

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA**

PEDRO TEIXEIRA VALENTE

**Identificação das Áreas mais Sujeitas a
Eventos Extremos de Temperatura e Precipitação
no Sudeste da América do Sul**

PORTO ALEGRE

2015

**Identificação das Áreas mais Sujeitas a
Eventos Extremos de Temperatura e Precipitação
no Sudeste da América do Sul**

Trabalho de conclusão de curso de graduação
apresentado com o intuito de obter
o grau de Bacharel em Geografia.

Porto Alegre
2015

AGRADECIMENTOS

É meu dever começar pelo maior professor que tive ao longo da vida: meu avô Miguel Amaro Teixeira, que segue vivo lecionando a todos as melhores maneiras de se levantar a cada queda. Obrigado por me mostrar a arte da resiliência, “Cururu”!

Também não posso deixar passar a oportunidade de dizer obrigado a minha querida avó Wilma dos Santos Teixeira (*in memoriam*). Que eu consiga escrever meu nome no mundo com as palavras que tu me ensinaste.

Aos meus pais, Aline e Paulo Renato, por serem tão diferentes. Graças a isto pude aprender uma quantidade incomensurável de coisas e, por ter metade de cada um, saber uni-las.

Ao meu orientador, Jefferson Cardia Simões, por me ensinar como a ciência deve ser feita e por me mostrar que nem todos os caminhos são confiáveis. Apesar de cedo para falar de ciência, obrigado por ampliar minha capacidade crítica!

Ao meu coorientador, Éder Leandro Bayer Maier, por me auxiliar a iniciar este trabalho. Obrigado por abrir mão do seu tempo para me ajudar com minhas dúvidas e por disponibilizar seus roteiros, dados e conhecimento comigo!

Ao professor Maurinto Reis por ser o primeiro a me apoiar na escolha do curso. Mesmo que indiretamente, foste responsável por me fazer perceber que a Geografia está na minha vida há muito mais tempo que imagino.

A minha família, principalmente minhas tias, Luciene “Tata” e Maura “Dadá”, meus irmãos Lucas e Bruna, meu primo Vinícius e o “Petu’s”! Assim como meus pais e avós, vocês compõem a sólida base que me sustenta!

Aos meus amigos, que há anos aguentam minhas piadas ruins e “histórias de pescador”! Urruth, Ben-hur, Leon, Guilherme, Danilo, Rafa, Kati, Hermann, Helena, Anelise, Samuel, Fábio, Marina e tantos outros. Que eu siga ao lado de vocês enquanto viver. Valeu, tigrada!

À Camila Medronha por ouvir minhas reclamações e anseios durante muito tempo e por me mostrar que o dinheiro, a comida, o transporte e qualquer outro problema são recompensados com um simples pôr do sol. Obrigado por me ensinar a apreciar uma paisagem!

Aos meus amigos geográficos! Em especial ao Lucas Sant’Anna (única vez que escrevi teu sobrenome corretamente), Marcos Cazali, Francisco Aquino, Luiza Zavarize, Enoil de Souza Júnior, TauãRasia, Ulisses Bremer, Robson Peres, Maurício Vaz e todos os membros que compõem o Centro Polar e Climático e o Departamento de Geografia. A Geografia foi, sem dúvida, o melhor tiro no escuro que eu já dei!

Para finalizar, à Universidade Federal do Rio Grande do Sul pelos anos vividos dentro dela e por todos os recursos disponibilizados ao longo da minha trajetória acadêmica.

Muito Obrigado!

“Na vida é preciso ter um afeto e um projeto.”

Wilma dos Santos Teixeira

RESUMO

Este trabalho identifica as áreas afetadas com maior frequência por anomalias climáticas extremas de precipitação e de temperatura no sudeste da América do Sul (40°S a 15°S e 62°W a 37°W). São analisadas séries temporais no núcleo das regiões de maior frequência destas anomalias para identificar seus fatores controladores e seus tempos de retorno. Foram usados dados dos totais mensais da precipitação (1900–2008) e médias mensais da temperatura (1943–2008) compilados e disponibilizados pela Universidade de Delaware. Primeiramente, esses dados foram comparados com registros de estações meteorológicas ao longo da área de estudo pelo teste de Kolmogorov-Smirnov. Após, calculou-se as anomalias e utilizou-se a técnica da distribuição de frequência em quartis para identificação dos eventos extremos. Identificadas as zonas de maior concentração de eventos, esses foram especializados em um mapa de frequência com o propósito de conhecer suas áreas de maior atuação. Após, foi selecionada uma série temporal no núcleo de cada zona para ser comparada a episódios dos eventos El Niño e La Niña e concluiu-se que a zona de maior ocorrência de anomalias extremas de precipitação, tanto nos meses muito secos quanto úmidos, localiza-se na foz do rio da Prata. Já os eventos extremos de temperatura localizam-se próximos ao Trópico de Capricórnio, onde os meses muito frios (quentes) situam-se no leste (centro) do continente sul-americano. Finalmente, constatou-se que 50% dos casos identificados de eventos extremos ocorrem durante eventos de El Niño ou La Niña.

Palavras Chave: Climatologia, variabilidade climática, anomalias climáticas extremas.

ABSTRACT

This work identifies the most frequently affected areas by extreme anomalies of precipitation and temperature in southeastern South America (40°S to 15°S, 62°W to 37°W). Time series were analyzed in the core of regions that presents the major anomaly frequency to identify what causes those anomalies and their cycles. Monthly total rainfall (1900-2008) and monthly mean temperature (1943-2008) data, compiled and made available by the University of Delaware, were used. Firstly, the data were compared with records from weather stations along the studied area by Kolmogorov-Smirnov test. After that, anomalies were calculated and the quarties technique was used to identify the extreme episodes. After identifying the areas of greater concentration of events, these were spatialized in a frequency map. Then, time series were selected inside the core of each zone to be compared with El Niño/La Niña episodes. It was concluded that the most affected area by extreme precipitation anomalies, both very dry and humid months, are located at River Plate's mouth. On the other hand, extreme temperature anomalies are concentrated near to Capricorn tropic, where colder months (hotter) occurs at the east (center) of South America continent. Finally, it was found that 50% of identified cases are related with El niño/La niña episodes.

Key Words:Climatology, climatic variability, extreme events.

SUMÁRIO

1 – Introdução e Objetivos.....	13
1.2 – Objetivos e Justificativas.....	15
1.2.1 – Objetivo Geral.....	15
1.2.2 – Objetivos Específicos.....	15
1.2.3 – Justificativa.....	15
2 – Referencial Teórico.....	17
2.1 – Vulnerabilidade.....	17
2.2 – Eventos Extremos.....	17
2.3 – Temperatura.....	18
2.4 – Precipitação.....	20
2.5 – Mecanismos Atmosféricos.....	23
2.5.1 – Massas de Ar.....	23
2.5.1.1 – Massas de Ar Frio.....	23
2.5.1.2 – Massas de Ar Quente.....	24
2.5.2 – Frontogênese.....	24
2.5.2.1 – Frentes Quentes.....	24
2.5.2.2 – Frentes Frias.....	25
2.5.2.3 – Frentes Oclusas.....	25
2.5.3 – Zona de Convergência do Atlântico Sul.....	26
2.5.3.1 – Interação ZCAS com o Relevo Oceânico.....	27
2.5.3.2 – ZCAS e os Eventos Extremos de Precipitação.....	28
2.5.4 – Jatos.....	29
2.5.4.1 – Jatos de Altos Níveis.....	29
2.5.4.2 – Jatos de Baixos Níveis.....	30
2.5.5 – Complexos Convectivos de Mesoescala.....	31
2.6 – Fenômenos Climáticos e Teleconexões.....	31
2.6.1 – El Niño – Oscilação Sul.....	31
2.6.2 – Variabilidade do Atlântico Sudoeste.....	33
2.6.3 – Oscilação Antártica.....	36
3 – Métodos e Técnicas.....	37
3.1 – Área de Estudo.....	37
3.2 – Cálculo de médias.....	37

4 – Resultados.....	41
4.1 – Meses Muito Frios.....	41
4.2 – Meses Muito Quentes.....	43
4.3 – Meses Muito Secos e Muito Úmidos.....	46
4.3.1 – Meses Muito Secos.....	46
4.3.2 – Meses Muito Úmidos.....	46
4.3.3 – Série Temporal das Anomalias de Precipitação.....	48
5 – Conclusões.....	51
6 – Referências.....	53

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Médias mensais de temperatura na região de estudo.....	17
Figura 2 – Distribuição das médias mensais de temperatura na área de estudo.....	18
Figura 3 – Precipitações Médias Mensais no Sudeste da América do Sul.....	19
Figura 4 – Distribuição das médias mensais de precipitação na área de estudo.....	20
Figura 5 – Atuação da ZCAS sobre a América do Sul.....	26
Figura 6 – Representação esquemática da circulação superficial do giro subtropical do Atlântico Sul e a corrente Brasil- Malvinas.....	32
Figura 7 – Área de estudo representando o sudeste da América do Sul e estações meteorológicas escolhidas para a validação dos dados Delaware.....	37
Figura 8 – Demonstração do método dos quartis.....	40
Figura 9 – Frequência de anomalias negativas de temperatura.....	41
Figura 10 – Série temporal da área de maior concentração dos extremos negativos de temperatura.....	42
Figura 11 – Extremos negativos de temperatura comparados aos episódios de El Niño/La Niña.....	43
Figura 12 – Frequência de anomalias positivas de temperatura.....	43
Figura 13 – Série temporal da área de maior concentração de extremos positivos de temperatura.....	45
Figura 14 – Extremos positivos de temperatura comparados aos episódios de El Niño/La Niña.....	45
Figura 15 – Frequência de anomalias negativas de precipitação.....	47
Figura 16 – Frequência de anomalias positivas de precipitação.....	48
Figura 17 – Série temporal da área de maior concentração de extremos de precipitação.....	49
Figura 18 – Extremos de precipitação comparados aos episódios de El Niño/La Niña.....	51

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Fatores que influenciam na vulnerabilidade.....	15
Tabela 2 – Estações meteorológicas utilizadas para validação dos dados da Universidade de Delaware.....	38

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1 – Anomalia.....	39
---------------------------	----

LISTA DE ABREVIACOES

ASAS – Alta Subtropical da América do Sul
ASW – Atlântico Sudoeste
CB – Corrente do Brasil
Cb – Cumulonimbus
CBM – Corrente Brasil-Malvinas
CCM- Complexo Convectivo de Mesoescala
CLA – Camada Limite Atmosférica
CM – Corrente das Malvinas
EE – Eventos Extremos
ENSO – El Niño – Oscilao Sul
Fft – *Fast Fourier Transform*
FRP – Foz do Rio da Prata
HS – Hemisfério Sul
JAN – Jatos de Altos Níveis
JBN – Jatos de Baixos Níveis
JP – Jato Polar
JST – Jato Subtropical
OA – Oscilao Antártica
ODP – Oscilao Decadal do Pacífico
SAM – *Southern AnnularMode*
SEAS – Sudeste da América do Sul
TMA – Temperatura Média Anual
TSM – Temperatura da Superfície do Mar
VASW – Variabilidade do Atlântico Sudoeste
ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT – Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZPS – Zonas de Precipitao Subtropicais

1. INTRODUÇÃO

Obalço térmico e hídrico das esferas terrestres (atmosfera, biosfera, criosfera, hidrosfera e litosfera) é de interesse para a humanidade porque influencia diretamente na produtividade de alimentos. Além disso, somos vulneráveis às condições extremas que podem transformar o ambiente, afetando a produção de alimentos, residência, lazer, etc.

Nesse contexto, a compreensão da variabilidade climática é fundamental para reduzir a vulnerabilidade às variações ambientais, pois ela é determinante na produtividade primária e secundária dos ecossistemas (Obermaier, 2011). Por isso, alterações na temperatura e precipitação influenciam na quantidade e qualidade de diferentes tipos de fontes de energia renováveis como, por exemplo, a alimentação humana e o etanol.

A vulnerabilidade de um local corresponde à propensão desta área a um determinado evento extremo que possa causar impactos ambientais como, por exemplo, um período de calor intenso ou precipitações excessivas, as quais, podem causar grande estresse nos ecossistemas ou transformá-los radicalmente. Estes eventos geralmente ocorrem em determinadas estações e são forçados por fatores de mesoescala ou escala global (Obermaier, 2011).

Períodos com secas prolongadas ou inundações, bem como a ocorrência de temperaturas muito baixas ou muito altas, são denominados eventos extremos porque apresentam magnitudes que ultrapassam a capacidade de resiliência do ecossistema, causando assim impactos ambientais (Marengo, 2010). Em alguns casos, é possível mitigar estes impactos por meio de um planejamento ambiental eficiente.

