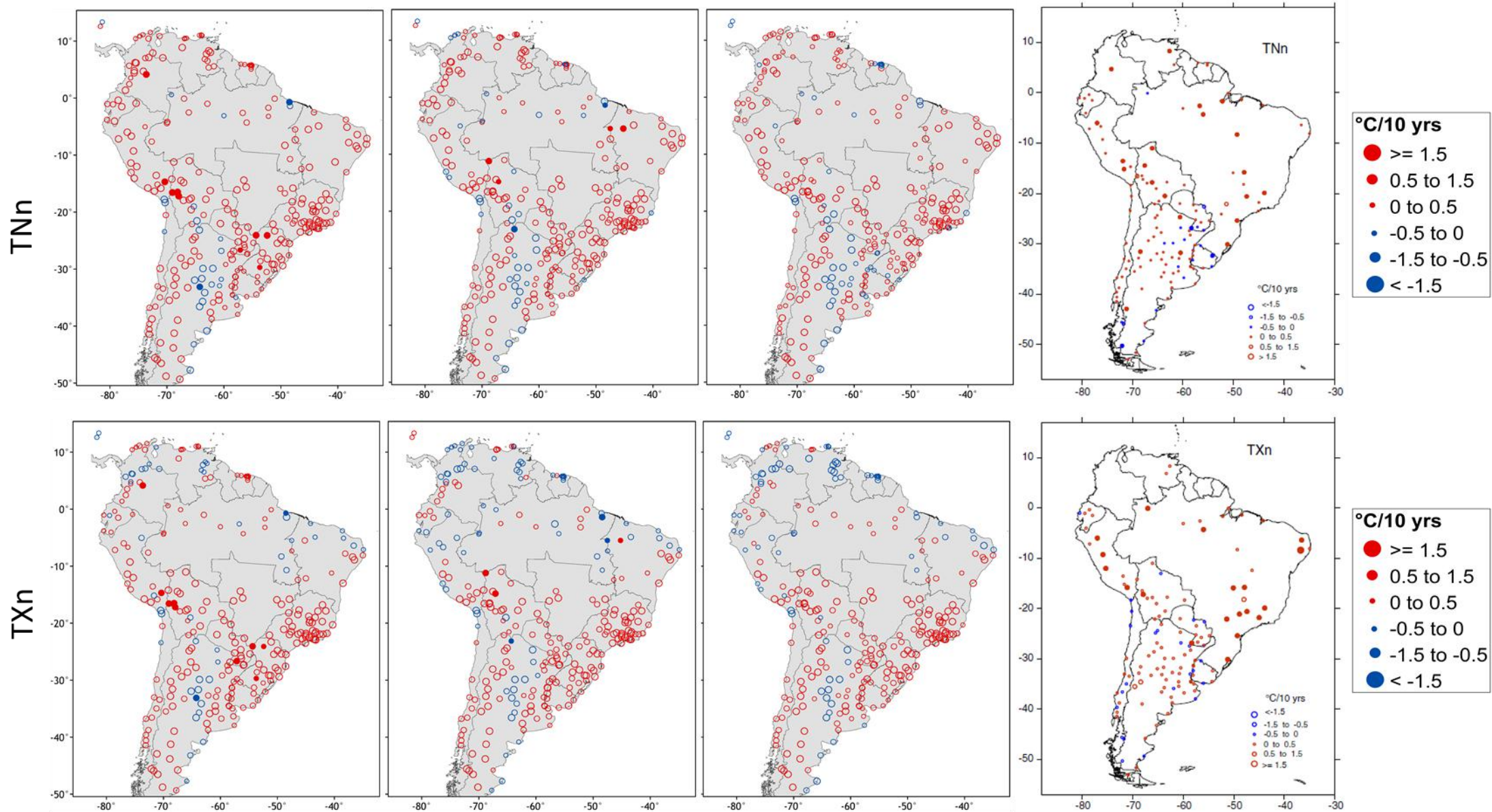
TN10p



TX10p







**Figura 4.1** – Tendências dos indicadores de temperatura do ar para o clima presente (1961-1990). Colunas da esquerda para a direita: 1 - Eta-CanESM2, 2 - Eta-HadGEM2-ES, 3 - Eta-MIROC5 e 4 – Observação (S2013). Linhas de cima para baixo: 1- TN10p (%dias/10 anos), 2 – TX10p (%dias/10 anos), 3 – TN90p (%dias/10 anos), 4 – TX90p (%dias/10 anos), 5 – TNn (°C/10 anos) e 6 – TXn (°C/10 anos).



## 4.2 – Precipitação

Pesquisas com dados observacionais mostram uma tendência geral de aumento da precipitação na maior parte do Brasil, principalmente para os indicadores de chuva intensa. Tal tendência é relatada por Regoto *et al.* (2018) para o Estado do Espírito Santo, por Zilli *et al.* (2017) para a costa Sudeste do Brasil, por Ávila *et al.* (2016) para as Regiões Serranas do Rio de Janeiro e de Santa Catarina, por Wu e Polvani (2017) para a Região Sul do Brasil, para Curitiba por Pedron *et al.* (2017) e na Amazônia por Almeida *et al.* (2017). Por outro lado, tendências negativas nos extremos de precipitação são relatadas para o semiárido nordestino por Lacerda *et al.* (2015).

A Tabela 4.2 apresenta a tendência decadal média dos indicadores de precipitação e seus desvios padrões para o período de 1961-1990, utilizando o Eta-20km aninhado aos três modelos globais, para todo o BR e suas regiões.

O Eta-CanESM2 apresenta um aumento de PRCPTOT para o BR e para todas as suas regiões, exceto em SEBR e SBR onde ocorre um aumento em CDD. Além disso, observa-se um aumento dos eventos de chuvas intensas (R95p e R99p), principalmente, em COBR e NEBR. Em relação a RX1day e RX5day, a maioria das regiões aponta para uma redução desses indicadores, exceto no NEBR onde ocorre uma elevação desses indicadores, não representando a tendência do clima presente de forma adequada, visto que é observado um aumento desses indicadores na maioria das regiões do BR, exceto no NEBR.

A simulação do Eta-HadGEM2-ES mostra um sinal de aumento no total pluviométrico anual para o BR e suas regiões, com máximo (304,3 mm/10anos) na região NEBR. Observa-se uma elevação na ocorrência de eventos extremos de precipitação (R95p, R99p, RX5day e RX1day) em grande parte das regiões, exceto para NBR onde destaca-se uma redução desses índices. Em contrapartida, nota-se um sinal negativo de CDD, exceto na região SEBR, onde se verifica um aumento de 4,1 dias/10 anos.

O Eta-MIROC5 apresenta uma elevação de PRCPTOT para a maioria das regiões, com o máximo de 335,5 mm/10anos no NEB. Além disso, há uma tendência de aumento em R95p (exceto em NBR) e em R99p. Para RX1day e RX5day, em ambos os índices, observa-se um sinal positivo nas regiões COBR e NEBR. Enquanto que para CDD, verifica-se uma redução dos seus valores, exceto para SEBR e SBR.

**Tabela 4.2:** Tendência decadal média para o período de 1961-1990 dos indicadores de precipitação gerados com dados observacionais por S2013 em negrito com seu erro padrão e, simulados por Eta-CanESM2 em azul, Eta-HadGEM2-ES em vermelho e Eta-MIROC5 em verde com seus respectivos desvios padrões.

	<b>BR</b>			<b>NBR</b>		
<b>RX1day (mm/10 anos)</b>	-1,9±5,1	-0,3±5,3	-1,2±4,8	-4±5,1	2,9±5,2	-3,9±5,4
<b>RX5day (mm/10 anos)</b>	-0,8±10,9	4,4±11,9	0,3±10,2	-5,1±9,9	4,1±12,5	-2,6±9,9
<b>CDD (dias/10 anos)</b>	4,1±10,5	-0,2±8,3	1,3±9,1	-3,9±7,4	-9,1±6,6	-3,6±7
<b>R95p (mm/10 anos)</b>	-2,3±40,9	48,9±54	9,6±34,9	-7,6±36,4	74,4±61,4	-7,8±34,2
<b>R99p (mm/10 anos)</b>	2,5±10,6	8,4±16,7	4,7±10,8	1,5±11,4	24±19,1	0,3±15,9
<b>PRCPTOT (mm/10 anos)</b>	38,8±188,1	173,3±168,5	74±168,6	77,4±174,8	269±228,5	84,1±195,7
	<b>NEBR</b>			<b>COBR</b>		
<b>RX1day (mm/10 anos)</b>	3,7±3,3	2±3,6	3,9±2,8	0,9±4,3	-6,2±4	0,1±3,6
<b>RX5day (mm/10 anos)</b>	15,3±8,1	11,9±9,3	13,7±10	-0,9±10,1	-7±5,8	0,5±7,9
<b>CDD (dias/10 anos)</b>	-3,6±13,4	-3,1±14,7	-6,2±12,3	-4,7±4,9	-3,4±4,3	-6,4±4,5
<b>R95p (mm/10 anos)</b>	58,5±27	51,7±34,5	58,2±29,4	17,7±29,6	-35,8±27,5	26,6±22,2
<b>R99p (mm/10 anos)</b>	10,8±8,6	11,4±12,4	12,2±12,1	9,7±12,2	-13,5±15,5	7,8±5,8
<b>PRCPTOT (mm/10 anos)</b>	342±179,8	304,3±153,9	335,6±159,3	106,3±99,8	52±110,3	141,3±91,5
	<b>SEBR</b>			<b>SBR</b>		
<b>RX1day (mm/10 anos)</b>	-1,6±2,5	-2,5±2,8	-0,3±2,5	-5,3±6,1	2,1±5,5	-4,4±5,2
<b>RX5day (mm/10 anos)</b>	-1,7±6,2	0,2±6,7	0,5±5,7	-6,3±10,4	9,2±13,5	-6,7±8,9
<b>CDD (dias/10 anos)</b>	13,5±5,5	-0,1±5,5	8,4±5,7	1,9±2,2	4±1,6	0,5±2,2
<b>R95p (mm/10 anos)</b>	-15,2±26	59±25,3	1,2±24,3	-22,4±37,3	74,2±32,3	0±28,4
<b>R99p (mm/10 anos)</b>	-0,7±5,7	11,4±9,9	4,3±8,5	0,7±12,8	11,9±10,6	2,7±6,3
<b>PRCPTOT (mm/10 anos)</b>	-38,1±94,6	71,9±113,9	5,7±80,7	-77,8±109,6	214,9±81,8	-8,1±92,3

A Figura 4.2 apresenta as tendências simuladas dos indicadores de extremos de precipitação (PRCPTOT, CDD, R95p, R99p, RX1day e RX5day) obtidas pelo modelo Eta-20km apenas sobre o Brasil e observadas em S2013 para toda a AS, para o período de 1961-1990.