Neste contexto, as investigações sobre a variabilidade climática podem ser uma ferramenta valiosa para minimizar as vulnerabilidades frente aos eventos extremos, que levam a impactos notavelmente destrutivos como enchentes, furacões, secas e deslizamentos de massa (Marengo, 2010).

O atual grau de intervenção humana na natureza nos torna cada vez mais vulneráveis às situações extremas devido à diminuição da resiliência ambiental. Isso leva à necessidade de um desenvolvimento planejado que vise à sustentabilidade. Logo, o conhecimento da natureza torna-se fundamental para a seleção de determinadas aptidões e restrições de usos que possam levar a essa sustentabilidade.

Neste trabalho é realizado um zoneamento da região sudeste da América do Sul (15°S a 40°S de latitude e 37°W a 60°W de longitude) que manifesta as maiores

frequências de eventos extremos de temperatura (1943–2008) e precipitação (1900–2008) usando uma técnica estatística simples, mas eficiente, que é a distribuição de frequências em quartis (Assis, 1996). Além disso, foram identificados ciclos temporais nas séries selecionadas nos núcleos das zonas que apresentam maior frequência de eventos extremos. Esses ciclos temporais foram comparados a episódios de El Niño e La Niña para identificar a influência desses fenômenos em episódios de eventos extremos.

1.2 – Objetivos e Justificativa

1.2.1 – Objetivo Geral

Este trabalho investiga o número e a ciclicidade dos eventos extremos de precipitação e temperatura na região sudeste da América do Sul (15°S a 40°S de latitude e 37°W a 60°W de longitude).

1.2.2 – Objetivos Específicos

- Identificar a ocorrência de eventos extremos;
- Classificar as zonas mais vulneráveis à ocorrência desses eventos;
- Determinar a existência de ciclos temporais desses eventos;
- Identificar relações entre os eventos extremos e episódios de El Niño e La Niña.

1.2.3 – Justificativa

Com o atual grau de intervenção humana no meio natural, cada vez mais municípios convivem com situações extremas, o que leva à necessidade de um desenvolvimento planejado que vise a sustentabilidade. Logo, o conhecimento da natureza torna-se fundamental para a seleção de determinadas aptidões e restrições de usos que possam levar ao aumento do potencial de resiliência dos núcleos urbanos e rurais (Christofolletti, 1999).

Este trabalho visa servir de base para a defesa civil e departamentos estaduais ou federais de cunho ambiental a encontrar maneiras de prevenir as consequências de desastres naturais.

2 – REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 - Vulnerabilidade

Vulnerabilidade de um local é a propensão de uma área a um determinado evento extremo que possa causar impactos ambientais como, por exemplo, um período de calor intenso ou precipitações excessivas, podendo causar grande estresse nos ecossistemas ou transformá-los radicalmente. Esses eventos geralmente ocorrem em determinadas estações e são forçados por fatores de meso escala ou globais (OBERMAIER, 2011).

De acordo com Fuessel (2007), o conceito de vulnerabilidade necessita da definição de seis fatores (tabela 1). É interessante que esta noção leva em conta tanto interações socioambientais originadas internamente (*e.g.*, agricultura ou moradia em uma região determinada), quanto interações socioambientais externas (*e.g.*, mudanças climáticas).

Tabela 1-Fatores que influenciam na vulnerabilidade (adaptado de Fuessel, 2007)

Número	Fatores de vulnerabilidade	Exemplos
1	Sistema vulnerável	Áreas de monocultura, áreas urbanas, metrópoles.
2	Atributo de preocupação	Estresse hídrico e térmico
3	Perigo	Inundações, secas, geadas e calor excessivo
4	Referência temporal	Curto ou médio prazo (tempo de retorno).
5	Esfera	Área de atuação do evento extremo.
6	Domínio	Fatores socioeconômicos e ambientais presentes dentro da esfera.

2.2 – Eventos Extremos

Inicialmente, necessitamos conceituar os Eventos Extremos (EE), os quais são definidos por MARENGO (2010) como:

Episódios intensificados de algum tipo de fator natural, como chuvas e variações de temperatura. Os eventos extremos geram fenômenos que levam a impactos notavelmente destrutivos, como enchentes, furacões, secas e deslizamentos de massa.

É importante ressaltar que neste trabalho adaptou-se a nomenclatura de EE para anomalias climáticas extremas, visto que os episódios são analisados em uma escala mensal, apresentando assim 780 meses de análise para a variável temperatura e 1308 meses para a variável precipitação. Para ser computado como uma anomalia climática extrema, o mês precisa possuir um valor médio muito abaixo ou muito acima da climatologia do lugar analisado.

2.3 – Temperatura

Na porção norte do sudeste da América do Sul (15°S a 40°S de latitude e 37°W a 60°W de longitude) a temperatura possui três padrões de comportamento (figura 1): – O primeiro possui as maiores médias, superiores a 22°C, pois no oeste observa-se baixas altitudes e relativa distância do oceano, o que aumenta o efeito da continentalidade. Devido a diversidade dos fatores geográficos, há uma complexa variabilidade climática no Centro-Oeste brasileiro. De acordo com Alves (2009, p. 239), a primavera e o verão apresentam as temperaturas mais elevadas, principalmente na primavera, com médias de máximas superior a 33°C ao norte e 26°C ao sul. No inverno, com a entrada de massas de ar frio, as temperaturas tornam-se mais amenas, podendo chegar a valores bem próximos de 0°C e com possibilidade de geada em algumas regiões. A incursão dessas massas de ar é denominada de friagem. Também é comum a umidade relativa do ar ficar extremamente baixa durante o inverno, com a temperatura elevando-se à tarde e caindo após o pôr do sol e durante a madrugada até aproximadamente 10°C. Contudo, as temperaturas médias de inverno variam entre 20°C e 25°C.

O segundo padrão possui médias mais baixas, entre 19°C e 21°C, e situa-se nas áreas mais elevadas, onde o aumento da altitude é o principal fator do declínio da temperatura.

O terceiro padrão situa-se nas áreas montanhosas, principalmente na Serra da Paranapiacaba (23°46'S; 46°19'W), onde as temperaturas médias variam entre 14°C e 18°C. A topografia é o principal fator que determina as menores médias da temperatura, gerando verões mais afáveis e os invernos mais rigorosos.

Na porção sul da região subtropical da América do Sul ocorre a maior amplitude térmica, apresentando variação média de 11°C, enquanto a região norte indica 7°C (Grimm, 2009). Por exemplo, as temperaturas médias no inverno variam entre 11°C e 18°C e no verão entre 20°C e 25°C.

A região subtropical caracteriza-se por grandes variações térmicas em distintas escalas temporais (figura 2). Por exemplo, podem ocorrer variações de 20°C em menos de 24 horas.

O relevo torna-se notável com as baixas temperaturas nos pontos de maior altitude. Pode-se observar, tanto na serra de Santa Catarina quanto na região central do Paraná, registros de temperatura média equivalentes aos medidos no extremo sul. Devido a altitude, também é comum registrar-se eventos de geada nessas regiões. Nas estações sazonais de transição, os padrões de temperatura são semelhantes a estação anterior. Em outras palavras, o outono é semelhante ao verão e a primavera ao inverno.

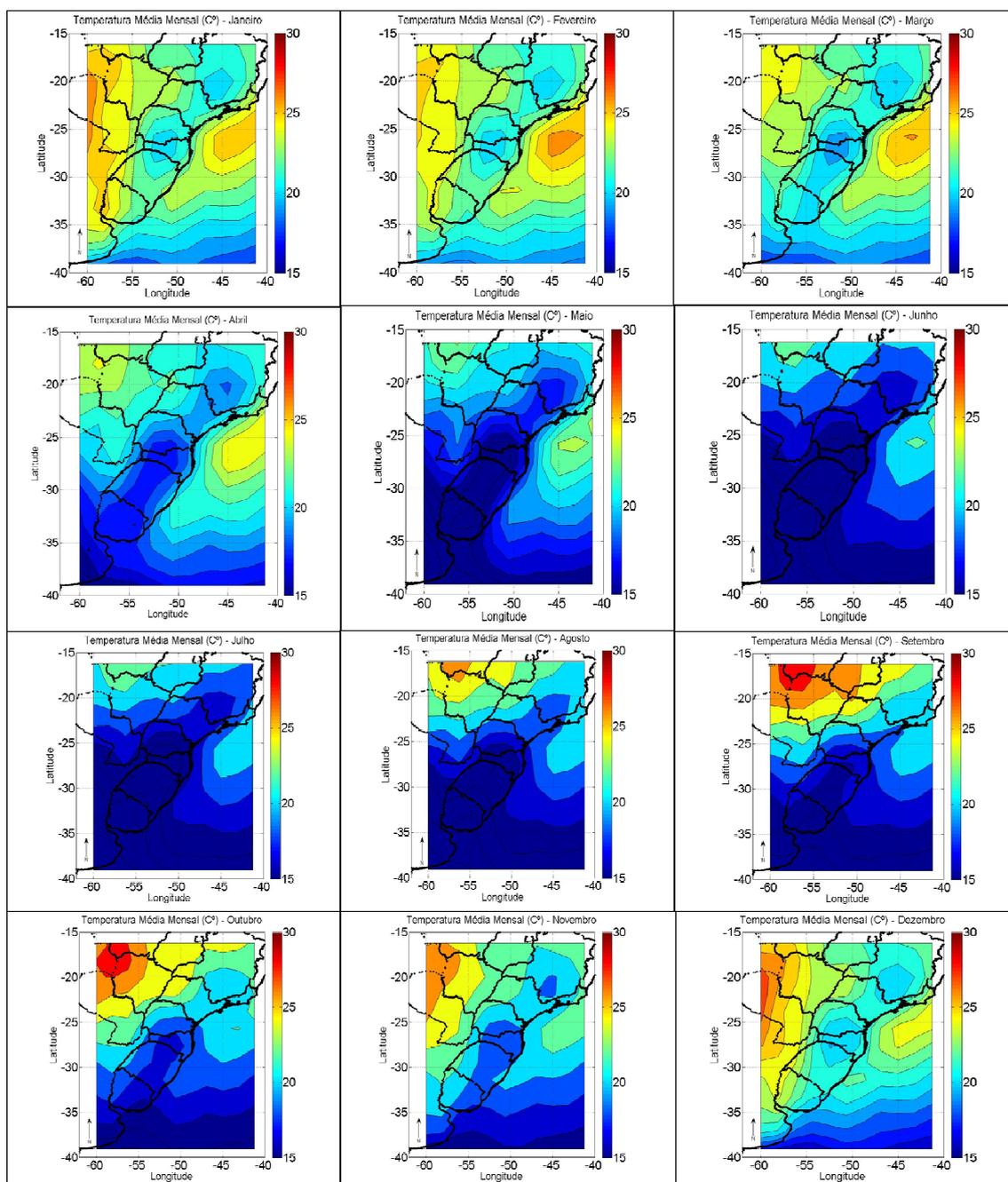


Figura 1 - Médias mensais de temperatura na região de estudo. Os tons avermelhados indicam médias mensais acima de 25°C. Da mesma forma, os tons azulados indicam médias mensais inferiores a 25°C.

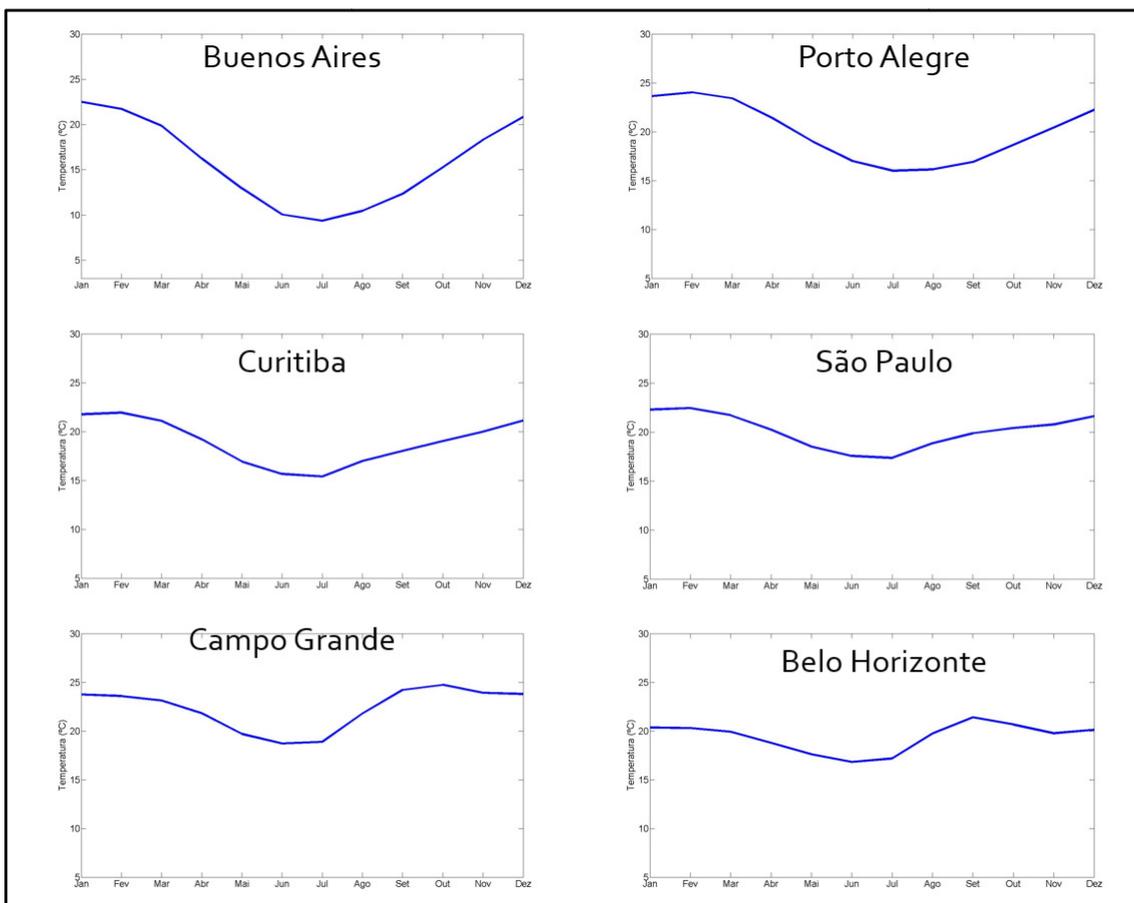


Figura 2 - Distribuição de médias mensais de temperatura na área de estudo.

2.4 – Precipitação

Em resumo, as precipitações na região subtropical da América do Sul (figuras 3 e 4) são abastecidas por dois fluxos de umidade (Reboita, 2010): um proveniente do Atlântico Sul, derivado dos sistemas de alta pressão atmosférica sobre o referido oceano. A outra fonte de umidade é o Atlântico Norte, a qual é reciclada sobre a Amazônia, vertente oriental dos Andes e região do Chaco. Ressalta-se a importância da cadeia de montanhas dos Andes para direcionar os ventos zonais na região equatorial para a região subtropical.

No norte da região subtropical, principalmente na faixa litorânea, observam-se os maiores índices da precipitação, entre 2500mm e 4.500mm. Na mesma latitude, porém no interior do continente, registram-se chuvas em torno de 1200mm e 1700mm. Na porção sul dessa região a precipitação varia entre 1000 e 1200mm por ano, distribuídos similarmente ao longo do ano (Grimm, 2009).

A sazonalidade da precipitação é um aspecto marcante (figura 3), pois existem massas de ar oriundas do oceano Atlântico e massas de ar vindas da Amazônia, que

passam ao lado da cordilheira dos Andes e região do Chaco até chegar a região subtropical da América do Sul.

O ciclo sazonal é dividido em duas fases: uma seca (inverno) e a outra chuvosa (verão). Na primeira, a alta pressão atmosférica no interior do continente inibe a convergência de umidade nas proximidades do trópico e as frentes frias causam as principais chuvas sobre a Argentina, Uruguai e sul do Brasil. Na segunda fase, as circulações atmosféricas de monções da América do Sul alimentam as convergências de mesoescala em toda região e convergências frontais, gerando totais mensais acima de 100mm (Grimm, 2009; Reboita, 2010).

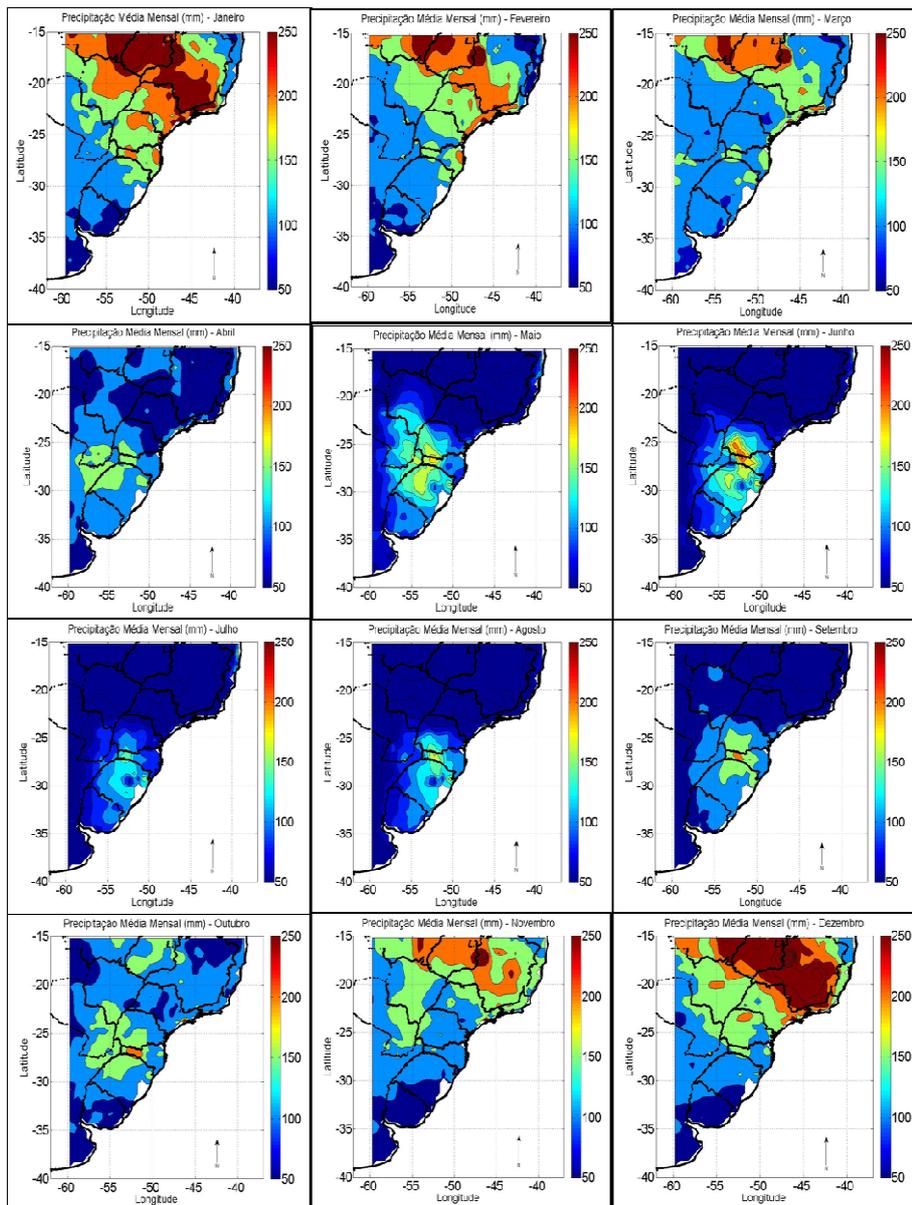


Figura 3 - Precipitações médias mensais no sudeste da América do Sul. Os tons avermelhados indicam médias mensais acima de 200mm. Da mesma forma, os tons azulados indicam médias mensais inferiores a 200mm.

No verão, o aquecimento da superfície e o aporte de umidade para dentro do continente, ao sul, tendem a instabilizar a atmosfera, produzindo mais convecção, transportando-a para o norte, onde se associam às monções sul-americanas. No norte, também nota-se a frequente presença de complexos convectivos de mesoescala (CCM's), que nada mais são do que grandes aglomerados de nuvens do tipo CumuloNimbus que contribuem para o acúmulo de precipitação (Grimm, 2009; Reboita, 2010; Viana, 2009).

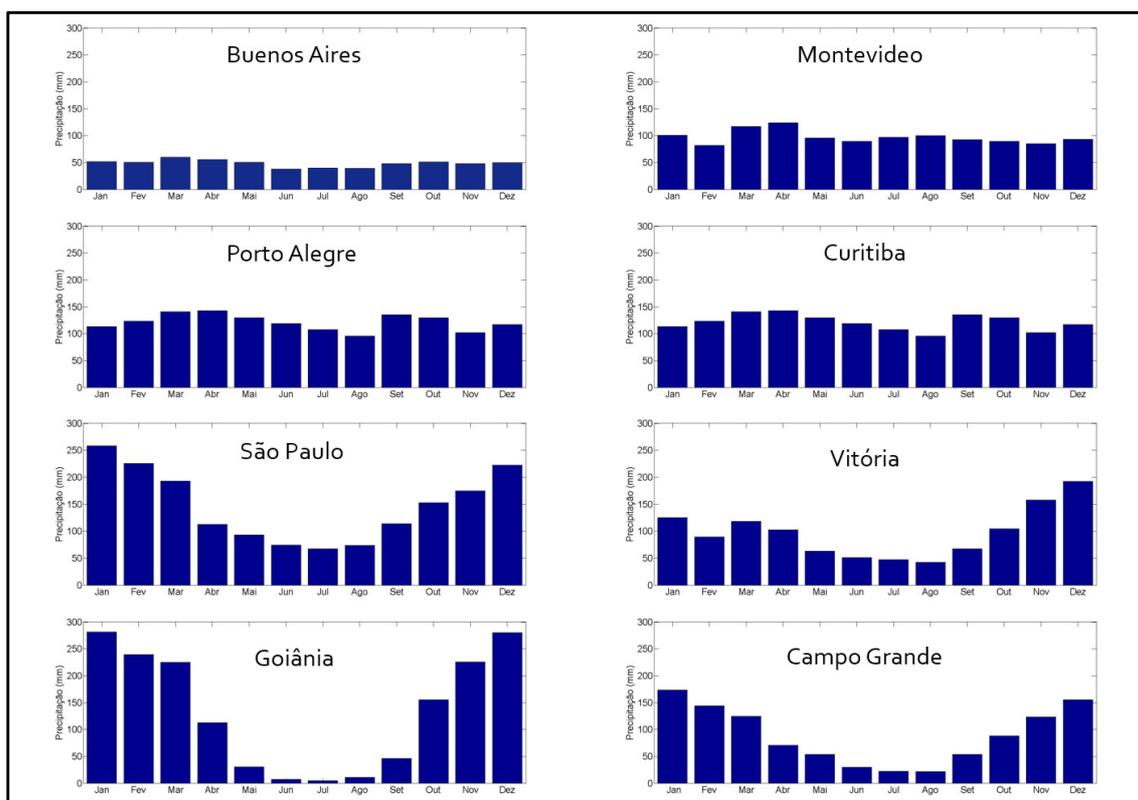


Figura 4 - Distribuição de médias mensais de precipitação na área de estudo.

No inverno, a maior parte desta convergência desloca-se para o sul da região sul, onde frequentemente registram-se eventos de ciclogênese (formação de ciclones). O sudeste da região sul do Brasil corresponde à área mais afetada. Como já dito por Reboita (2010), a região sul mantém seus índices de precipitação mensais semelhantes ao longo do ano todo, porém no inverno há o registro de ciclogênese. Este fenômeno é intensificado pela confluência da corrente do Brasil (mais quente) com a corrente das Malvinas (mais fria).

Salienta-se que há uma transição entre dois regimes no ciclo anual de precipitação da região sul (figura 4): monções de verão ao norte e precipitações

concentradas no inverno em latitudes médias, sendo responsáveis pelos máximos mensais nos meses de janeiro e julho, respectivamente. Em outras palavras, ao norte apresenta-se um sistema de monções enquanto, no resto, apresentam-se variações ao longo de todo ano.

2.5 – Mecanismos Atmosféricos

2.5.1 – Massas de Ar

Massas de ar funcionam como um grande corpo de ar cujas propriedades físicas são mais ou menos uniformes por centenas de quilômetros. Barry e Chorley (2013, p. 224) afirmam que três fatores determinam a natureza de uma massa de ar:

- (1) a condição da área onde a massa de ar adquire suas qualidades originais;
- (2) a direção do movimento e as mudanças ocorridas em uma massa de ar ao longo de grandes distâncias;
- (3) a idade de uma massa de ar.

As massas de ar são classificadas conforme dois fatores chave: a temperatura (envolvendo o ar polar, ártico ou tropical) e o tipo de superfície da sua região de origem (marítimo ou continental).

À medida que uma massa de ar se afasta de sua origem, ela troca calor e umidade com a superfície do solo e por processos dinâmicos da atmosfera. Uma massa de ar barotrópica (dependente de temperatura e pressão) pode se transformar em uma massa de ar baroclínica (dependente apenas da pressão). Portanto, a estrutura de um fluxo de ar em um determinado momento é condicionada pelo histórico de modificação ao longo do seu trajeto. Conforme o seu percurso, suas características se fundem com as dos fluxos de ar adjacentes, podendo ser influenciadas por uma nova fonte. A duração das características originais de uma massa de ar depende muito da extensão de sua área fonte e do padrão de pressão que afeta esta. O ar mais baixo transforma-se muito mais rapidamente que o ar superior, embora modificações em altos níveis também sejam relevantes para processos meteorológicos.