Para PRCPTOT, S2013 apresenta tendência de aumento com magnitudes variando de fracas a moderadas na maior parte do BR. O Eta-HadGEM2-ES foi o que mais se aproximou do observado mostrando uma tendência de elevação sem significância estatística nas regiões SBR, SEBR e COBR. Apesar de superestimarem as magnitudes, as simulações do Eta-CanESM2 e do Eta-MIROC5 têm um comportamento similar e concordam com o aumento desse indicador verificado em S2013 no oeste da região NBR e COBR.

Em S2013, para CDD, observa-se tendências de elevação na maior parte do BR, com magnitudes fracas a moderadas, exceto na região COBR onde percebe-se uma forte elevação estatisticamente significativa. Além disso, nota-se a presença de pontos isolados de fraca redução sem significância estatística na região NBR, COBR e SBR. Todas as simulações, na maior parte do território brasileiro, mostram-se similares em seu comportamento. As simulações representam adequadamente o sinal do observado nas regiões NEBR e SEBR evidenciando uma tendência de aumento, porém, apresentam-se mais heterogêneos espacialmente na região NBR, com magnitudes fracas a moderadas. Por outro lado, nenhuma simulação apresenta pontos estatisticamente significativos e não conseguem representar a forte tendência de aumento de CDD na região COBR.

Com relação ao indicador R95p, S2013 mostra uma tendência de elevação com magnitudes fracas a moderadas na maior parte do BR, sem significância estatística. Apesar disso, nota-se a presença de alguns pontos de redução de chuvas intensas. O Eta-HadGEM2-ES é o que melhor representa o observado simulando tendências positivas moderadas a fortes na maior parte do BR, exceto na região NBR onde se encontra uma redução que não é vista no observado. O Eta-CanESM2 e Eta-MIROC5 apresentam sinais de aumento no COBR, porém, as outras regiões mostram-se mais heterogêneas com magnitudes fracas a moderadas, não correspondendo ao sinal que é visto no observado.

Observa-se em S2013 um aumento de R99p na maior parte do BR, com magnitudes, em sua maioria, fracas. Apesar disso, nota-se pontos significativos com valores moderados a fortes, evidenciando um sinal positivo das chuvas muito intensas

sobre as regiões NBR e COBR. Quando comparado ao indicador R95p, verifica-se que as magnitudes são menos intensas. A simulação que mais se aproxima do observado é a do Eta-HadGEM2-ES, porém, na região NBR são encontrados pontos de redução. As simulações do Eta-CanESM2 e Eta-MIROC5 não representam adequadamente as tendências observadas, entretanto, mostram uma elevação na região NEBR e na maior parte do COBR, assim como em S2013. Nenhuma das simulações apresentam pontos estatisticamente significativos.

Com relação ao indicador RX1day, nota-se em S2013 uma tendência de aumento na maior parte do BR com magnitudes fracas a fortes, destacando-se um ponto estatisticamente significativo sobre o COBR. Além disso, observa-se alguns pontos de redução, com uma área de forte redução estatisticamente significativa no litoral do NEBR. Todas as simulações, em geral, não representam adequadamente as regiões NBR, NEBR e SBR, mostrando sinais opostos em relação a S2013. Em contrapartida, o Eta-HadGEM2-ES representa melhor as regiões COBR e SEBR mostrando em sua maioria tendências de aumento. Nenhuma das simulações exibe tendências estatisticamente significativas.

Para RX5day, nota-se em S2013 um sinal positivo não significativo na maior parte do BR com magnitudes fracas a fortes. Entretanto, observa-se alguns pontos de redução desse indicador. As simulações de Eta-CanESM2 e Eta-MIROC5 representam o sinal da tendência de forma adequada na região COBR, indicando aumento no oeste e redução no leste, sendo o Eta-MIROC5 o que mais se assemelha ao observado em relação a magnitude. Assim como nas outras simulações de extremos de precipitação, o Eta-HadGEM2-ES evidencia uma tendência mais úmida nas regiões NEBR e SEBR. Apesar disso, apresenta pontos com sinais negativos sem significância estatística sobre essas regiões, como no observado.

Observa-se nos estudos utilizando extremos de precipitação para o BR uma grande variabilidade espacial e, além disso, é evidente que ainda existe grande escassez de dados sobre algumas regiões do território brasileiro. Nota-se que as mudanças observadas nesses extremos são muito menos coerentes espacialmente e estatisticamente significantes quando comparadas às mudanças nos extremos de temperatura. Esses estudos evidenciam uma tendência de aumento nos extremos de precipitação (PRCPTOT, CDD, R95p, R99p,

RX1day e RX5day), porém, ocorrem variações regionais e sazonais associadas a eventos de menor escala.

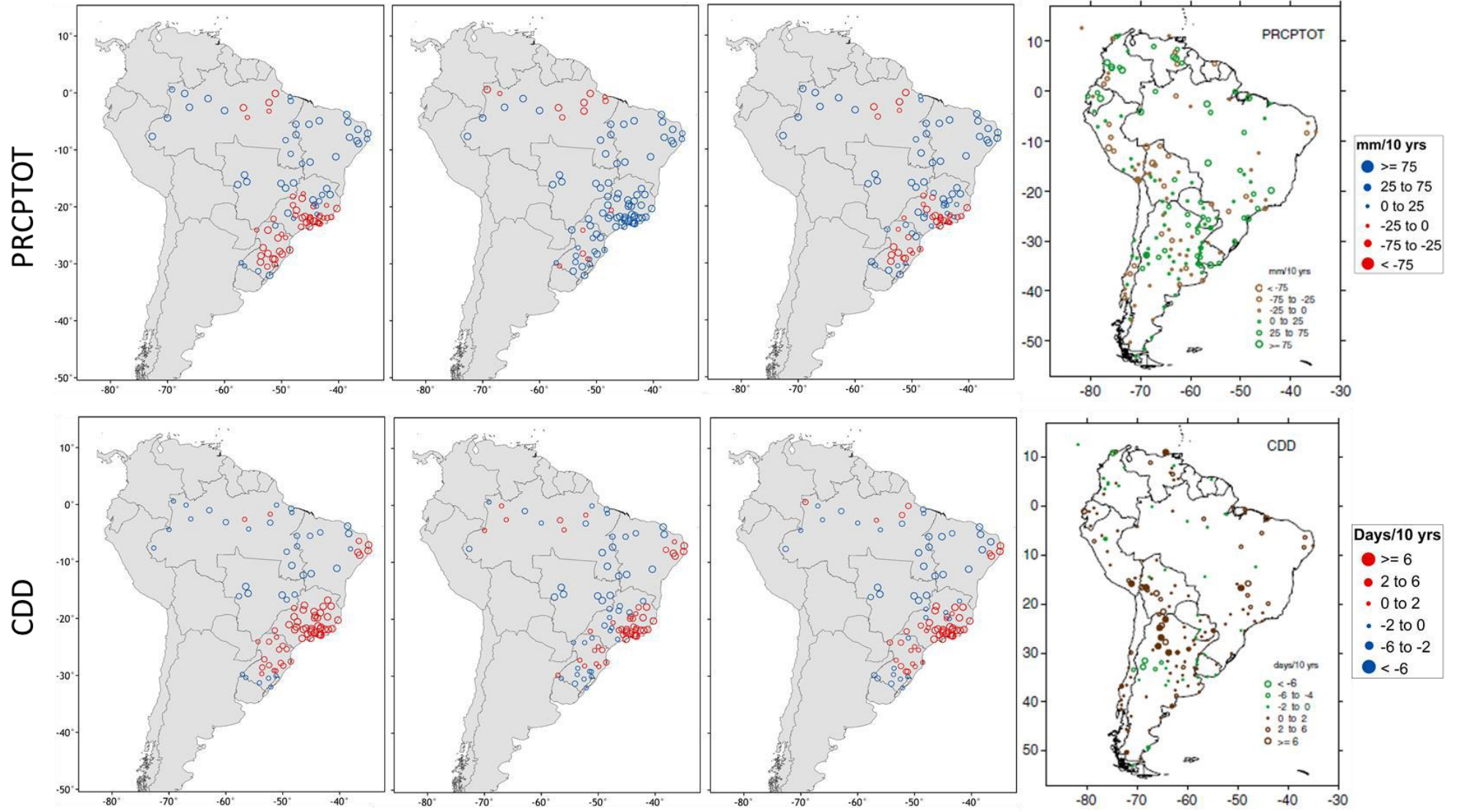
O Eta-HadGEM2-ES foi o que melhor conseguiu simular o observado, apresentando uma tendência positiva, com as maiores magnitudes nos totais pluviométricos em todas as regiões. Apesar disso, todas as simulações apresentam uma tendência incorreta de aumento nos extremos de precipitação para o NEB. De acordo com S2013 e Lacerda *et al.* (2015) verifica-se uma redução desses índices (exceto para R99p e CDD) sobre o NEB.

Eta-CanESM2

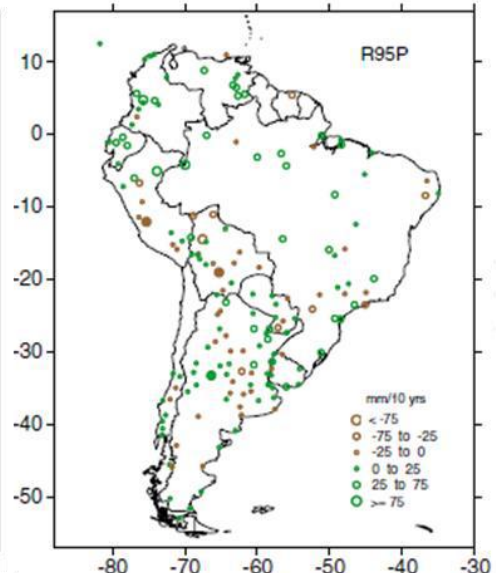
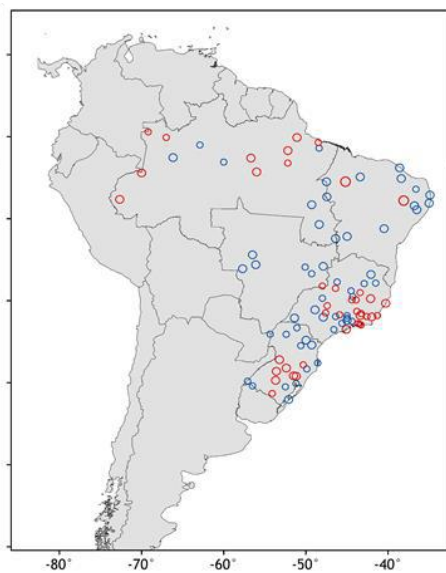
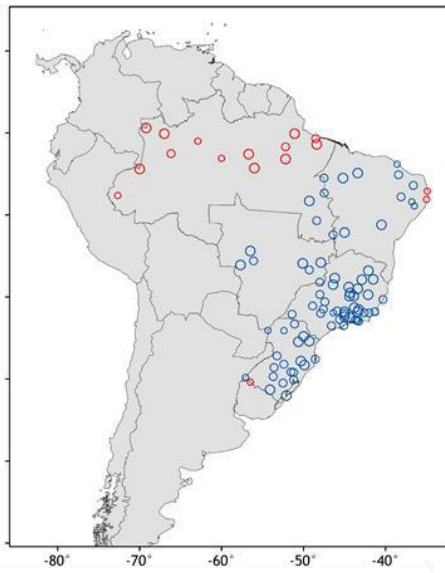
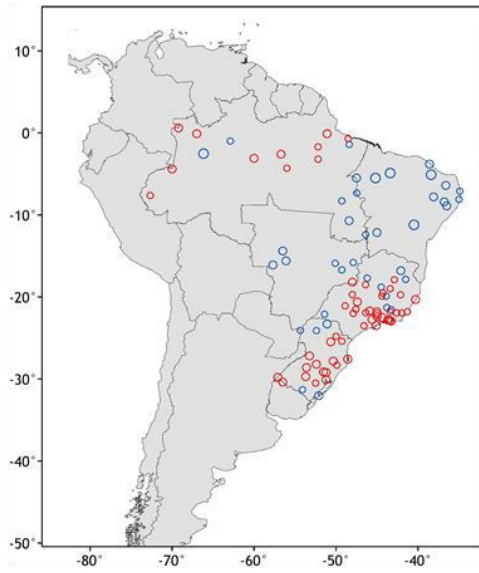
Eta-HadGEM2-ES