2.5.1.1 – Massas de Ar Frio

Caracterizadas pela sua sequeidão extrema, poucas nuvens e baixas temperaturas, estas massas de ar são oriundas de regiões frias do planeta. Por exemplo, o continente antártico e os mantos de gelo são fontes durante todo o ano. Contudo, não existem fontes de ar continental polar devido à predominância de áreas oceânicas em médias latitudes. O oceano opera como um agente regulador dessas massas de ar, modificando frentes polares ou antárticas consideravelmente em todas as estações.

2.5.1.2 – Massas de Ar Quente

Originam-se em células de alta pressão subtropicais e, durante o verão, nos corpos de ar quente superficial que caracterizam o centro de grandes áreas continentais. No hemisfério sul (HS), a região fonte de ar tropical marítimo cobre aproximadamente metade do hemisfério. Não existe um gradiente de temperatura significativo entre o equador e a convergência subtropical oceânica a 40°S. As regiões fonte também podem ser definidas a partir da análise de fluxos de ar. As linhas dos ventos resultantes em meses específicos podem ser usadas para analisar áreas de divergências que representam regiões fontes de massas de ar. Como predominam oceanos, a climatologia de circulação de ar no HS é muito mais simples. Logo, as áreas fontes são os anticiclones oceânicos subtropicais.

2.5.2 – Frontogênese

Muitas das mudanças cotidianas são associadas à formação e ao movimento de frente entre diferentes massas de ar, operando como uma onda, que alteram uma série de variáveis, causando interferência entre massas de ar distintas (Barry e Chorley, 2013). As frentes, então, são as linhas de contato entre duas massas de ar próximas que diferenciam-se quanto aos valores de umidade e temperatura, causando assim uma potente instabilidade atmosférica. As frentes se distribuem em três tipos: quentes, frias e oclusas.

2.5.2.1 – Frentes Quentes

Correspondem à borda dianteira de uma massa de ar quente que avança sobre uma massa de ar fria (Mendonça, 2007). Costumam elevar a temperatura, umidade e pressão. Quanto a precipitação, esta concentra-se na parte dianteira da frente quente. A frente do tipo Ana, com ar quente ascendente, tem nuvens de múltiplas camadas, que se espessam e abaixam gradualmente em direção à posição superficial da frente. As primeiras nuvens a se formar são do tipo cirrus, seguidas por cirrustratus e altostratus. Esta última obscurece o sol devido a sua espessura, originando garoa. Com precipitação contínua, transforma-se em nimbustratus.

Na frente do tipo Cata, o ar quente restringe a formação de nuvens em níveis médios e elevados. A nuvem frontal costuma ser do tipo stratocumulus (Barry e Chorley, 2013). Na passagem da frente quente o vento vira, a temperatura ascende e a queda de pressão é controlada. A chuva passa a ser periódica ou cessa no ar quente e a tênue camada de stratocumulus corre o risco de se dissipar. A precipitação deste tipo de frente costuma ser leve ou em forma de garoa, ambas formadas por coalescência.

Ressalta-se que a previsão de uma frente quente é complicada devido ao fato da sua extensão compreender tanto frentes do tipo ANA quanto do tipo CATA em suas dimensões verticais e horizontais.

2.5.2.2 – Frentes Frias

Identifica-se como a porção dianteira de uma massa de ar frio avançando rumo a uma massa de ar quente (Barry e Chorley, 2013). Ao contrário da frente quente, a frente fria diminui a temperatura e a umidade e eleva a pressão, além de influenciar consideravelmente na direção dos ventos. O modelo clássico de frente fria é do tipo Ana e a nuvem geralmente é do tipo cumulonimbus. Já em frentes de padrão Cata, observam-se nuvens stratocumulus. É comum as frentes Ana apresentarem fortes chuvas torrenciais. No entanto, a duração do período de mau tempo é menor que a das frentes quentes. De acordo com Barry e Chorley (2013) “com a passagem da frente fria, o vento vira subitamente, a pressão sobe enquanto a temperatura cai. O céu pode se limpar repentinamente, mesmo antes da passagem de frentes frias superficiais em alguns casos, embora estas mudanças sejam mais graduais em frentes Cata frias”.

2.5.2.3 – Frentes Oclusas

As frentes frias são mais ágeis do que as frentes quentes, resultando em uma oclusão. As oclusões se formam quando três massas de ar termicamente diferentes se chocam. Embora possam ser classificadas como frias ou quentes, seu comportamento e características dependerão da interação dessas três massas de ar. Barry e Chorley (2013) afirmam que “estudos recentes sugerem que a maioria das oclusões são quentes e que a definição térmica costuma ser enganosa”. Logo, o autor propõe que uma oclusão fria (quente) se forme quando o ar estaticamente estável ocorre atrás (antes) da frente fria.

Existe um processo interessante nesse tipo de frente denominado oclusão instantânea, que ocorre ao existir uma interação entre as bandas de nuvens dentro de um cavado polar e a principal frente polar. Em uma oclusão instantânea, uma esteira de ar polar ascende como uma corrente superior, formando nuvens do tipo estratiformes ao mesmo tempo que uma esteira polar, em baixos níveis, perpendicular à corrente superior, atua gerando uma banda de nuvens convectivas e uma área de precipitação no lado do polo da frente polar principal, no extremo frontal do núcleo frio.

Outro fenômeno interessante relacionado a frentes (tanto oclusas, frias ou quentes) é a frontólise, que representa a última fase da existência de uma frente (Barry e Chorley, 2013). Seu desmembramento acontece quando não há mais diferenças entre massas de ar adjacentes. Frontólises podem ocorrer de quatro maneiras:

- 1) Estagnação mútua sobre uma superfície semelhante;
- 2) Ambas as massas de ar seguem caminhos paralelos na mesma velocidade;
- 3) Sucessão ao longo da mesma trilha e a mesma velocidade;
- 4) O sistema arrasta ar de mesma temperatura.

2.5.3 – Zona de Convergência do Atlântico Sul

Constitui-se de uma faixa de nebulosidade que parte do Atlântico Equatorial, migrando para o noroeste da Amazônia, convergindo posteriormente em direção ao

sudeste brasileiro, retornando ao oceano na região do trópico de Capricórnio. De acordo com Carvalho e Jones (2009, p.96) “a climatologia da precipitação sobre os trópicos e subtropicais da América do Sul apresenta um ciclo anual regular”. Esse ciclo percorreria o oeste da bacia amazônica e se deslocaria em direção as regiões sudeste e norte da região sul do Brasil (durante o verão). Contudo, nota-se uma banda de nebulosidade que se estende por todo esse trajeto, alterando o regime de precipitação. Esse aspecto climatológico, associado ao escoamento convergente de umidade na baixa troposfera e comumente ligado a rigorosos eventos de precipitação e deslizamentos de massa, é conhecido como Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). É importante frisar que, para o evento ser registrado como ZCAS, a banda de nuvens necessita ser constante por, pelo menos, três dias.

No caso da ZCAS, ela possui dois padrões de comportamento. O primeiro pode se estender da Amazônia até o Atlântico Subtropical ao passo que ela pode se deslocar até o sudeste (padrão). Da mesma forma, a atividade convectiva intensa associada a ZCAS pode persistir ativa por alguns dias, tendo como mínimo três para ser registrada oficialmente como ZCAS, em determinados casos. Sazonalmente, é descrita como uma região com alta variabilidade convectiva durante o verão. A ZCAS também pode migrar para a o centro da América do Sul (região do Chaco) em episódios mais fracos (Mechosoet *al*, 2005).

De acordo com Ninomiya (1984), a ZCAS compõe um grupo denominado Zonas de Precipitação Subtropicais (ZPS). Kodama (1992) sugere que a existência de uma ZPS se deve à manutenção quase estacionária de duas condições:

- 1) Jatos subtropicais fluindo em latitudes subtropicais (30^o–35^o);
- 2) Fluxos de baixos níveis em direção ao polo, a oeste das altas subtropicais.

2.5.3.1 –Interação ZCAS com o relevo oceânico

A ZCAS atua sobre diferentes partes da América do Sul, interagindo com as diversas formas de relevo existentes no continente. Localiza-se mais a leste em dezembro, já em janeiro ela está mais a oeste. A presença da relevos irregulares e elevações tende a reforçar a ZCAS, intensificar e reposicionar o máximo de precipitação na Amazônia. Regiões extensas de convecção e chuva caracterizam a ZCAS sobre o altiplano da Bolívia e o norte da América do sul. A presença de

Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM's) durante a atuação da ZCAS são consideravelmente maiores em cobertura espacial. Contudo, os CCM's são associados a uma precipitação mais fraca e a um reduzido movimento convectivo.

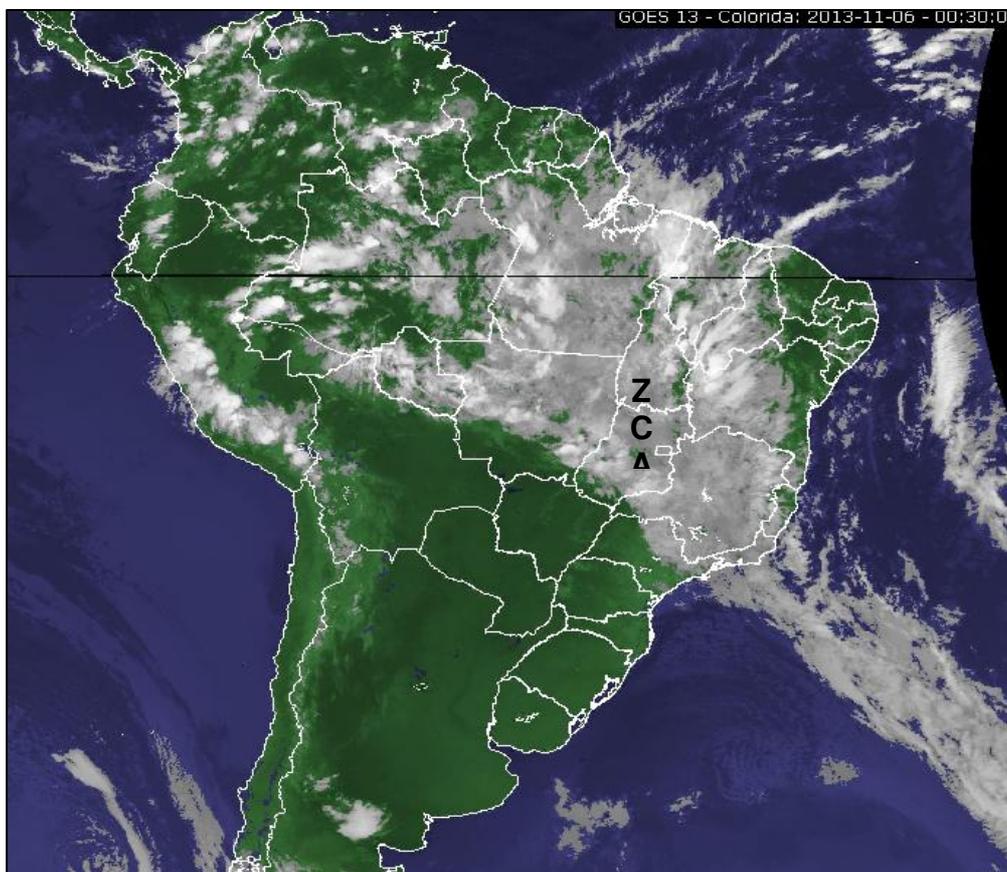


Figura 5 – Atuação da ZCAS sobre a América do Sul. Fonte: CPTEC/INPE.

Na escala interanual, o fenômeno ENSO exerce papel importante na variabilidade da monção na América do Sul e na ZCAS, inclusive na ocorrência de eventos extremos de precipitação. Em escalas mais longas, a variabilidade da ZCAS foi investigada por Robertson e Mechoso (2000). Fases quentes do ENSO parecem contribuir com a persistência da ZCAS no oceano por mais de quatro dias enquanto nas fases neutras e frias isto não costuma acontecer. O El Niño, a fase quente do ENSO, costuma favorecer a migração do jato subtropical de altos níveis, deslocando-o para oeste do Atlântico Sul. Isto seria uma consequência da migração da convecção indo-pacífica.

De acordo com Chaves e Nobre (2004), no Atlântico Sul, anomalias quentes (frias) de temperatura da superfície do mar (TSM) tendem a intensificar (enfraquecer) a ZCAS. Em contra partida, a intensificação da ZCAS tende a esfriar as águas superficiais, gerando anomalias frias de ou fracas anomalias quentes de TSM.

2.5.3.2 – ZCAS e os Eventos Extremos de Precipitação

A ZCAS exerce papel crucial na variabilidade dos episódios intensos de chuva ou seca. Na região sudeste do Brasil, por exemplo, a grande população demanda alto abastecimento de água, sujeita à variabilidade das chuvas consequentes da ZCAS. Portanto, eventos extremos de seca podem interferir consideravelmente na produção da região, da mesma forma que episódios de chuvas intensas também podem trazer prejuízos.

Carvalho, Jones e Liebmann (2002) concluíram que a intensidade da ZCAS pode influenciar na criação de eventos extremos no estado de São Paulo. De acordo com os autores, aproximadamente 65% (35%) dos eventos extremos ocorrem quando a ZCAS está em intensa (baixa) atividade convectiva. Quando as atividades convectivas da ZCAS encontram-se sobre a sua porção oceânica, os eventos extremos costumam ocorrer no Planalto Paulista e na Serra da Mantiqueira. Já quando essa atividade convectiva encontra-se sobre o continente, os eventos extremos ocorrem em todas as regiões. Barros *et al.* (2000) indicam que na parte nordeste da Argentina, Uruguai e sul do Brasil, uma diminuição (aumento) na precipitação está associada a fortes (fracas) manifestações da ZCAS e deslocamentos ao norte da sua posição climatológica (região sudeste).

2.5.4 – Jatos

2.5.4.1 – Jatos de Altos Níveis

São correntes de vento localizadas entre a tropopausa e a estratosfera, entre 9000m e 13000m de altitude (Escobar, 2009). De acordo com Christopherson (2012), é uma banda concentrada e irregular, ocorrente em ambos os hemisférios, que influencia diversos sistemas meteorológicos. Possuindo uma cortante vertical entre 20 e 40kmquilômetros e a cortante horizontal entre 20 e 100km de comprimento, os Jatos de Altos Níveis (JAN) tendem a enfraquecer suas correntes durante o verão e a fortalecê-las no inverno, em ambos os hemisférios. Segundo Escobar (2009), os jatos geralmente aparecem algumas centenas de quilômetros atrás das frentes frias e na frente das fases quentes. Há duas formas de JAN: o Jato Polar (JP) e o Subtropical (JST).

O JP caracteriza-se por um forte gradiente horizontal de temperatura na região entre 35°S e 70°S (Escobar, 2009) e (Pezzi *et al.*, 1996). Sua altura é diretamente proporcional à temperatura da intensidade da massa de ar, ou seja, quanto menor ela

for, mais baixo se encontrará o fluxo de ar. O JP possui um comportamento sazonal, migrando para latitudes mais baixas durante sua época mais intensa (inverno, quando acompanha as frentes frias, retornando a região do continente antártico durante o verão, época na qual sua intensidade diminui).

Por sua vez, o JST atua dentro do perímetro da célula de Hadley (região subtropical) sofrendo alterações de posição conforme a variabilidade sazonal. Ao contrário do JP, o JST migra para o equador no inverno ao passo que, durante o verão, dirige-se para o limite polar da célula de Hadley. A dinâmica entre os JAN funciona como uma espécie de gangorra, onde temos os JST adentrando das regiões polares no verão enquanto o JP atua em baixas latitudes durante o inverno. Escobar (2009) lembra que o JST atinge latitudes mais baixas quando aparecerá acoplado ao JP, que está associado aos sistemas transientes. Kousky e Cavalcanti (1997), comparando a dinâmica da corrente com o regime de precipitações da América do sul durante o episódio de El Niño de 1983, afirmam que o JST possui relação direta com as intensas precipitações ocorridas na América do sul. Portanto, pode-se dizer que o JST atua como um agente de transporte de massas de ar.

2.5.4.2 – Jatos de Baixos Níveis

Os Jatos de Baixos Níveis (JBN) são fluxos de ar com elevação superior a 2000m existentes em regiões de cadeias montanhosas, que atingem uma grande faixa latitudinal, canalizando o vento. Na América do Sul, os JBN são responsáveis pelo transporte de umidade da Amazônia para a bacia do Paraná, que pode variar conforme a evapotranspiração da floresta. O papel principal do JBN é atuar como uma esteira de umidade das regiões tropicais para as subtropicais (Marengo, 2009). Ao contrário dos JAN, essa circulação é mais intensa e frequente no verão, apesar de atuar durante todo ano. No entanto, essa ocorrência é sazonal e depende da latitude. Marengo (2004) ressalta que o JBN costuma ocorrer ao norte de 20°S durante o verão e ao sul de 20°S no inverno. Também afirma que o JBN, na escala de tempo interanual, tornou-se mais frequente e intenso em alguns episódios de El Niño. No inverno, os sistemas frontais e a Alta Subtropical da América do Sul (ASAS) fortalecem os ventos de norte entre 20°S e 30°S. Já no verão, com a passagem da Zona de Convergência Inter Tropical (ZCIT) para o sul, há a predominância dos ventos alísios, que ao passarem pela Amazônia, formam intensos JBN (Santos, 2006).

Conforme Marengo (2009), o JBN possui relação direta com a ZCAS e eventos extremos de precipitação. Áreas com maiores extremos de chuva na região de saída dos JBN são consistentes com um comportamento mais intenso. Da mesma forma, quando a atividade dos jatos é mais fraca, o número de episódios intensos diminui. Portanto, a ocorrência de eventos extremos de precipitação está diretamente correlacionada com a intensidade dos JBN.

No caso do sudeste da América do Sul, o JBN, ao passar pela Amazônia adquire grande umidade e migra em direção à cordilheira dos Andes, onde é bloqueado pela cadeia de montanhas devido a sua altitude e acaba convergindo em direção a região do Chaco e do sul do Brasil e o Uruguai. Essa conversão acelera o jato, que acaba chegando com mais intensidade na bacia do Prata, onde gera chuvas intensas. Portanto, os JBN são um dos fatores determinantes para a ocorrência de eventos extremos de precipitação na área de estudo. Na mesma região, o JBN contribui para a formação de CCM's. O acoplamento do JBN com o JAN colabora com o transporte de umidade até a região sul do Uruguai (Guedes, 1985).

2.5.5 – Complexos Convectivos de Mesoescala

Quando há um grande aporte de umidade no ar, com a ajuda da confluência de JAN e JBN, nuvens do tipo Cumulonimbus (Cb) se aglomeram a nuvens do tipo Cirrus formando um sistema convectivo conhecido como "Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM)". Esses complexos são caracterizados por um curto período de duração, questão de horas, e precipitações intensas, causando danos materiais e perdas humanas (Viana, 2009; Moraes, 2014). Podem ser identificados por imagens de satélite são eficientes produtores de precipitação, ultrapassando 100% da capacidade de precipitação no seu estágio máximo. Mesmo após atingir sua fase de dissipação, ainda conseguem produzir 50% do seu potencial de precipitação.

A formação de um CCM, na América do Sul, constitui-se entre um período de 10 a 20 horas (VELASCO e FRITSCH, 1987; CAMPOS *et al.*, 2008, DURKEE e MOTE, 2009). A principal área de formação e ocorrência corresponde ao norte da Argentina, Paraguai e sul do Brasil, normalmente durante a primavera e o verão. Próximo aos 25°S, a leste dos Andes, nasce o CCM que segue em direção ao sul do Brasil, Uruguai e Argentina. Sua gênese costuma ter início durante a noite, sendo que as primeiras nuvens que compõem o sistema podem surgir ao final da tarde. No entanto, seu ápice se dá durante a madrugada e dissipação, que ocorre por volta das 12 horas do dia seguinte.

As presenças dos JBN e JAN são cruciais para a formação de um CCM, pois estes são os dois fluxos de ar que abastecem sua formação. Pelo fato do HS estar mais quente durante a primavera e o verão, os JBN são intensificados, trazendo consigo a umidade das regiões tropicais (principalmente da Amazônia) para o SEAS. Por sua vez, os JAN, entre 30º e 40º de latitude, facilitam a convecção de ar ascendendo a umidade transportada pelos JBN e transportando-a até sua área de atuação (Moraes, 2014).

2.6 – Fenômenos Climáticos e Teleconexões

Existe uma série de fenômenos atmosféricos que influenciam na variabilidade associada a padrões de variação da mesma escala de tempo, tanto no oceano Atlântico quanto no Pacífico, como o fenômeno El Niño–Oscilação Sul (ENOS), Oscilação Antártica (OA), variabilidade nos setores tropicais e sul do Atlântico, Oscilação Decenal do Pacífico (ODP) que afetam o sudeste da América do Sul influenciando os padrões de temperatura e precipitação de diversas formas. Estes padrões são chamados de teleconexões, sendo um fenômeno ocorrente em determinado ponto do globo terrestre capaz de produzir alterações nos padrões de variáveis climáticas de outras partes do planeta.

2.6.1 – El Niño–Oscilação Sul(ENOS)

O El Niño–Oscilação Sul (ENOS) é uma teleconexão oriunda do aquecimento anômalo do Pacífico Equatorial que, juntamente com a intensificação dos ventos alísios, altera os padrões de chuva e temperatura em diversos locais do globo (Oliveira, 1999). Essa mudança de comportamento no balanço térmico e hídrico da atmosfera pode causar eventos extremos tanto de temperatura quando de precipitação.

Já nos episódios de La Niña, comumente taxada como o oposto do El Niño, há um maior fortalecimento dos ventos alísios, em comparação ao que acontece na outra fase, que represa as águas quentes do Pacífico Equatorial na costa asiática. Enquanto isso, na costa sul americana, ocorre a ressurgência de águas frias localizadas anteriormente sob grandes profundidades. Seus efeitos, normalmente, costumam ser opostos aos do El Niño. Contudo, nem todos os casos apresentam o mesmo comportamento.

O tempo de retorno de ambas as fases não é bem definido, variando entre dois e sete anos (Oliveira, 1999; Marengo *et al.*, 2007; Grimm, 2009).A variabilidade

interanual é um aspecto marcante na precipitação do sudeste da América do Sul. Segundo Grimm (2009, p. 259), na região sul do Brasil o clima apresenta grandes contrastes na precipitação e temperatura devido à influência do ENOS.

A região de estudo apresenta os maiores impactos observados, tanto pela fase positiva (El Niño) como pela negativa (La Niña) na América do Sul (Oliveira, 1999). Em anos de El Niño é comum que os totais pluviométricos estejam acima da média. Por outro lado, anos de La Niña costumam trazer episódios de seca à região. Normalmente os primeiros impactos se manifestam na primavera, atingindo seu ápice no verão.

Na região sul do Brasil, eventos El Niño causam aumento da temperatura média atmosférica e precipitação, principalmente na primavera. Também são comuns chuvas intensas no período de maio a julho (Oliveira, 1999). Esses episódios chuvosos originam-se de frentes frias provenientes do sul, que ficam semi-estacionadas por vários dias sobre a região. Já ao norte da região sul do Brasil, o aumento da temperatura é menor, porém relevante, e ocorre principalmente no inverno e verão. Quanto a precipitação, não há um padrão de mudança característico, a exceção do estado de São Paulo, que possui aspectos mais similares aos do sul.

Durante os episódios de La Niña, o cenário costuma ser oposto aos dos episódios de El Niño. Frentes frias costumam passar frequentemente sobre o sul do Brasil e até mesmo no nordeste argentino e uruguaio, com redução da precipitação no intervalo entre junho a fevereiro. É importante ressaltar que alguns episódios de La Niña concentram grandes precipitações no período janeiro–fevereiro, contudo este não é um fator característico de todas as ocorrências. Destaca-se também o registro de temperaturas próximas às médias ou com um leve decréscimo no inverno e no verão.

2.6.2 – Variabilidade do Atlântico Sudoeste

Ainda existem poucos estudos sobre a Variabilidade do Atlântico Sudoeste (VASW), mais precisamente no setor sudoeste. Entretanto, este fenômeno relaciona-se com todos os citados anteriormente, além de outros sistemas atmosféricos (Pezzi, 2009). Sendo assim, sua influência na área de estudo funciona como um reforço de outras anomalias climáticas.