Eta-MIROC5

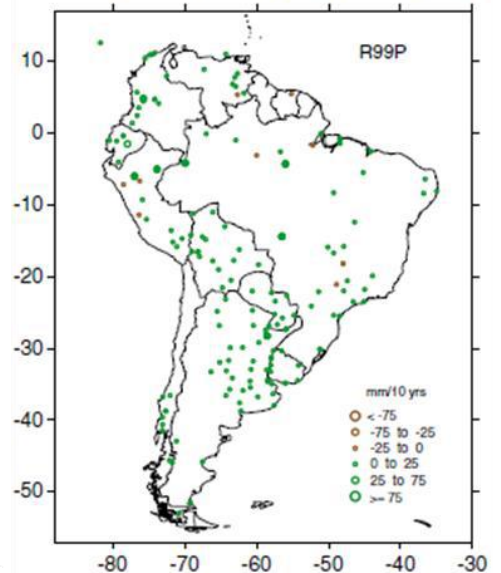
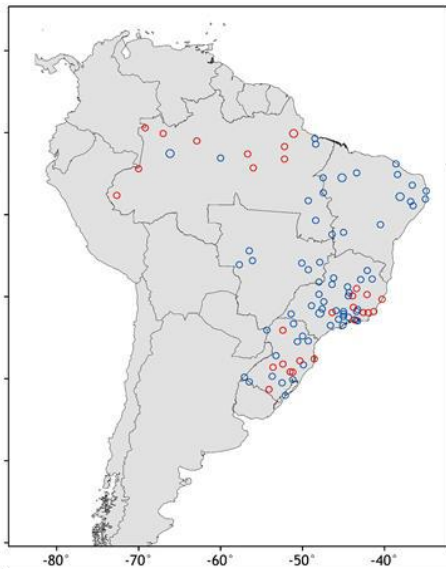
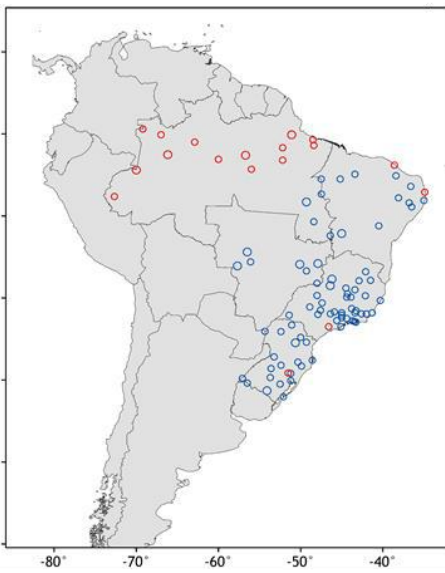
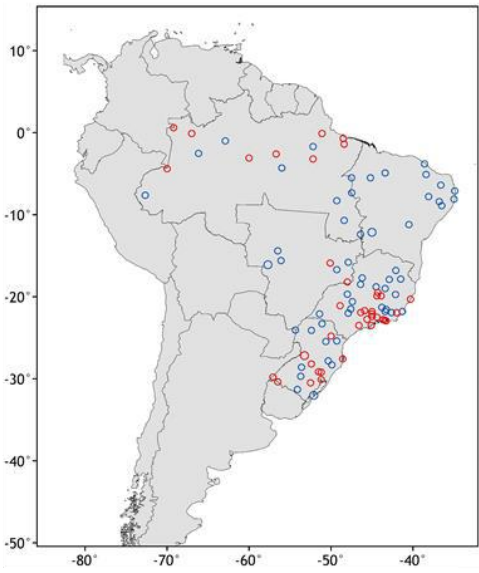
Skansi *et al.* 2013

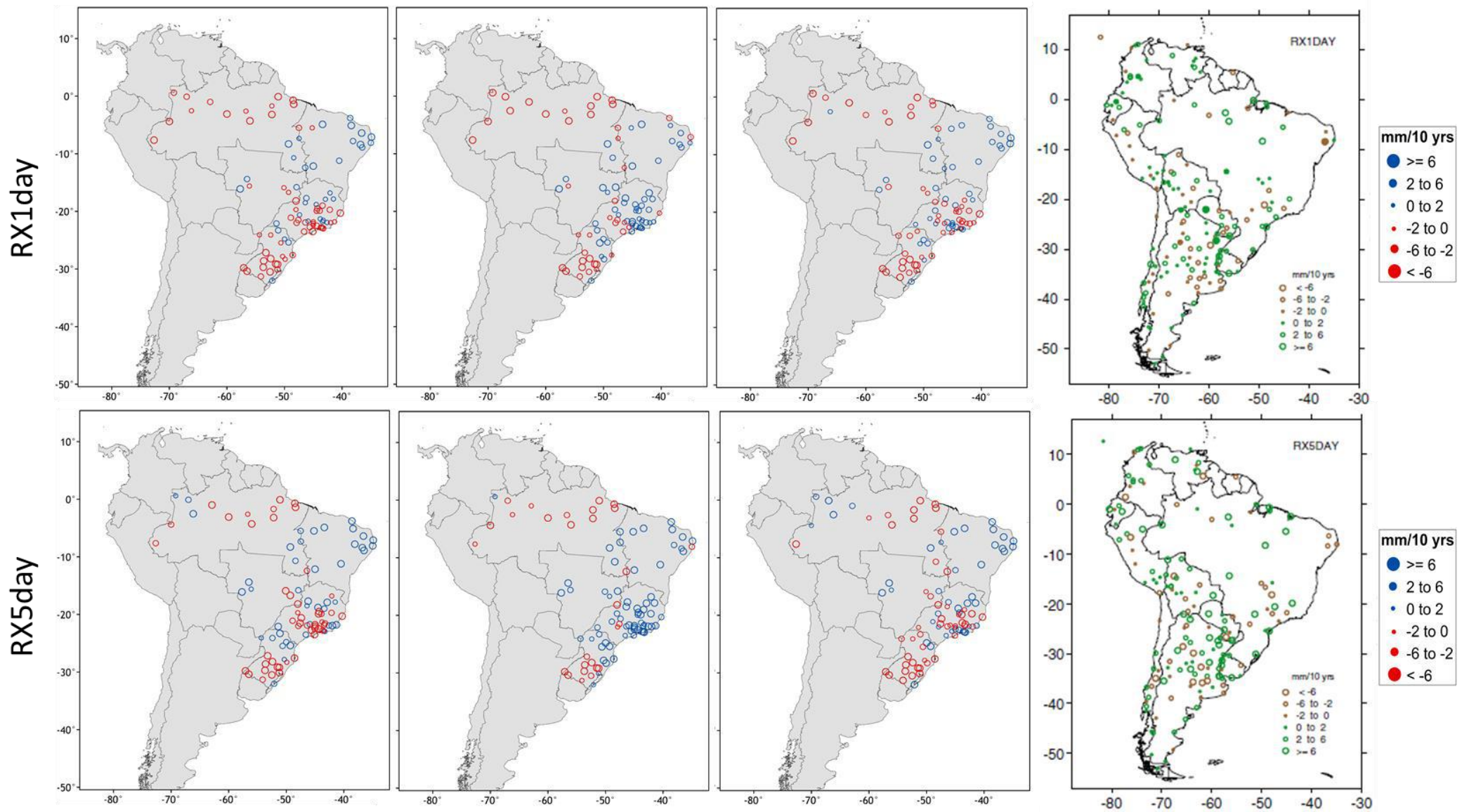


R95p



R99p





**Figura 4.2** – Tendências dos indicadores de precipitação para o clima presente (1961-1990). Colunas da esquerda para a direita: 1 - Eta-CanESM2, 2 - Eta-HadGEM2-ES, 3 - Eta-MIROC5 e 4 – Observação (S2013). Linhas de cima para baixo: 1- PRCPTOT (mm/10 anos), 2 – CDD (dias/10 anos), 3 – R95p (mm/10 anos), 4 – R99p (mm/10 anos), 5 – RX1day (mm/10 anos) e 6 – RX5day (mm/10 anos).



## 5 –CONCLUSÕES

Antes de utilizar um modelo numérico como ferramenta para estudar os impactos futuros da mudança climática projetada, seus erros sistemáticos, obtidos na simulação do clima presente, precisam ser estimados de forma a atribuir algum grau de confiança para os futuros cenários climáticos. Dessa forma, neste trabalho são avaliadas tendências de indicadores de extremos climáticos calculados a partir do aninhamento do modelo regional Eta-20km a três modelos globais: CanESM2, HadGEM2-ES e MIROC5, elaboradas para o clima presente (1961-1990), para toda a AS (extremos de temperatura do ar) e Brasil (extremos de precipitação). Os resultados são confrontados com as tendências observadas obtidas por S2013.

Os resultados dos extremos de temperatura simulados pelo Eta-CanESM2 e pelo Eta-HadGEM2-ES representam adequadamente o aquecimento observado na AS, com uma tendência de aumento (redução) estatisticamente significativa de dias e noites quentes (frios). Entretanto, o Eta-MIROC5 não simula adequadamente o que é observado em S2013, apresentando uma redução nos dias quentes, exceto para a região NEB. Assim como em estudos feitos para a AS utilizando dados observacionais, as simulações do Eta-CanESM2 e do Eta-HadGEM2-ES apresentam maiores magnitudes para os indicadores baseados na TN quando comparado aos baseados na TX, porém, esse comportamento não é observado no Eta-MIROC5. Além disso, o Eta-HadGEM2-ES e o Eta-MIROC5 apresentam corretamente um resfriamento em algumas áreas do SESA nos índices TX10p e TX90p. Tal resfriamento é atribuído ao aumento da precipitação intensa no SESA, que inclui também o sul do Brasil (Gonzales *et al.*, 2014; Barros *et al.*, 2015; Saurral *et al.*, 2017; Vera e Díaz, 2015; Wu e Polvani, 2017).

Os resultados relacionados às tendências de extremos de precipitação exibem uma grande variabilidade espacial quando comparado aos extremos de temperatura. Além disso, não apresentam tendências estatisticamente significativas.

Considerando todos os resultados obtidos nessa pesquisa, pode-se inferir que o Eta-HadGEM2-ES foi o que melhor simulou a observação, apresentando uma tendência de aumento dos extremos de precipitação com maiores magnitudes dos indicadores no BR. Contudo, nenhuma das simulações consegue representar adequadamente a tendência de redução dos extremos de precipitação (exceto CDD) no NEBR. Em relação aos

extremos de temperatura, o Eta-CanESM2 e o Eta-HadGEM2-ES, apesar de superestimarem as magnitudes na maioria das regiões, apresentam o sinal da tendência que é observada em S2013. Apesar das dificuldades encontradas para representar o clima presente, principalmente nos extremos de precipitação, a partir da estimativa dos erros sistemáticos do modelo pode-se atribuir algum grau de confiança para a simulação de cenários climáticos futuros.

## 6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUILAR, E.; Aziz Barry, A.; BRUNET, M.; EKANG, L.; FERNANDES, A.; MASSOUKINA, M.; ... & THAMBA UMBA, O. Changes in temperature and precipitation extremes in western central Africa, Guinea Conakry, and Zimbabwe, 1955–2006. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 114, n. D2, 2009.

AGUILAR, E.; PETERSON, T. C.; OBANDO, P. R.; FRUTOS, R.; RETANA, J. A.; SOLERA, M.; SOLEY, J.; GARCÍA, I. G.; ARAUJO, R. M.; SANTOS, A. R.; VALLE, V. E.; BRUNET, M.; AGUILAR, L.; ÁLVAREZ, L.; BAUTISTA, M.; CASTAÑÓN, C.; HERRERA, L.; RUANO, E.; SINAY, J. J.; SÁNCHEZ, E.; OVIEDO, G. I. H.; OBED, F.; SALGADO, J. E.; VÁZQUEZ, J. L.; BACA, M.; GUTIÉRREZ, M.; CENTELLA, C.; ESPINOSA, J.; MARTÍNEZ, D.; OLMEDO, B.; ESPINOZA, C. E. O.; NÚÑEZ, R.; HAYLOCK, M.; BENAVIDES, H.; MAYORGA, R. Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961–2003. *Journal of Geophysical Research*, v. 110, n. D23, p. D23107, 2005.

ALEXANDER, L. V.; ARBLASTER, J. M. Assessing trends in observed and modelled climate extremes over Australia in relation to future projections. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 29, n. 3, p. 417-435, 2009.

ALEXANDER, L. V.; UOTILA, P.; NICHOLLS, N. Influence of sea surface temperature variability on global temperature and precipitation extremes. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 114, n. 18, 2009.

ALEXANDER, L. V.; ZHANG, X.; PETERSON, T. C.; CAESAR, J.; GLEASON, B.; KLEIN TANK, A. M. G.; HAYLOCK, M.; COLLINS, D.; TREWIN, B.; RAHIMZADEH, F.; TAGIPOUR, A.; RUPA KUMAR, K.; REVADEKAR, J.; GRIFFITHS, G.; VINCENT, L.; STEPHENSON, D. B.; BURN, J.; AGUILAR, E.; BRUNET, M.; TAYLOR, M.; NEW, M.; ZHAI, P.; RUSTICUCCI, M.; VAZQUEZ-AGUIRRE, J. L. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 111, n. 5, p. 1–22, 2006.

ALEXANDER, L.V. Global observed long-term changes in temperature and precipitation extremes: a review of progress and limitations in IPCC assessments and beyond. *Weather and climate extremes*, 11, pp.4-16, 2016.

ALLAN, R. P.; SODEN, B. J. Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes. *Science*, v. 321, n. 5895, p. 1481–1484, 2008.

ALMEIDA, C. T.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F.; DELGADO, R. C.; CUBO, P.; RAMOS, M. C. Spatiotemporal rainfall and temperature trends throughout the Brazilian Legal Amazon, 1973–2013. *International Journal of Climatology*, v. 37, n. 4, p. 2013–2026, 2017.

ARORA, V. K.; BOER, G. J. Uncertainties in the 20th century carbon budget associated with land use change. *Global Change Biology*, v. 16, n. 12, p. 3327–3348, 2010.

ARORA, V. K.; BOER, G. J.; CHRISTIAN, J. R.; CURRY, C. L.; DENMAN, K. L.; ZAHARIEV, K.; FLATO, G. M.; SCINOCICA, J. F.; MERRYFIELD, W. J.; LEE, W. G. The Effect of terrestrial photosynthesis down regulation on the twentieth-century carbon budget simulated with the CCCma Earth System Model. *Journal of Climate*, v. 22, n. 22, p. 6066–6088, 2009.

ARORA, V. K.; SCINOCICA, J. F.; BOER, G. J.; CHRISTIAN, J. R.; DENMAN, K. L.; FLATO, G. M.; KHARIN, V. V.; LEE, W. G.; MERRYFIELD, W. J. Carbon emission limits required to satisfy future representative concentration pathways of greenhouse gases. *Geophysical Research Letters*, v. 38, n. 5, p. 3–8, 2011.

ASSAD, E. D.; MARIN, F. R.; EVANGELISTA, S. R.; PILAU, F. G.; FARIAS, J. R. B.; PINTO, H. S.; ZULLO JÚNIOR, J. Sistema de previsão da safra de soja para o Brasil. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 42, n. 5, p. 615–625, 2007.

ÁVILA, A.; JUSTINO, F.; WILSON, A.; BROMWICH, D.; AMORIM, M. Recent precipitation trends, flash floods and landslides in southern Brazil. *Environmental Research Letters*, v. 11, n. 11, p. 1–13, 2016.

BALLESTER, J.; GIORGI, F.; RODÓ, X. Changes in European temperature extremes can be predicted from changes in PDF central statistics. *Climatic Change*, v. 98, n. 1–2, p. 277–284, 2009.

BALLESTER, J.; GIORGI, F.; RODÓ, X. Changes in European temperature extremes can be predicted from changes in PDF central statistics. *Climatic change*, v. 98, n. 1–2, p. 277, 2010.

BALLING, R. C.; IDSO, S. B. Effects of greenhouse warming on maximum summer temperatures. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 53, n. 1–2, p. 143–147, 1990.

BARCELLOS, C.; MONTEIRO, A. M. V.; CORVALAN, C. Mudanças climáticas e ambientais e as doenças infecciosas: cenários e incertezas para o Brasil. *Epidemiol. Serv. Saúde*, v. 18, n. 3, p. 285–304, 2009.

BÁRDOSSY, A.; PEGRAM, G. Downscaling precipitation using regional climate models and circulation patterns toward hydrology. *Water Resources Research*, v. 47, n. 4, p. 1–18, 2011.

BARROS, V. R.; BONINSEGNA, J. A.; CAMILLONI, I. A.; CHIDIAC, M.; MAGRÍN, G. O.; RUSTICUCCI, M. Climate change in Argentina: Trends, projections, impacts and adaptation. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, v. 6, n. 2, p. 151–169, 2015.

BARROS, V. R.; DOYLE, M. E.; CAMILLONI, I. A. Precipitation trends in southeastern South America: Relationship with ENSO phases and with low-level circulation. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 93, n. 1–2, p. 19–33, 2008.

BARTHOLY, J.; PONGRÁCZ, R. Regional analysis of extreme temperature and precipitation indices for the Carpathian Basin from 1946 to 2001. *Global and Planetary Change*, v. 57, n. 1–2, p. 83–95, 2007.

BETTS, A. K.; MILLER, M. J. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 112, n. 473, p. 693–709, 1986.

BHASKARAN, B.; MITCHELL, J. F. B. Simulated changes in Southeast Asian monsoon precipitation resulting from anthropogenic emissions. *International Journal of Climatology*, v. 18, n. 13, p. 1455–1462, 1998.

BLACK, T. L. The new NMC mesoscale Eta model: Description and forecast examples. *Weather and forecasting*, v. 9, n. 2, p. 265–278, 1994.

BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V. IPCC global coupled model simulations of the South America monsoon system. *Climate Dynamics*, v. 33, n. 7–8, p. 893–916, 2009.

BRAZ, Dejanira Ferreira. Impacto de eventos severos na agricultura do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pelotas. 2015.

BROWN, S. J.; CAESAR, J.; FERRO, C. A. T. Global changes in extreme daily temperature since 1950. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 113, n. 5, p. 1–11, 2008.

CAESAR, J.; ALEXANDER, L.; VOSE, R. Large-scale changes in observe daily maximum and minimum temperatures: Creation and analysis of a new gridded data set. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 111, n. 5, p. 1–10, 2006.

CHADWICK, R.; BOUTLE, I.; MARTIN, G. Spatial patterns of precipitation change in CMIP5: Why the rich do not get richer in the tropics. *Journal of Climate*, v. 26, n. 11, p. 3803–3822, 2013.

Change, Intergovernmental Panel On Climate. "Climate change: The IPCC scientific assessment." *Mass, Cambridge* (1990).

CHOU, S. C.; LYRA, A.; MOURÃO, C.; DERECZYNSKI, C.; PILOTTO, I.; GOMES, J.; BUSTAMANTE, J.; TAVARES, P.; SILVA, A.; RODRIGUES, D.; CAMPOS, D.; CHAGAS, D.; SUEIRO, G.; SIQUEIRA, G.; MARENGO, J. Assessment of Climate Change over South America under RCP 4.5 and 8.5 Downscaling Scenarios. *American Journal of Climate Change*, v. 03, n. 05, p. 512–527, 2014. a.

CHOU, S. C.; LYRA, A.; MOURÃO, C.; DERECZYNSKI, C.; PILOTTO, I.; GOMES, J.; BUSTAMANTE, J.; TAVARES, P.; SILVA, A.; RODRIGUES, D.; CAMPOS, D.; CHAGAS, D.; SUEIRO, G.; SIQUEIRA, G.; NOBRE, P.; MARENGO, J. Evaluation of the Eta Simulations Nested in Three Global Climate Models. *American Journal of Climate Change*, v. 03, n. 05, p. 438–454, 2014. b.

CHOU, S. C.; MARENGO, J. A.; LYRA, A. A.; SUEIRO, G.; PESQUERO, J. F.; ALVES, L. M.; KAY, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D. J.; GOMES, J. L.; BUSTAMANTE, J. F.; TAVARES, P. Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs. *Climate Dynamics*, v. 38, n. 3–4, p. 635–653, 2012.