A circulação do Atlântico Sudoeste (ASW) consiste em um complexo sistema de fluxos. Essa parte do oceano é descrita como a região de circulação termohalina mais intensa no mundo (Wainer e Venegas, 2001). Acredita-se que o padrão de anomalias mude de uma escala subsazonal para multidecadal (Wainer e Venegas, 2001). A complexidade no sistema de correntes do ASW ocorre pelo fato de haver cinco correntes atuantes: Corrente Sul Equatorial, Corrente de Benguela, Corrente Sul Atlântica, Corrente do Brasil (CB) e Corrente das Malvinas (CM). Além dessas cinco principais, existem correntes secundárias com atuação sazonal. (Pezzi, 2009). As CB e CM são as que exercem principal influência no sistema, alterando a posição das anomalias climáticas e suas respectivas intensidades. A CB, localizada ao norte de 30°S, costuma avançar em direção às altas latitudes durante o verão do HS. Em contrapartida, a CM, oriunda de regiões mais frias, avança rumo ao equador durante os meses de inverno. A atuação desses dois fluxos gera uma região de instabilidade denominada Confluência Brasil-Malvinas (CBM), que possui relação direta com as precipitações no Sudeste da América do Sul (SEAS). Segundo Pezzi (2009), a CBM costuma ser o berço dos ciclones que atuam no SEAS.

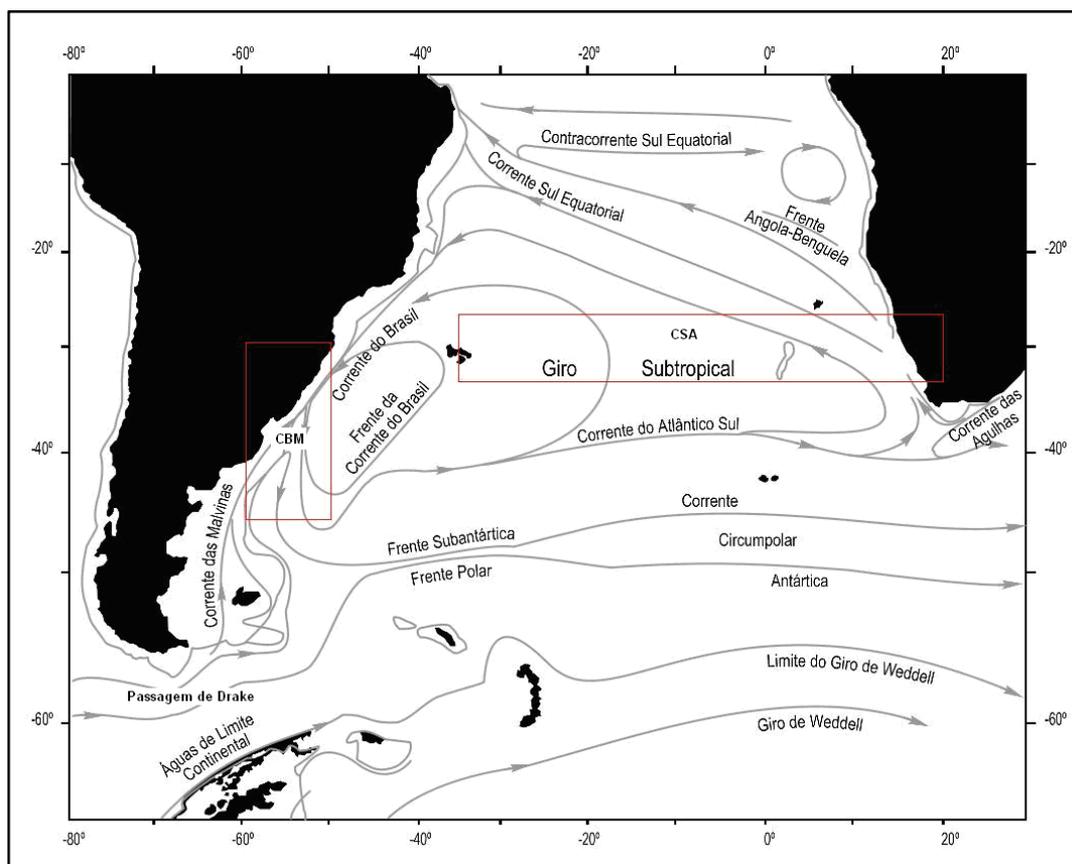


Figura 6 - Representação esquemática da circulação superficial do giro subtropical do Atlântico Sul e a corrente Brasil-Malvinas. Fonte: CRS/INPE (adaptado).

A principal variável da VASW é a Temperatura de Superfície do Mar (Wainer e Venegas, 2001; Pezzi, 2009). O comportamento da TSM, tanto do oceano Pacífico quanto do Atlântico, está diretamente ligado ao padrão de chuvas do SEAS. Contudo, as anomalias de TSM, em ambos os oceanos, nem sempre coincidem. Isso indica que as mudanças de temperatura no ASW podem afetar a América do Sul por si mesmas. Pequenas variações de TSM ocorridas no ASW entre os meses de abril e julho podem resultar em grandes mudanças no sistema ar-mar, além de instabilizar os sistemas meteorológicos. Esta variável é diretamente influenciada pelo padrão de correntes mais intenso no ASW. Sua localização média costuma estar próxima dos 30°S, 25°W. Nessa região são comuns a ciclogênese e a frontogênese. Além disso, também há a ocorrência de CCM's, meandros e vórtices atmosféricos (Pezzi, 2009). No verão, há interação com a ZCAS, coincidindo com a estação chuvosa na área de estudo. Por ter uma vasta área de atuação dentro do oceano, durante o verão a VASW desloca a ZCIT para norte do Atlântico sul.

Em relação a área de estudo deste trabalho de conclusão, uma anomalia negativa de TSM no ASW está diretamente ligada a grandes anomalias de precipitação no sul do Brasil e Uruguai. No entanto, Haylock *et al.* (2006) ressaltam que a TSM não é diretamente proporcional aos eventos extremos de precipitação ocorridos sobre a América do Sul. Sua verdadeira influência ocorre pela ZCAS, que é intensificada pelo ASW quando há águas quentes no setor atlântico que marca a saída da ZCAS para o oceano (SEAS).

No que concerne ao ENOS e a VASW, como o SEAS costuma ser atingido por anomalias positivas de precipitação em anos de El Niño, é normal que a vazão da laguna dos Patos e rio da Prata (principais fontes de alimentação da corrente do Brasil) aumentem, alterando a composição das massas d'água desta zona costeira (Pezzi, 2009). Portanto, anos de ENOS levam águas frias ao norte da corrente do Brasil, diminuindo sua temperatura. Alguns efeitos desse processo ainda são desconhecidos.

Pezzi *et al.* (2005, 2009) demonstra que a Camada Limite Atmosférica (CLA), no ASW é alterada em função da TSM. A estabilidade da CLA é indicada pela diferença de temperatura entre o mar e o ar, ou seja, se essa desigualdade for positiva é sinal que o fluxo de calor do oceano para atmosfera está mais quente que o ar, absorvendo assim umidade. Por outro lado, quando essa diferença é negativa, significa que o ar está mais quente que a água. Logo, a água acaba por resfriá-lo.

Resumindo, essa interação oceano-atmosfera é controlada pela TSM e pelo padrão de ventos. Quanto a estes, os de menor intensidade estão relacionados a águas frias e a baixas temperaturas na atmosfera. Já os ventos mais fortes estão ligados a águas com temperaturas maiores (turbulência), o que resulta em uma atmosfera mais quente. Portanto, ventos fracos apontam uma CLA estável enquanto ventos fortes indicam instabilidade. Wainer e Venegas (2001) concluíram que o ciclo multidecadal da VASW varia entre 25-30 anos e que a TSM é controlada pelo padrão atmosférico. Por ser uma região que recebe influência tanto pelo oceano quanto pelo ar, de massas de ar e águas com temperaturas diferentes, além do fato do oceano não produzir uma resposta instantânea, o acúmulo desses eventos e suas intensidades acabam por gerar estas anomalias de TSM.

2.6.3 – Oscilação Antártica (OA)

Importante fenômeno que ocorre no Hemisfério Sul (HS), a Oscilação Antártica (OA), também conhecida como Módulo Anular do Hemisfério Sul (*Southern Annular Module* - SAM, em inglês), corresponde à diferença de pressão entre as regiões polares e as extratropicais. Segundo Gillett (2006) e Aquino (2012), as mudanças atmosféricas, principalmente as de pressão do nível do mar, ocorridas entre 45°S e 60°S estão diretamente ligadas ao SAM.

Salienta-se que essa teleconexão acontece apenas no HS devido à distribuição geográfica do oceano Austral, pois esse é o único oceano não limitado por dois ou mais continentes. Devido a essa característica, o SAM altera os padrões atmosféricos em todos os continentes no HS (Aquino, 2012).

O SAM possui duas fases: positiva e negativa. Segundo Aquino (2012), a fase positiva está em atividade desde a década de 1960. As características desse estágio são o aumento da Temperatura Média Anual (TMA) na Península Antártica e a diminuição da precipitação na América do Sul. Por outro lado, a fase negativa do SAM é caracterizada por ciclones extratropicais originados na faixa 60°–45°S que migram para o norte, em direção à linha do equador. Além disso, também ocorrem anomalias positivas de precipitação na América do Sul e no oceano Atlântico Sul (Reboita *et al.*, 2010). Aquino (2012) afirma que episódios de ciclogênese intensa estão diretamente relacionados à fase positiva do SAM. No verão, na escala mensal, o vórtice circumpolar antártico contribui para a fase positiva do SAM. Isto leva a uma baixa temperatura polar, nível geopotencial rebaixado sobre a antártica e um forte fluxo circumpolar de oeste (a 60°S). Isto leva a movimentos verticais atmosféricos,

termicamente indiretos, nas latitudes polares. Todo este processo faz com que a AO contribua diretamente para a variabilidade dos ventos de Oeste (Aquino, 2012).

3. MÉTODOS E TÉCNICAS

3.1 – Área de Estudo

Devido as suas dimensões, o SEAS apresenta diversas características climáticas, nem sempre presentes em todo o seu território. Como citado anteriormente no referencial teórico, cada ponto apresenta um balanço térmico e hídrico diferente. Estes padrões são determinados por diversos fenômenos atmosféricos, como a Ciclogênese, ZCAS, JAT, JBN, CCM's, que influem diretamente no comportamento da precipitação e temperatura. Também há de mencionar o papel das teleconexões, que contribuem direta ou indiretamente para as alterações climáticas, podendo gerar assim anomalias, positivas e negativas, de temperatura e precipitação.

Além dos fatores climáticos, o relevo diversificado da região também é um dos responsáveis pelo distinto comportamento climático do SEAS. A existência da Cordilheira dos Andes atua como um bloqueio de sistemas oriundos do oceano pacífico ocorrentes em baixos níveis, assim como contribui para a convergência de sistemas atmosféricos provenientes da Amazônia, oceano atlântico, como a ZCAS. Portanto, a cordilheira é fundamental para o sistema climático da América do Sul, além de amplificar o efeito da continentalidade para a região central do continente. É comum termos médias mensais de temperatura superiores em regiões distantes do mar, assim como as áreas costeiras apresentam temperaturas mensais inferiores às do centro. Outro ponto importante em relação ao relevo é o fato dele determinar a altitude de um determinado lugar. Locais mais altos tendem a apresentar temperaturas inferiores quando comparadas às médias mensais de lugares mais baixos (abaixo de 300m).

No SEAS, a temperatura possui diversos padrões de comportamento. Ao norte as médias costumam variar em função da altitude e da distância do oceano, que proporciona o efeito da continentalidade. Ao sul, temos a maior amplitude térmica da região, apresentando uma variação média de 11°C, enquanto o norte indica apenas 7°C. Estas variações, na parte sul do SEAS, podem ocorrer em menos de 24 horas. Quanto ao comportamento sazonal, as menores temperaturas costumam ocorrer no inverno enquanto que as maiores médias acontecem durante o verão. Nas estações de transição, os padrões de temperatura são semelhantes a estação anterior. Em outras palavras, o outono é semelhante ao verão e a primavera ao inverno.

Quanto ao comportamento de precipitação, o SEAS é abastecido por dois fluxos: um proveniente do Atlântico Sul, derivado dos sistemas de alta pressão atmosférica sobre o referido oceano. A outra fonte de umidade é o Atlântico norte, a

qual é reciclada sobre a Amazônia, vertente oriental dos Andes e região do Chaco. Basicamente, os dois principais mecanismos atmosféricos para a ocorrência de precipitação são os CCM's (norte do SEAS) e a ciclogênese (sul do SEAS), atuando com maior intensidade no verão e inverno, respectivamente.