CHRISTENSEN, J. H.; CHRISTENSEN, O. B. A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change*, v. 81, n. SUPPL. 1, p. 7–30, 2007.

CHRISTIAN, J. R.; ARORA, V. K.; BOER, G. J.; CURRY, C. L.; ZAHARIEV, K.; DENMAN, K. L.; FLATO, G. M.; LEE, W. G.; MERRYFIELD, W. J.; ROULET, N. T.; SCINOCCHA, J. F. The global carbon cycle in the Canadian Earth system model (CanESM1): Preindustrial control simulation. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, v. 115, n. 3, p. 1–20, 2010.

CHRISTIDIS, N.; STOTT, P. A.; BROWN, S. J. The role of human activity in the recent warming of extremely warm daytime temperatures. *Journal of Climate*, v. 24, n. 7, p. 1922–1930, 2011.

CLARK, M. P.; VRUGT, J. A. Unraveling uncertainties in hydrologic model calibration: Addressing the problem of compensatory parameters. *Geophysical Research Letters*, v. 33, n. 6, p. 1–5, 2006.

CLEM, K. R.; FOGT, R. L. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. p. 1–20, 2015.

COLLINS, W. J.; BELLOUIN, N.; DOUTRIAUX-BOUCHER, M.; GEDNEY, N.; HALLORAN, P.; HINTON, T.; HUGHES, J.; JONES, C. D.; JOSHI, M.; LIDDICOAT, S.; MARTIN, G.; O'CONNOR, F.; RAE, J.; SENIOR, C.; SITCH, S.; TOTTERDELL, I.; WILTSHIRE, A.; WOODWARD, S. Development and evaluation of an Earth-System model – HadGEM2. *Geoscientific Model Development*, v. 4, n. 4, p. 1051–1075, 2011.

COX, P. M. Description of the " TRIFFID " Dynamic Global Vegetation Model. Hadley Centre technical note, v. 24, p. 1–17, 2001.

DAI, A. Drought under global warming: A review. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, v. 2, n. 1, p. 45–65, 2011.

DE BARROS SOARES, D.; LEE, H.; LOIKITH, P. C.; BARKHORDARIAN, A.; MECHOSO, C. R. Can significant trends be detected in surface air temperature and precipitation over South America in recent decades? *International Journal of Climatology*, v. 37, n. 3, p. 1483–1493, 2017.

DEGAETANO, A. T.; EGGLESTON, K. L.; KNAPP, W. W. *A Method to Estimate Missing Daily Maximum and Minimum Temperature Observations*, 1995.

DELLA-MARTA, P. M.; HAYLOCK, M. R.; LUTERBACHER, J.; WANNER, H. Doubled length of western European summer heat waves since 1880. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 112, n. 15, p. 1–11, 2007. a.

DELLA-MARTA, P. M.; LUTERBACHER, J.; VON WEISSENFLUH, H.; XOPLAKI, E.; BRUNET, M.; WANNER, H. Summer heat waves over western Europe 1880-2003, their relationship to large-scale forcings and predictability. *Climate Dynamics*, v. 29, n. 2–3, p. 251–275, 2007. b.

DERECZYNSKI, C.; SILVA, W. L.; MARENGO, J. Detection and Projections of Climate Change in Rio de Janeiro, Brazil. *American Journal of Climate Change*, v. 02, n. 01, p. 25–33, 2013

DONAT, M. G.; ALEXANDER, L. V. The shifting probability distribution of global daytime and night-time temperatures. *Geophysical Research Letters*, v. 39, n. 14, p. 1–5, 2012.

DONAT, M. G.; ALEXANDER, L. V.; YANG, H.; DURRE, I.; VOSE, R.; DUNN, R. J. H.; WILLETT, K. M.; AGUILAR, E.; BRUNET, M.; CAESAR, J.; HEWITSON, B.; JACK, C.; KLEIN TANK, A. M. G.; KRUGER, A. C.; MARENGO, J.; PETERSON, T. C.; RENOM, M.; ORIA ROJAS, C.; RUSTICUCCI, M.; SALINGER, J.; ELRAYAH, A. S.; SEKELE, S. S.; SRIVASTAVA, A. K.; TREWIN, B.; VILLARROEL, C.; VINCENT, L. A.; ZHAI, P.; ZHANG, X.; KITCHING, S. Updated analyses of temperature and precipitation extreme indices since the beginning of the twentieth century: The HadEX2 dataset. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 118, n. 5, p. 2098–2118, 2013.

DONAT, M. G.; LOWRY, A. L.; ALEXANDER, L. V.; O’GORMAN, P. A.; MAHER, N. More extreme precipitation in the world’s dry and wet regions. *Nature Climate Change*, v. 6, n. 5, p. 508–513, 2016.

DUFEK, A. S.; AMBRIZZI, T. Precipitation variability in São Paulo State, Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 93, n. 3–4, p. 167–178, 2008.

EASTERLING, D. R.; ALEXANDER, L. V.; MOKSSIT, A.; DETEMMERMAN, V. CCI/CLIVAR workshop to develop priority climate indices. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 84, n. 10, p. 1403-1407, 2003.



EK, M. B.; MITCHELL, K. E.; LIN, Y.; ROGERS, E.; GRUNMANN, P.; KOREN, V.; GAYNO, G.; TARPLEY J. D. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 108, n. D22, 2003.

ENDO, H.; KITO, A.; OSE, T.; MIZUTA, R.; KUSUNOKI, S. Erratum: Future changes and uncertainties in Asian precipitation simulated by multiphysics and multi-sea surface temperature ensemble experiments with high-resolution Meteorological Research Institute atmospheric general circulation models (MRI-AGCMs) (*Journal of Geophysical Research D: Atmospheres* (2013)118 (2303) DOI: 10.1002/jgrd.50267.). *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 118, n. 5, p. 2303, 2013.

FISCHER, E. M.; BEYERLE, U.; KNUTTI, R. Robust spatially aggregated projections of climate extremes. *Nature Climate Change*, v. 3, n. 12, p. 1033–1038, 2013.

FISCHER, E. M.; SCHÄR, C. Consistent geographical patterns of changes in high-impact European heatwaves. *Nature Geoscience*, v. 3, n. 6, p. 398–403, 2010.

FISCHLIN, A.; MIDGLEY, G. F.; PRICE, J. T.; LEEMANS, R.; GOPAL, B.; TURLEY, C.; ROUNSEVELL, M. D. a.; DUBE, O. P.; TARAZONA, J.; VELICHKO, A. a. Ecosystems, their properties, goods and services. *Change*, v. 48, n. 3, p. 211–272, 2007.

FLATO, G.; MAROTZKE, J.; ABIODUN, B.; BRACONNOT, P.; CHOU, S. C.; COLLINS, W.; COX, P.; DRIQUECH, F.; EMORI, S.; EYRING, V.; FOREST, C.; GLECKLER, P.; GUILYARDI, E.; JAKOB, C.; KATTSOV, V.; REASON, C.; RUMMUKAINEN, M. Evaluation of Climate Models. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, p. 741–866, 2013.

FOLLAND, C.K.; KARL, T.R.; CHRISTY, J.R.; CLARKE, R.A.; GRUZA, G.V.; JOUZEL, J.; MANN, M.E.; OERLEMANS, J.; SALINGER, M.J.; WANG, S.W. Observed climate variability and change. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge UK and New York USA, 881 pp., 2001.

FRANCHINI, M.; MANNUCCI, P. M. Impact on human health of climate changes. *European Journal of Internal Medicine*, v. 26, n. 1, p. 1–5, 2015.

FRANCHINI, M.; MANNUCCI, P. M. Impact on human health of climate changes. *European journal of internal medicine*, v. 26, n. 1, p. 1-5, 2015.

FRICH, P.; ALEXANDER, L. V.; DELLA-MARTA, P. M.; GLEASON, B.; HAYLOCK, M.; TANK, A. K.; PETERSON, T. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate research*, v. 19, n. 3, p. 193-212, 2002.

GILL, S. E.; HANDLEY, J. F.; ENNOS, A. R.; PAULEIT, S. Adapting cities for climate change: the role of the green infrastructure. *Built environment*, v. 33, n. 1, p. 115-133, 2007.

GIORGI, F.; COPPOLA, E.; RAFFAELE, F.; DIRO, G.T.; FUENTES-FRANCO, R.; GIULIANI, G.; MAMGAIN, A.; LLOPART, M.P.; MARIOTTI, L.; TORMA, C. Changes in extremes and hydroclimatic regimes in the CREMA ensemble projections. *Climatic change*, v. 125, n.1, pp.39-51, 2014.

GONZALEZ, P. L.; POLVANI, L. M.; SEAGER, R.; CORREA, G. J. Stratospheric ozone depletion: a key driver of recent precipitation trends in South Eastern South America. *Climate dynamics*, v. 42, n. 7-8, p. 1775-1792, 2014.

GRIFFITHS, G. M.; CHAMBERS, L. E.; HAYLOCK, M. R.; MANTON, M. J.; NICHOLLS, N.; BAEK, H. J.; CHOI, Y.; DELLA-MARTA, P. M.; GOSAI, A.; IGA, N.; LATA, R.; LAURENT, V.; MAITREPIERRE, L.; NAKAMIGAWA, H.; OUPRASITWONG, N.; SOLOFA, D.; TAHANI, L.; THUY, D. T.; TIBIG, L.; TREWIN, B.; VEDIAPAN, K.; ZHAI, P. Change in mean temperature as a predictor of extreme temperature change in the Asia-Pacific region. *International Journal of Climatology*, v. 25, n. 10, p. 1301–1330, 2005.

GRIMM, A. M.; TEDESCHI, R. G. ENSO and extreme rainfall events in South America. *Journal of Climate*, v. 22, n. 7, p. 1589–1609, 2009.

GROISMAN, P. Y.; SUN, B.; VOSE, R. S.; LAWRIEMORE, J. H.; WHITFIELD, P. H.; SERREZE, M. C. Contemporary Climate Changes in High Latitudes of the Northern. *Proc. of the 14th Symposium on Global Change and Climate Variations*, n. February, 2003.

GUTOWSKI, J. et al. Causes of observed changes in extremes and projections of future changes. Weather and climate extremes in a changing climate, CCSP synthesis and assessment product 3.3, v. 3, p. 81-116, 2008.a,

GUTOWSKI, W. J.; WILLIS, S. S.; PATTON, J. C.; SCHWEDLER, B. R. J.; ARRITT, R. W.; TAKLE, E. S. Changes in extreme, cold-season synoptic precipitation events under global warming. Geophysical Research Letters, v. 35, n. 20, p. 1–6, 2008. b.

HANSEN, J.; SATO, M.; RUEDY, R. Perception of climate change. Proceedings of the National Academy of Sciences, v. 109, n. 37, p. E2415–E2423, 2012.

HASUMI, H. CCSR Ocean Component Model (COCO), version 4.0. Center for Climate System Research Rep. 25, pp. 103, 2007.

HAYLOCK, M. R.; PETERSON, T. C.; ALVES, L. M.; AMBRIZZI, T.; ANUNCIÇÃO, Y. M. T.; BAEZ, J.; BARROS, V. R.; BERLATO, M. A.; BIDEGAIN, M.; CORONEL, G.; CORRADI, V.; GARCIA, V. J.; GRIMM, A. M.; KAROLY, D.; MARENGO, J. A.; MARINO, M. B.; MONCUNILL, D. F.; NECHET, D.; QUINTANA, J.; REBELLO, E.; RUSTICUCCI, M.; SANTOS, J. L.; TREBEJO, I.; VINCENT, L. A. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-2000 and links with sea surface temperature. Journal of Climate, v. 19, n. 8, p. 1490–1512, 2006.

HEGERL, G. C.; Zwiers, F. W.; Braconnot, P.; Gillett, N. P.; Luo, Y.; Marengo Orsini, J. A.; ... & Stott, P. A. Understanding and attributing climate change. 2007.

HENDERSON, K.G.; FAIERS, G.E.; GRYMES, J.M.; MULLER, R.A. Temporal variation in temperature and dew point in the Southern Region, In: Preprints, Sixth Conference on Climate Variations, January 23-28, Nashville, Tennessee, American Meteorological Society, pp. 146-147, 1994.

HORTON, B. Geographical distribution of changes in maximum and minimum temperatures. Atmospheric Research, v. 37, n. 1–3, p. 101–117, 1995.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE – IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis – Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report. Brussels. 2013.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) 1995. The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of IPCC. Cambridge University Press, Cambridge, J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander (Eds.). 1995.

JANJIC, Z. I. Forward-backward scheme modified to prevent two-grid-interval noise and its application in sigma coordinate models. *Contrib. Atmos. Phys.*, v. 52, p. 69-84, 1979.

JANJIC, Z. I. Nonlinear Advection Schemes and Energy Cascade on Semi-Staggered Grids, 1984.

JANJIC, Z. I.; GERRITY, J. P.; NICKOVIC, S. An Alternative Approach to Nonhydrostatic Modeling. *Monthly Weather Review*, v. 129, n. 5, p. 1164–1178, 2001.

KARL, R.; CHANGE, J.; OUAYLE, G. Variations of temperature. *Geophysical research letters*, v. 18, n. 12, p. 2253–2256, 1991.

KARL, T. R.; JONES, P. D.; KNIGHT, R. W.; KUKLA, G.; PLUMMER, N.; RAZUVAYEV, V.; GALLO, K. P.; LINDSAY, J. a; CHARLSON, R. J.; PETERSON, T. C. A new perspective on recent global warming: asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 74, n. 6, p. 1007-1024, 1993.

KENDALL, M. G. Further contributions to the theory of paired comparisons. *Biometrics*, v. 11, n. 1, p. 43-62, 1955.

KENDALL, M.G. Rank Correlation Methods. 4th Edition, Charles Griffin, London. 1975.

KENYON, J.; HEGERL, G. C. Influence of modes of climate variability on global temperature extremes. *Journal of Climate*, v. 21, n. 15, p. 3872–3889, 2008.

KENYON, J.; HEGERL, G. C. Influence of modes of climate variability on global precipitation extremes. *Journal of Climate*, v. 23, n. 23, p. 6248–6262, 2010.

KHAN, S.; KUHN, G.; GANGULY, A. R.; ERICKSON, D. J.; OSTROUCHOV, G. Spatio-temporal variability of daily and weekly precipitation extremes in South America. *Water Resources Research*, v. 43, n. 11, p. 1–25, 2007.

KHARIN, V. V.; BOER, G. J.; MERRYFIELD, W. J.; SCINOCCA, J. F.; LEE, W. S. Statistical adjustment of decadal predictions in a changing climate. *Geophysical Research Letters*, v. 39, n. 19, p. 1–6, 2012.

KHARIN, V. V.; ZWIERS, F. W. Changes in the extremes in an ensemble of transient climate simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM. *Journal of Climate*, v. 13, n. 21, p. 3760–3788, 2000.

KHARIN, V. V.; ZWIERS, F. W.; ZHANG, X.; HEGERL, G. C. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. *Journal of Climate*, v. 20, n. 8, p. 1419–1444, 2007.

KHARIN, V. V.; ZWIERS, F. W.; ZHANG, X.; WEHNER, M. Changes in temperature and precipitation extremes in the CMIP5 ensemble. *Climatic Change*, v. 119, n. 2, p. 345–357, 2013.

KIKTEV, D.; SEXTON, D. M. H.; ALEXANDER, L.; FOLLAND, C. K. Comparison of modeled and observed trends in Indices of daily climate extremes. *Journal of Climate*, v. 16, n. 22, p. 3560–3571, 2003.

KLEIN TANK, A. M. G.; PETERSON, T. C.; QUADIR, D. A.; DORJI, S.; ZOU, X.; TANG, H.; SANTHOSH, K.; JOSHI, U. R.; JASWAL, A. K.; KOLLI, R. K.; SIKDER, A. B.; DESHPANDE, N. R.; REVADEKAR, J. V.; YELEUOVA, K.; VANDASHEVA, S.; FALEYEVA, M.; GOMBOLUDEV, P.; BUDHATHOKI, K. P.; HUSSAIN, A.; AFZAAL, M.; CHANDRAPALA, L.; ANVAR, H.; AMANMURAD, D.; ASANOVA, V. S.; JONES, P. D.; NEW, M. G. SPEKTORMAN T. Changes in daily temperature and precipitation extremes in central and south Asia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 111, n. D16, 2006.

KUGLITSCH, F. G.; TORETI, A.; XOPLAKI, E.; DELLA-MARTA, P. M.; ZEREFOS, C. S.; TRKE, M.; LUTERBACHER, J. Heat wave changes in the eastern mediterranean since 1960. *Geophysical Research Letters*, v. 37, n. 4, p. 1–5, 2010.

KUKLA, G.; KARL, T. K. Nighttime Warming and the Greenhouse Effect. *Environment Science and Technology*, v. 27, n. 8, p. 1468–1474, 1993.

KUNKEL, K. E.; EASTERLING, D. R.; HUBBARD, K.; REDMOND, K. Temporal variations in frost-free season in the United States: 1895-2000. *Geophysical Research Letters*, v. 31, n. 3, p. 2–5, 2004.

KÜRBIS, K.; MUDELSEE, M.; TETZLAFF, G.; BRÁZDIL, R. Trends in extremes of temperature, dew point, and precipitation from long instrumental series from central Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 98, n. 1–2, p. 187–195, 2009.

LACERDA, F. F.; NOBRE, P.; SOBRAL, M. C.; LOPES, G. M. B.; CHOU, S. C.; ASSAD, E. D.; BRITO, E. Long-term temperature and rainfall trends over Northeast Brazil and Cape Verde. *Journal of Earth Science & Climatic Change*, v. 6, n. 8, p. 1, 2015.

LACERDA, F. F.; SILVA, J. H. D.; ASSAD, E. D.; ASSIS, J. M. O.; MOURA, M. S. B. Extremos e variabilidade climática no Nordeste brasileiro e em Pernambuco. *Mudanças climáticas e impactos ambientais*. Ed. Universitária da UFPE, Recife, p. 1-23, 2010.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. *A Parameterization for Absorption of Solar Radiation in the Earth's Atmosphere*, 1974.

LAPRISE, R.; DE ELÍA, R.; CAYA, D.; BINER, S.; LUCAS-PICHER, P.; DIACONESCU, E.; LEDUC, M.; ALEXANDRU, A.; SEPAROVIC, L. Challenging some tenets of Regional Climate Modelling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 100, n. 1–4, p. 3–22, 2008.

LAU, K. M.; WU, H. T. Detecting trends in tropical rainfall characteristics, 1979–2003. *International Journal of Climatology*, v. 27, n. 8, p. 979-988, 2007.

LENDERINK, G.; ULDEN, A. V.; HURK, B. V. D. ; KELLER, F.. A study on combining global and regional climate model results for generating climate scenarios of temperature and precipitation for the Netherlands. *Climate Dynamics*, v. 29, n. 2-3, p. 157-176, 2007.

LOBELL, D. B.; SCHLENKER, W.; COSTA-ROBERTS, J. Climate trends and global crop production since 1980. *Science*, p. 1204531, 2011.

LÓPEZ-FRANCA, N.; ZANINELLI, P. G.; CARRIL, A. F.; MENÍNDEZ, C. G.; SÁNCHEZ, E. Changes in temperature extremes for 21st century scenarios over South America derived from a multi-model ensemble of regional climate models. *Climate Research*, v. 68, n. 2–3, p. 151–167, 2016.

LUIZ SILVA, W. e DEREZYNSKI, C.P. Caracterização Climatológica e Tendências Observadas em Extremos Climáticos no Estado do Rio de Janeiro. Anuário do Instituto de Geociências v. 37, p. 123-138. 2014

LUIZ SILVA, W.; DEREZYNSKI, C.; CHANG, M.; FREITAS, M.; MACHADO, B. J.; TRISTÃO, L.; RUGGERI, J. Tendências observadas em indicadores de extremos climáticos de temperatura e precipitação no estado do Paraná. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 30, n. 2, p. 181–194, 2015.

LYRA, A.; TAVARES, P.; CHOU, S. C.; SUEIRO, G.; DEREZYNSKI, C.; SONDERMANN, M.; SILVA, A.; MARENGO, J.; GIAROLLA, A. Climate change projections over three metropolitan regions in Southeast Brazil using the non-hydrostatic Eta regional climate model at 5-km resolution. Theoretical and Applied Climatology, v. 132, n. 1–2, p. 663–682, 2018.

MANN, Henry B. Nonparametric tests against trend. *Econometrica: Journal of the Econometric Society*, p. 245-259, 1945.

MARENGO, J. A. Interannual variability of deep convection over the tropical South American sector as deduced from ISCCP C2 data. *International Journal of Climatology*, v. 15, n. 9, p. 995–1010, 1995.

MARENGO, J. A.; BERNASCONI, M. Regional differences in aridity/drought conditions over Northeast Brazil: present state and future projections. *Climatic Change*, v. 129, n. 1–2, p. 103–115, 2015.

MARENGO, J. A.; CAMARGO, C. C. Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960–2002. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 28, n. 7, p. 893-904, 2007.

MARENGO, J. A.; CHOU, S. C.; KAY, G.; ALVES, L. M.; PESQUERO, J. F.; SOARES, W. R.; SANTOS, D. C.; LYRA, A. A.; SUEIRO, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D. J.; GOMES, J. L.; BUSTAMANTE, J. F.; 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 Paraná River basins. *Climate Dynamics*, v. 38, n. 9–10, p. 1829–1848, 2012.