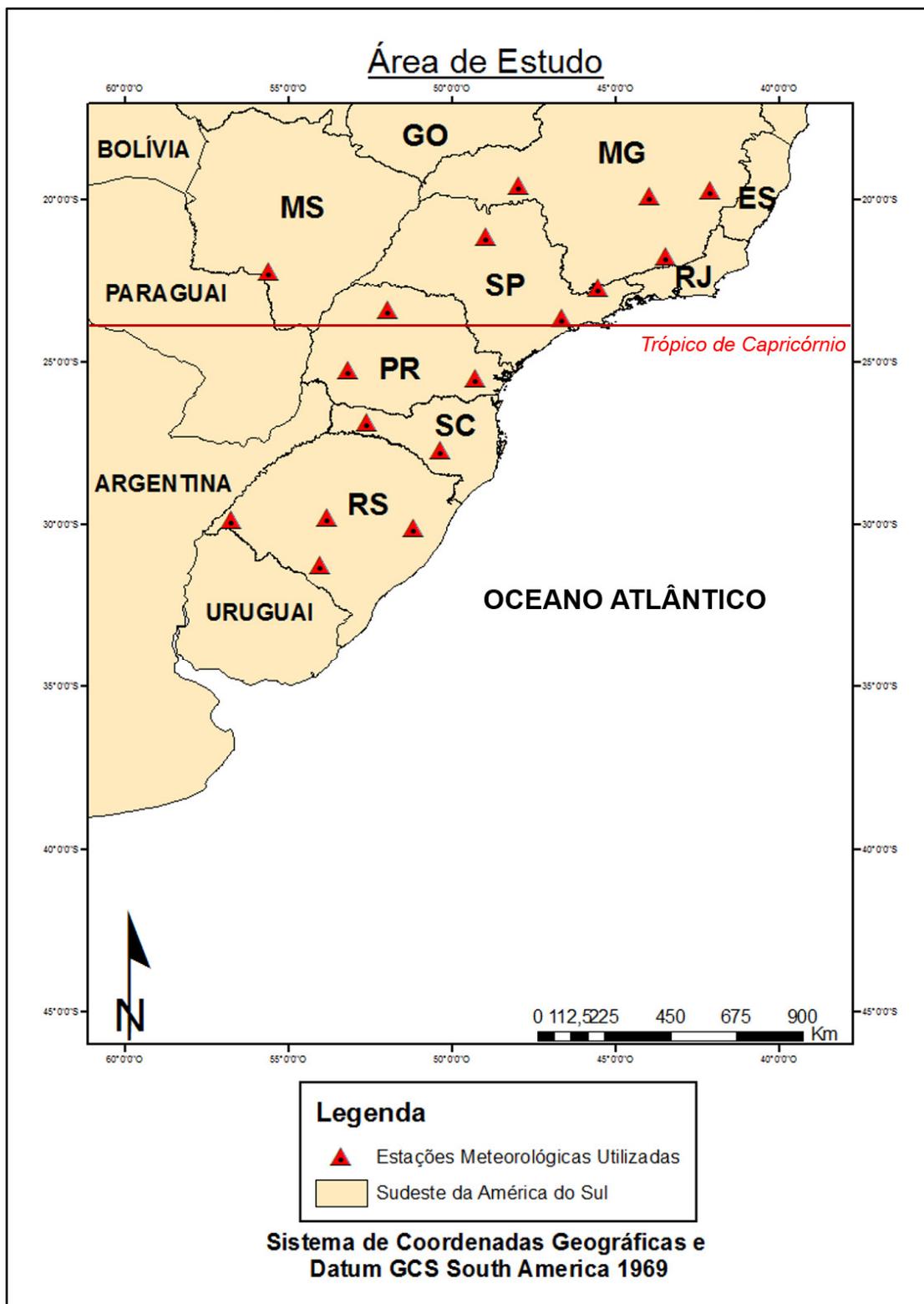


Figura 7 – Área de estudo e estações meteorológicas escolhidas para validação dos dados da Universidade de Delaware.

Tabela 2 - Estações meteorológicas utilizadas para validação dos dados Delaware.

Nome	Estado	Latitude	Longitude
Porto Alegre	RS	30° 01' S	51° 13' W
Santa Maria	RS	29° 41' S	53° 48' W
Bagé	RS	31° 19' S	54° 06' W
Uruguaiana	RS	29° 45' S	57° 05' W
Lages	SC	27° 48' S	50° 19' W
Chapecó	SC	27° 05' S	22° 37' W
Curitiba	PR	25° 25' S	49° 16' W
Maringá	PR	23° 25' S	51° 56' W
Catanduvas	PR	25°12' S	53°09' W
São Paulo	SP	23°22' S	46°38' W
Campos do Jordão	SP	22°44' S	45°35' W
Catanduva	SP	21°08' S	48°58' W
Belo Horizonte	MG	19°49' S	49°57' W
Caratinga	MG	19°47' S	42°08' W
Juiz de Fora	MG	21°41' S	43°20' W
Uberaba	MG	19°44' S	47°55' W
Ponta Porã	MS	22°32' S	55°43' W

3.2 –Cálculo de Médias

Primeiramente, optou-se por utilizar médias mensais de temperatura e precipitação provenientes da compilação de observações disponibilizada pela Universidade de Delaware, conforme descrito por Matsuura e Willmott (2009). Contudo, para garantir a confiabilidade desses dados, eles foram comparados com um período de 40 anos (1961–2000) de dados de 11 estações meteorológicas espalhadas pela área de estudo (tabela 2 e figura 7).

O procedimento estatístico aplicado para validação dos dados foi o teste de Kolmogorov-Smirnov, utilizado quando se deseja verificar se duas amostras são provenientes da mesma população, levando em consideração a magnitude de cada evento, agrupando-as por semelhança e aceitando um nível de significância de 95% (Assis, 1996). Ou seja, se as amostras possuísem 95% de semelhança (o que

de fato ocorreu) o modelo da Universidade de Delaware seria aceito como base de dados para dar continuidade à pesquisa.

Os dados compilados (Universidade de Delaware) de temperatura e precipitação possuem intervalos de tempo diferentes. O banco de dados de temperatura contém registros temporais entre 1943 e 2008, já o de precipitação possui registros entre 1900 e 2008. E a resolução espacial da grade que contém dados da temperatura é de $1,9^\circ \times 1,9^\circ$ e da precipitação é de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (Matsuura e Willmott, 2009). O recorte espacial usado nesse trabalho contém limites nas seguintes coordenadas: 40°S a 15°S e 62°W a 37°W (Figura 7).

Após a elaboração do banco de dados, as médias mensais foram subtraídas das amostras, gerando o conjunto de anomalias. Isso foi realizado para se remover o ciclo sazonal e maximizar a variabilidade em escala temporal diferente da sazonal. A anomalia é obtida pela seguinte equação:

$$\text{Anomalia} = \text{amostra} - \text{média mensal} \quad \text{Equação 1}$$

Todas as séries anômalas (de cada ponto da grade) foram submetidas à distribuição de frequência pelo método dos quartis: medida que divide o conjunto de dados em quatro intervalos iguais (Figura 8), representando assim um quarto da amostra. O primeiro e o quarto quartil selecionam amostras que possuem magnitudes muito menores ou maiores do que a média, respectivamente (Assis, 1966). Portanto, as amostras selecionadas pelo primeiro e o quarto quartil podem ser consideradas eventos extremos. Por exemplo, o primeiro quartil seleciona todos os registros de meses muito frios ou muito secos e o quarto quartil seleciona os meses com elevadas temperaturas ou muito chuvosos. Adicionalmente, o segundo e o terceiro quartil não foram utilizados, pois representavam pequenas variações entorno da média.

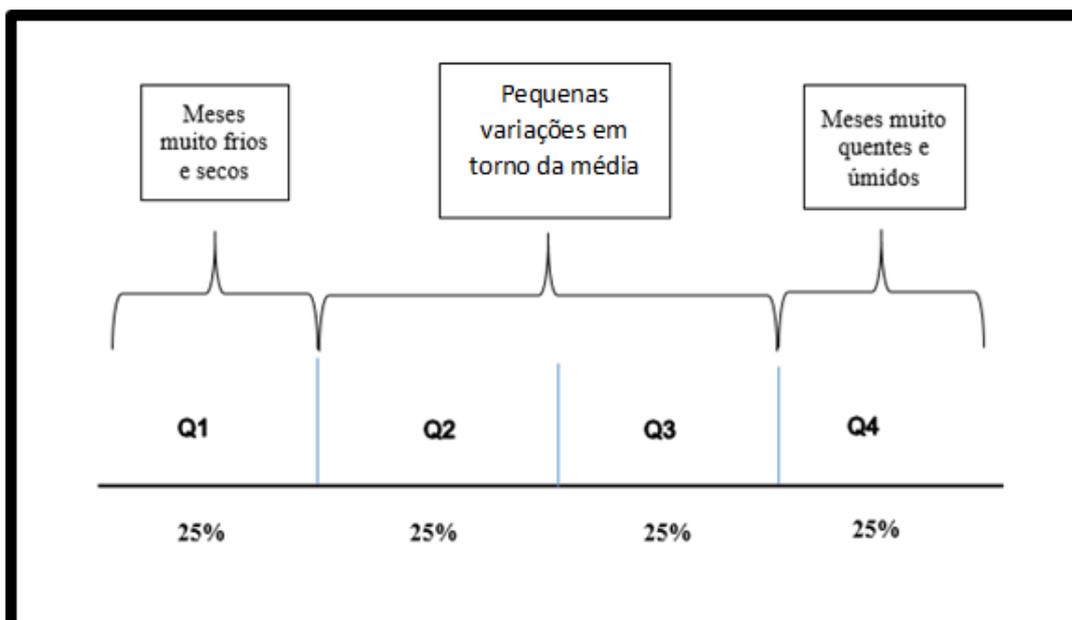


Figura 8 - Demonstração do método dos Quartis. As classes Q1 e Q4 representam os dados utilizados neste estudo. Os dados das classes Q2 e Q3 foram desconsiderados por apresentarem valores próximos a média.

A seguir, especializou-se essas anomalias ao longo da área de estudo por meio dos mapas de frequência. Esta distribuição é mostrada nos mapas, representando a ocorrência de meses com temperatura muito baixa ou elevada ou os episódios de secas ou tempestades severas. Zonas foram criadas a partir da identificação dos núcleos, sendo estes os locais que apresentam maior frequência de eventos extremos, positivos e negativos, de temperatura e precipitação.

No núcleo de cada zona selecionou-se uma série temporal, a qual foi analisada por meio da transformada rápida de Fourier (*Fast Fourier Transform (fft)* – em inglês) para identificar as frequências espectrais que predominam na variação temporal das séries (Duhamel e Vetterli, 1990). Essa transformada seleciona dois pontos de mesmo valor em um gráfico e mede o intervalo entre os dois episódios. Após a geração das séries temporais, elas foram relacionadas com os ciclos temporais com o fenômeno El Niño – Oscilação Sul (Grimm, 2009) a fim de comparar quais eventos extremos ocorreram simultaneamente a um episódio do ENSO, podendo este ser a causa da anomalia climática.

4. RESULTADOS

Os mapas a seguir mostram a frequência de eventos extremos e as séries temporais das regiões que registraram a maior incidência destes.

4.1– Meses muito frios

Nota-se no mapa da figura 10 que as maiores anomalias negativas de temperatura ocorreram na região nordeste da área de estudo. Na região litorânea dos estados do Paraná e São Paulo ocorreram mais de 120 eventos extremos de anomalia negativa da temperatura no período 1943–2008. Tais eventos estão relacionados a frequência e a intensidade dos sistemas frontais que deslocam-se até latitudes próximas do Trópico de Capricórnio (Nunes, 2009), pois esses sistemas estão associados as massas de ar frio provenientes das altas latitudes do HS. É importante ressaltar que há uma região mais ao sul da área de estudo, fora do território brasileiro, com valores aproximados, formando assim um “corredor” com poucos registros de eventos extremos dessa categoria. É provável que os poucos casos registrados nesta região decorram do relevo, que não apresenta terreno elevados, tendo altitude média abaixo de 300m, não havendo assim uma queda tão brusca da temperatura em função da altitude.

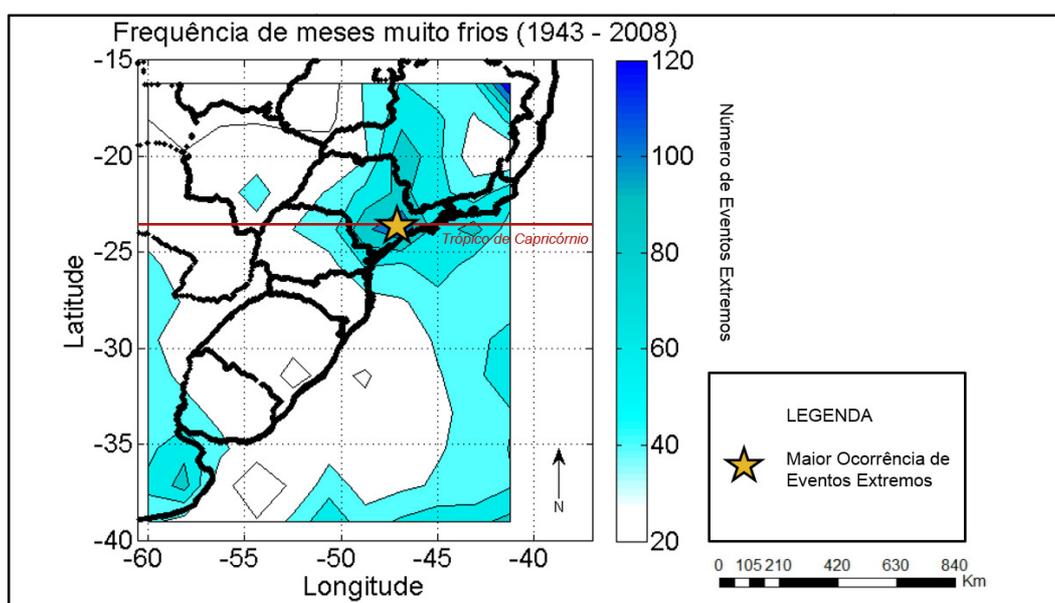


Figura 9 - Frequência de anomalias negativas de temperatura.