MARENGO, J. A.; RUSTICUCCI, M.; PENALBA, O.; RENOM, M. An intercomparison of observed and simulated extreme rainfall and temperature events during the last half of the twentieth century: Part 2: Historical trends. *Climatic Change*, v. 98, n. 3, p. 509–529, 2010.

MARENGO, J. A.; VALVERDE, M. C.; OBREGON, G. O. Observed and projected changes in rainfall extremes in the Metropolitan Area of São Paulo. *Climate research*, v. 57, n. 1, p. 61-72, 2013.

MARENGO, J. A.; JONES, R.; ALVES, L. M.; VALVERDE, M. C. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 29, n. 15, p. 2241-2255, 2009.

MARENGO, J. a; VALVERDE, M. C. Caracterização do clima no Século XX e Cenário de Mudanças de clima para o Brasil no Século XXI usando os modelos do IPCC-AR4. *Revista Multiciência*, n. 8, p. 5–28, 2007.

MARTIN, G. M. et al. The HadGEM2 family of Met Office Unified Model climate configurations. *Geoscientific Model Development*, v. 4, n. 3, p. 723–757, 2011.

MAVROMATIS, T.; STATHIS, D. Response of the water balance in Greece to temperature and precipitation trends. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 104, n. 1-2, p. 13-24, 2011.

MCGUFFIE, K.; HOLBROOK, N.; KOTHAVALA, Z.; BALACHOVA, O.; HOEKSTRA, J. Assessing Simulations of Daily Temperature and Precipitation Variability With Global Climate Models. *International Journal of Climatology*, v. 19, n. 1, p. 1–26, 1999.

MEEHL, G. A.; MEEHL, G.A.; STOCKER, T. F.; COLLINS, W. D.; FRIEDLINGSTEIN, P.; GAYE, T.; GREGORY, J. M.; KITO, A.; KNUTTI, R.; MURPHY, J. M.; NODA, A.; RAPER, S. C. B.; WATTERSON, I. G.; WEAVER, A. J.; ZHAO, Z. C. Global climate projections. 2007.

MEEHL, G. A.; TEBALDI, C.; WALTON, G.; EASTERLING, D.; MCDANIEL, L. Relative increase of record high maximum temperatures compared to record low



minimum temperatures in the U.S. *Geophysical Research Letters*, v. 36, n. 23, p. 1–5, 2009.

MENDES, M. C. D.; CAVALCANTI, I. F. A. The relationship between the Antarctic oscillation and blocking events over the South Pacific and Atlantic Oceans. *International Journal of Climatology*, v. 34, n. 3, p. 529–544, 2014.

MESINGER, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Riv. Meteor. Aeronaut.*, v. 44, p. 195–202, 1984.

MESINGER, F.; CHOU, S. C.; GOMES, J. L.; JOVIC, D.; BASTOS, P.; BUSTAMANTE, J. F.; LAZIC, L.; LYRA, A. A.; MORELLI, S.; RISTIC, I.; VELJOVIC, K. An upgraded version of the Eta model. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 116, n. 3–4, p. 63–79, 2012.

MESINGER, F.; JANJIĆ, Z. I.; NIČKOVIĆ, S.; GAVRILOV, D.; DEAVEN, D. G. The Step-Mountain Coordinate: Model Description and Performance for Cases of Alpine Lee Cyclogenesis and for a Case of an Appalachian Redevelopment, 1988.

MILLY, P. C. D.; DUNNE, K. A.; VECCHIA, A. V. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, v. 438, n. 7066, p. 347–350, 2005.

MIN, S. K.; ZHANG, X.; ZWIERS, F. W.; HEGERL, G. C. Human contribution to more-intense precipitation extremes. *Nature*, v. 470, n. 7334, p. 378–381, 2011.

MO, K. C.; BERBERY, E. H. Drought and persistent wet spells over South America based on observations and the U.S. CLIVAR drought experiments. *Journal of Climate*, v. 24, n. 6, p. 1801–1820, 2011.

NATIVIDADE, U. A.; GARCIA, S. R.; TORRES, R. R. Tendência dos índices de extremos climáticos observados e projetados no estado de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 32, n. 4, p. 600–614, 2017.

NEW, M.; HEWITSON, B.; STEPHENSON, D. B.; TSIGA, A.; KRUGER, A.; MANHIQUE, A.; ...; MBAMBALALA, E. Evidence of trends in daily climate extremes over southern and west Africa. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 111, n. D14, 2006.

NOBRE, C.A.; YOUNG, A.F.; SALDIVA, P.; MARENGO, J.A.; NOBRE, A.D.; JUNIOR, S.A.; SILVA, G.C. M. e LOMBARDO, M. Vulnerabilidade das Megacidades Brasileiras às Mudanças Climáticas: Região Metropolitana de São Paulo. Sumário Executivo. 2010.

O’GORMAN, P. A. Sensitivity of tropical precipitation extremes to climate change. *Nature Geoscience*, v. 5, n. 10, p. 697–700, 2012.

O’GORMAN, P. A.; SCHNEIDER, T. Energy of midlatitude transient eddies in idealized simulations of changed climates. *Journal of Climate*, v. 21, n. 22, p. 5797–5806, 2008.

OBREGON, G.; MARENGO, J. A. Caracterização do clima no Século XX no Brasil: Tendências de chuvas e Temperaturas Médias Extremas. Sao Paulo, Brasil: Ministerio do Meio Ambiente. Secretaria de Biodiversidade e Florestas. Directoria de Conservacao da Biodiversidade, v. 87, 2007.

PALL, P.; AINA, T.; STONE, D. A.; STOTT, P. A.; NOZAWA, T.; HILBERTS, A. G. J.; LOHMANN, D.; ALLEN, M. R. Anthropogenic greenhouse gas contribution to flood risk in England and Wales in autumn 2000. *Nature*, v. 470, n. 7334, p. 382–385, 2011.

PAULSON, C. A. The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer, 1970.

PESQUERO, J. F.; CHOU, S. C.; NOBRE, C. A.; MARENGO, J. A. Climate downscaling over South America for 1961-1970 using the Eta Model. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 99, n. 1–2, p. 75–93, 2010.

PETERSON, T. C.; MANTON, M. J. Monitoring changes in climate extremes: a tale of international collaboration. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 89, n. 9, p. 1266-1271, 2008.

PETERSON, T. C.; TAYLOR, M. A.; DEMERITTE, R.; DUNCOMBE, D. L.; BURTON, S.; THOMPSON, F.; PORTER, A.; MERCEDES, M.; VILLEGAS, E.; FILS, R. S.; TANK, A. K.; MARTIS, A.; WARNER, R.; JOYETTE, A.; MILLS, W.; ALEXANDER, L.; GLEASON, B. Recent changes in climate extremes in the Caribbean region. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 107, n. 21, p. 1–9, 2002.

PETERSON, T. C.; ZHANG, X.; BRUNET-INDIA, M.; VÁZQUEZ-AGUIRRE, J. L. Changes in North American extremes derived from daily weather data. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 113, n. 7, p. 1–9, 2008.

PINHEIRO, A.; GRACIANO, R.; SEVERO, D. Tendências das séries temporais de precipitação da região sul do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 28, n. 3, p. 281–290, 2013.

PLUMMER, Neil. Temperature variability and extremes over Australia: part 1-recent observed changes. *Australian Meteorological Magazine*, v. 45, n. 4, p. 233, 1996.

REGOTO, P.; DEREZYNSKI, C.; SILVA, W. L.; SANTOS, R.; CONFALONIERI, U. Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ Tendências de Extremos de Precipitação para o Estado do Espírito Santo Trends in Extreme Precipitation over Espírito Santo State - Southeast Brazil. v. 41, p. 365–381, 2018.

RHINES, A.; HUYBERS, P. Frequent summer temperature extremes reflect changes in the mean, not the variance. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 110, n. 7, p. E546–E546, 2013

RUSTICUCCI, M.; BARRUCAND, M. Observed trends and changes in temperature extremes over Argentina. *Journal of Climate*, v. 17, n. 20, p. 4099–4107, 2004.

RUSTICUCCI, M.; RENOM, M. Variability and trends in indices of quality-controlled daily temperature extremes in Uruguay. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 28, n. 8, p. 1083-1095, 2008.

SAKAMOTO, T. T.; KOMURO, Y.; NISHIMURA, T.; ISHII, M.; TATEBE, H.; SHIOGAMA, H.; ... ; IMADA, Y. MIROC4h—a new high-resolution atmosphere-ocean coupled general circulation model. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, v. 90, n. 3, p. 325-359, 2012.

SANTER, B. D.; MEARS, C.; WENTZ, F. J.; TAYLOR, K. E.; GLECKLER, P. J.; WIGLEY, T. M. L.; BARNETT, T. P.; BOYLE, J. S.; BRÜGGEMANN, W.; GILLETT, N. P.; KLEIN, S. A.; MEEHL, G. A.; NOZAWA, T.; PIERCE, D. W.; STOTT, P. A.; WASHINGTON, W. M.; WEHNER, M. F. Identification of human-induced changes in atmospheric moisture content. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 104, n. 39, p. 15248–53, 2007.

SANTOS, D.N., SILVA, V. DE P.R. DA, SOUSA, F. DE A.S. DE e SILVA, R.A. Estudo de alguns cenários climáticos para o Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.14, p. 492-500, 2010.

SAURRAL, R. I.; CAMILLONI, I. A.; BARROS, V. R. Low-frequency variability and trends in centennial precipitation stations in southern South America. *International Journal of Climatology*, v. 37, n. 4, p. 1774-1793, 2017.

SCHÄR, C.; VIDALE, P. L.; LÜTHI, D.; FREI, C.; HÄBERLI, C.; LINIGER, M. A.; APPENZELLER, C. The role of increasing temperature variability in European summer. *Nature*, v. 427, n. January, p. 332–336, 2004.

SCHUBERT, S. Downscaling local extreme temperature changes in south-eastern Australia from the CSIRO Mark2 GCM. *International Journal of Climatology*, v. 18, n. 13, p. 1419–1438, 1998.

SCHWARZKOPF, M. D.; FELLS, S. B. The simplified exchange method revisited: An accurate, rapid method for computation of infrared cooling rates and fluxes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 96, n. D5, p. 9075-9096, 1991.

SEKIGUCHI, M.; NAKAJIMA, T. A k-distribution-based radiation code and its computational optimization for an atmospheric general circulation model. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, v. 109, n. 17–18, p. 2779–2793, 2008.

SEN, P. K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American statistical association*, v. 63, n. 324, p. 1379-1389, 1968.

SENEVIRATNE, S. I.; NICHOLLS, N.; EASTERLING, D.; GOODESS, C.; KANAE, S.; KOSSIN, J.; LUO, Y.; MARENGO, J.; MCINNES, K.; RAHIMI, M.; REICHSTEIN, M.; SORTEBERG, A.; VERA, C.; ZHANG, X. *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation, Special Report on Extremes (SREX): Changes in Climate Extremes and their Impacts on the Natural Physical Environment by the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2012.

SHEFFIELD, J.; WOOD, E. F. Global trends and variability in soil moisture and drought characteristics, 1950-2000, from observation-driven simulations of the terrestrial hydrologic cycle. *Journal of Climate*, v. 21, n. 3, p. 432–458, 2008.

SILLMANN, J.; KHARIN, V. V.; ZHANG, X.; ZWIERS, F. W.; BRONAUGH, D. Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 1. Model evaluation in the present climate. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 118, n. 4, p. 1716–1733, 2013.

SILVA DIAS, M. A. F.; DIAS, J.; CARVALHO, L. M. V.; FREITAS, E. D.; SILVA DIAS, P. L. Changes in extreme daily rainfall for São Paulo, Brazil. *Climatic Change*, v. 116, n. 3–4, p. 705–722, 2013.

SILVA, W. L.; DEREZYNSKI, C. P. Caracterização climatológica e tendências observadas em extremos climáticos no estado do Rio de Janeiro. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 37, n. 2, p. 123-138, 2014.

SILVA, W.L., XAVIER, L.N.R., MACEIRA, M.E.P. AND ROTUNNO, O.C. Climatological and hydrological patterns and verified trends in precipitation and streamflow in the basins of Brazilian hydroelectric plants. *Theoretical and Applied Climatology*, pp.1-19., 2018.

SIMOLO, C.; BRUNETTI, M.; MAUGERI, M.; NANNI, T. Evolution of extreme temperatures in a warming climate. *Geophysical Research Letters*, v. 38, n. 16, 2011.

SKANSI, M.M.; BRUNET, M.; SIGRÓ, J.; AGUILAR, E.; GROENING, J.A.A.; BENTANCUR, O.J. e ROJAS, C.O. Warming and wetting signals emerging from analysis of changes in climate extreme indices over South America. *Global and Planetary Change*, 100, p. 295-307, 2013

STOTT, P. A.; GILLET, N. P.; HEGERL, G. C.; KAROLY, D. J.; STONE, D. A.; ZHANG, X.; ZWIERS, F. Detection and attribution of climate change: A regional perspective. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, v. 1, n. 2, p. 192–211, 2010.

TAKATA, K.; EMORI, S.; WATANABE, T. Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff. *Global and Planetary Change*, v. 38, n. 1–2, p. 209–222, 2003.

TANG, Q., OKI, T. (Ed.). *Terrestrial water cycle and climate change: Natural and human-induced impacts*. John Wiley & Sons. 2016.

TEIXEIRA, M. da S.; SATYAMURTY, P. Trends in the frequency of intense precipitation events in southern and southeastern Brazil during 1960-2004. *Journal of Climate*, v. 24, n. 7, p. 1913–1921, 2011.

TENCER, B.; BETTOLLI, M. L.; RUSTICUCCI, M. Compound temperature and precipitation extreme events in southern South America: Associated atmospheric circulation, and simulations by a multi-RCM ensemble. *Climate Research*, v. 68, n. 2–3, p. 183–199, 2016.

THORNCROFT, C. D.; ROWELL, D. P. Interannual variability of African wave activity in a general circulation model. *International Journal of Climatology*, v. 18, n. 12, p. 1305–1323, 1998.

TRENBERTH, K.E.; JONES, P.D.; AMBENJE, P.; BOJARIU, R.; EASTERLING, D.; KLEIN TANK, A.; PARKER, D.; RAHIMZADEH, F.; RENWICK, J.A.; RUSTICUCCI, M.; SODEN, B.; ZHAI, P. Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007.

VALVERDE, M. C.; MARENGO, J. A. Extreme Rainfall Indices in the Hydrographic Basins of Brazil. *Open Journal of Modern Hydrology*, v. 4, n. January, p. 10–26, 2014.

VERA, C. S.; DÍAZ, L.. Anthropogenic influence on summer precipitation trends over South America in CMIP5 models. *International Journal of Climatology*, v. 35, n. 10, p. 3172-3177, 2015.

VIEIRA, R. M. S. P.; TOMASELLA, J.; ALVALA, R. C. S.; SESTINI, M.F.; AFFONSO, A.G.; RODRIGUEZ, D.A.; BARBOSA, A.A.; CUNHA, A. P. M. A.; VALLES, G.F.; CREPANI, E.; DE OLIVEIRA, S. B. P.; DE SOUZA, M. S. B.; CALIL, P. M.; DE CARVALHO, M. A.; VALERIANO, D. M.; CAMPELLO, F. C. B.; SANTANA, M. O. Identifying areas susceptible to desertification in the Brazilian northeast. *Solid Earth*, v. 6, p. 347–360, 2015. doi:10.5194/se-6-347-2015

VINCENT, L. A.; MEKIS, É. Changes in daily and extreme temperature and precipitation indices for Canada over the twentieth century. *Atmosphere - Ocean*, v. 44, n. 2, p. 177–193, 2006.

VINCENT, L. A.; PETERSON, T. C.; BARROS, V. R.; MARINO, M. B.; RUSTICUCCI, M.; CARRASCO, G.; RAMIREZ, E.; ALVES, L. M.; AMBRIZZI, T.; BERLATO, M. A.; GRIMM, A. M.; MARENGO, J. A.; MOLION, L.; MONCUNILL, D. F.; REBELLO, E.; ANUNCIACÃO, Y. M. T.; QUINTANA, J.; SANTOS, J. L.; BAEZ, J.; CORONEL, G.; GARCIA, J.; TREBEJO, I.; BIDEGAIN, M.; HAYLOCK, M. R.; KAROLY, D. Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960-2000. *Journal of Climate*, v. 18, n. 23, p. 5011–5023, 2005.

WANG, J.; ZHANG, X. Downscaling and projection of winter extreme daily precipitation over North America. *Journal of Climate*, v. 21, n. 5, p. 923–937, 2008.

WATANABE, M.; SUZUKI, T.; O'ISHI, R.; KOMURO, Y.; WATANABE, S.; EMORI, S.; TAKEMURA, T.; CHIKIRA, M.; OGURA, T.; SEKIGUCHI, M.; TAKATA, K.; YAMAZAKI, D.; YOKOHATA, T.; NOZAWA, T.; HASUMI, H.; TATEBE, H.; KIMOTO, M. Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity. *Journal of Climate*, v. 23, n. 23, p. 6312–6335, 2010.

WEHNER, M. F.; SMITH, R. L.; BALA, G.; DUFFY, P. The effect of horizontal resolution on simulation of very extreme US precipitation events in a global atmosphere model. *Climate Dynamics*, v. 34, n. 2, p. 241–247, 2010.

WESTRA, S.; ALEXANDER, L. V.; ZWIERS, F. W. Global increasing trends in annual maximum daily precipitation. *Journal of Climate*, v. 26, n. 11, p. 3904–3918, 2013.

WILCOX, E. M.; DONNER, L. J. The frequency of extreme rain events in satellite rain-rate estimates and an atmospheric general circulation model. *Journal of Climate*, v. 20, n. 1, p. 53–69, 2007.

WILKS, D. S. Cluster analysis. In: *International geophysics*. Academic press. p. 603-616. 2011.

WILLETT, K. M.; GILLETT, N. P.; JONES, P. D.; THORNE, P. W. Attribution of observed surface humidity changes to human influence. *Nature*, v. 449, n. 7163, p. 710–712, 2007.

WU, Y.; POLVANI, L. M. Recent trends in extreme precipitation and temperature over southeastern South America: The dominant role of stratospheric ozone depletion in the CESM Large Ensemble. *Journal of Climate*, v. 30, n. 16, p. 6433-6441, 2017.

YOU, Q.; KANG, S.; AGUILAR, E.; PEPIN, N.; FLUGEL, W. A.; YAN, Y.; XU, Y.; ZHANG, Y.; HUANG, J. Changes in daily climate extremes in China and their connection to the large scale atmospheric circulation during 1961-2003. *Climate Dynamics*, v. 36, n. 11-12, p. 2399-2417, 2011.

YOU, Q.; KANG, S.; AGUILAR, E.; YAN, Y. Changes in daily climate extremes in the eastern and central Tibetan Plateau during 1961-2005. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 113, n. 7, p. 1-17, 2008.

YUE, S.; WANG, C. Y. The Mann-Kendall test modified by effective sample size to detect trend in serially correlated hydrological series. *Water resources management*, v. 18, n. 3, p. 201-218, 2004.

ZANDONADI, L.; ACQUAOTTA, F.; FRATIANNI, S.; ZAVATTINI, J. A. Changes in precipitation extremes in Brazil (Paraná River basin). *Theoretical and applied climatology*, v. 123, n. 3-4, p. 741-756, 2016.

ZHAI, P. M.; PAN, X. H. Change in extreme temperature and precipitation over northern China during the second half of the 20th century. *Acta Geographica Sinica*, v. 58, n. S1, p. 1-10, 2003.

ZHANG, X.; AGUILAR, E.; SENSOY, S.; MELKONYAN, H.; TAGIYEVA, U.; AHMED, N.; KUTALADZE, N.; RAHIMZADEH, F.; TAGHIPOUR, A.; HANTOSH, T. H.; ALBERT, P.; SEMAWI, M.; KARAM ALI, M.; SAID AL-SHABIBI, M. H.; AL-OULAN, Z.; ZATARI, T.; KHELET, I. A. D.; HAMOUD, S.; SAGIR, R.; DEMIRCAN, M.; EKEN, M.; ADIGUZEL, M.; ALEXANDER, L.; PETERSON, T. C.; WALLIS, T. Trends in Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 110, n. 22, p. 1-12, 2005.

ZHANG, X.; ALEXANDER, L.; HEGERL, G. C.; JONES, P.; KLEIN TANK, A.; PETERSON, T. C.; TREWIN, B.; ZWIERS, F. W. Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *WIREs Climate Change*. 2011.



ZHAO, Q.; CARR, F. H. A prognostic cloud scheme for operational NWP models. *Monthly Weather Review*, v. 125, n. 8, p. 1931-1953, 1997.

ZHAO, Z.-C.; GAO, X.; LUO, Y. Investigations on short-term climate prediction by GCMs in China. *Acta Meteorologica Sinica -English Version*, v. 14, p. 108-119, 2000.

ZILLI, M. T.; CARVALHO, L. M. V.; LIEBMANN, B.; SILVA DIAS, M. A. A comprehensive analysis of trends in extreme precipitation over southeastern coast of Brazil. *International Journal of Climatology*, v. 37, n. 5, p. 2269–2279, 2017.

ZWIERS, F. W.; KHARIN, V. V. Changes in the extremes of the climate simulated by CGC GCM2 under CO<sub>2</sub> doubling. *Journal of Climate*, v. 11, n. 9, p. 2200–2222, 1998.

ZWIERS, F. W.; ZHANG, X.; FENG, Y. Anthropogenic influence on long return period daily temperature extremes at regional scales. *Journal of Climate*, v. 24, n. 3, p. 881–892, 2011.