No ponto que apresentou maior frequência de eventos extremos, localizado próximo a cidade de São Paulo e do Trópico de Capricórnio, foi selecionada uma série temporal da anomalia da temperatura (figuras 11 e 12). Analisando a cronologia desses eventos, pela transformada rápida de Fourier, identificou-se um ciclo temporal de aproximadamente 4 anos. Além disso, é possível visualizar na figura 11 que em cada década há em média 3 eventos extremos com temperaturas anômalas inferiores a $-1,5^{\circ}\text{C}$ e, raramente, anomalias menores do que -2°C . No período 1943–1975 observa-se um número menor de eventos extremos, quando comparados ao período 1975–2008. Entre as décadas de 1970 e 1990 ocorreram 22 casos registrados, sendo o episódio mais intenso o evento extremo com $-2,32^{\circ}\text{C}$ abaixo da média.

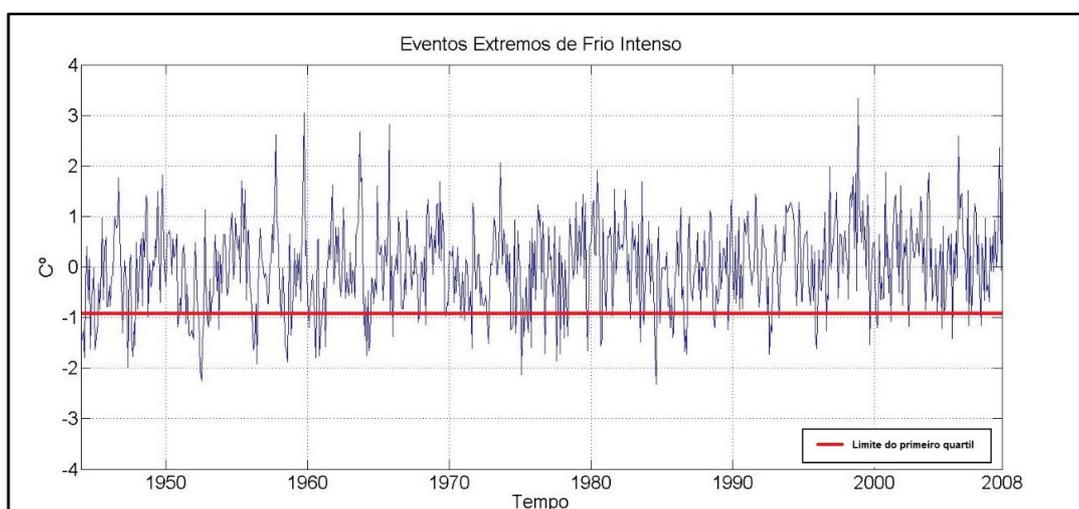


Figura 10 - Série temporal da área de maior concentração ($23^{\circ}35'S$; $46^{\circ}32'W$) de extremos negativos de temperatura.

No inverno os sistemas frontais associados ao deslocamento do ar subantártico causam a diminuição da temperatura, conseqüentemente a maior frequência ou intensidade dos sistemas frontais causam anomalias negativas. Outros dois fatores que contribuem fortemente para a grande quantidade de EE de temperatura negativa são a maritimidade e a topografia, pois o foco está localizado a menos de 100km da região litorânea do estado de São Paulo. Logo, os ventos frios que vem do oceano diminuem a temperatura da região. A figura 12 ressalta que casos de anomalia negativa de temperatura não possuem relação com o fenômeno ENSO, pois poucos casos ocorrem durante a sua atuação. Portanto, ele agiria como um agente secundário. São Paulo está localizada a uma altitude média de 750m, o que favorece o resfriamento durante os meses de inverno, quando os ventos oceânicos, fortes devido a origem subpolar e polar, avançam sobre os morros.

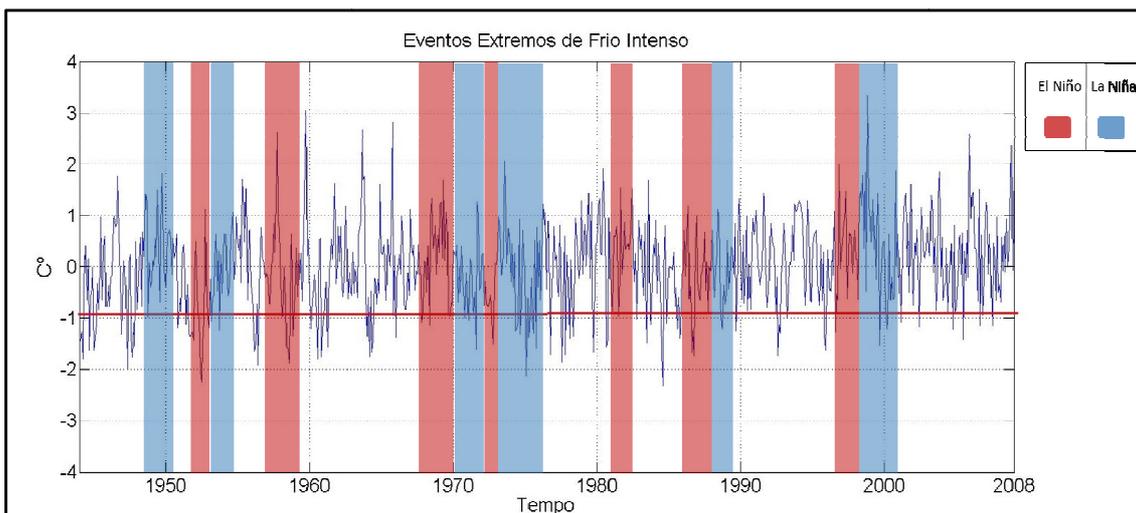


Figura 11 - Extremos negativos de temperatura comparados aos episódios de El Niño/La Niña.

4.2– Meses Muito Quentes

Neste caso observa-se justamente o oposto ao mapa de episódios de meses muito frios. As regiões que apresentam as maiores frequências de eventos extremos de temperatura negativa agora mostram uma pequena quantidade de meses extremamente quentes. Contudo, a área que indicava poucos casos no mapa 1 (figura 10) registra os maiores índices de episódios de meses muito quentes, concentrando mais de 100 eventos extremos na mesma região em 65 anos. Os três grandes focos de eventos extremos são: 1) o norte do Paraguai (região de maior ocorrência); 2) a faixa do sul do Paraguai e noroeste do Rio Grande do Sul; 3) a região da foz do rio da Prata.

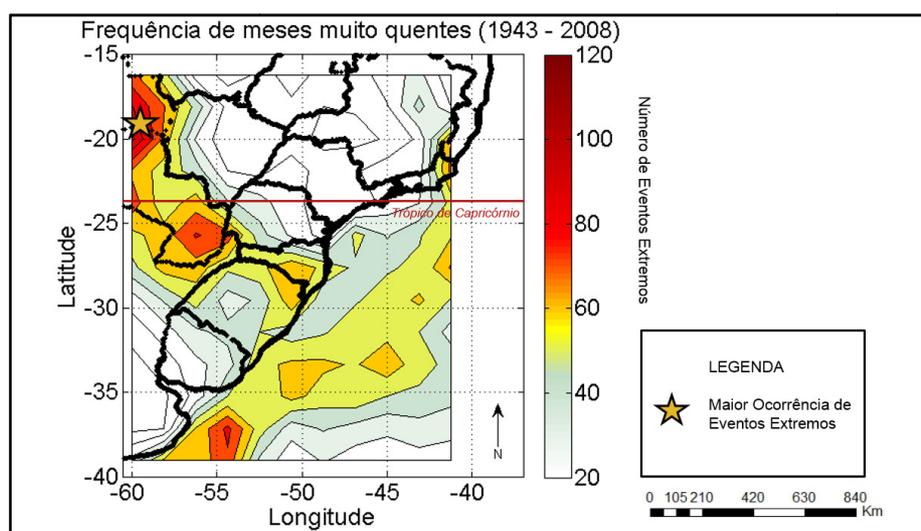


Figura 12 - Frequência de anomalias positivas de temperatura na área de estudo no período 1943-2008.

Na região do Chaco, uma área no centro da América do Sul em latitudes próximas do Trópico de Capricórnio, ocorreram mais de 100 meses muito quentes no período 1943–2008. Tais eventos provavelmente estão relacionados a circulação atmosférica de baixos níveis do continente sul-americano, porque a circulação de monções transporta o ar superaquecido sobre o continente para a região subtropical (Reboita, 2010). Assim, quando esse modo de circulação é mais frequente, ou mais intenso, presencia-se anomalias positivas da temperatura em latitudes médias. Outro fator que contribui para o aquecimento da região é o efeito da continentalidade, pois esta área está localizada no meio do continente sul americano. Há pouca interação com os ventos frios provenientes do oceano, proporcionando assim um aquecimento natural.

Devido a diversidade dos fatores geográficos, há uma complexa variabilidade climática no Centro-Oeste brasileiro, principalmente em relação às temperaturas (Grimm, 2009). A posição geográfica e o relevo dessa região influenciam consideravelmente no comportamento da temperatura, atingindo altos valores em regiões de baixa altitude e até em locais mais elevados, onde são registradas temperaturas mais baixas. De acordo com Alves (2009, p. 239), a primavera e o verão apresentam as temperaturas mais elevadas. Nessa, são registradas médias de máxima superiores a 33°C ao norte e 26°C ao sul.

Selecionou-se uma série temporal anômala da temperatura (figura 14) no norte do Paraguai (figura 13). Nesse ponto, observa-se a maior frequência de eventos extremos de temperaturas elevadas. Na figura 14, visualiza-se eventos extremos que podem alterar a temperatura média mensal em mais de 3°C (valores maiores que o dos casos negativos), mas esses casos concentraram-se nas décadas de 1960 (quando ocorreram a maior parte das grandes anomalias, incluindo a mais forte: 4,15°C), 1970 e 1980.

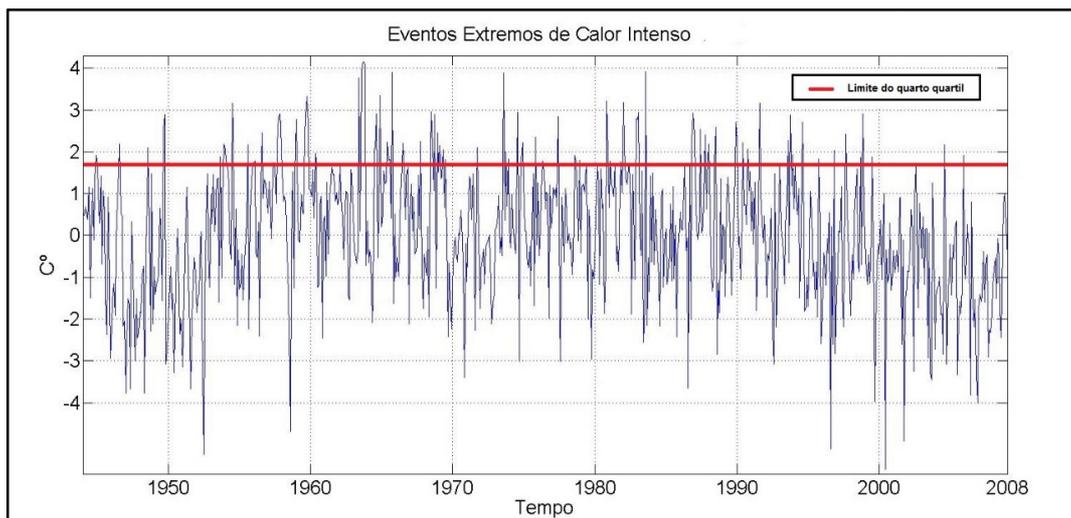


Figura 13- Série temporal da área de maior concentração de extremos positivos de temperatura no período 1943-2008 na região norte do Paraguai. Note os valores extremos de anomalia positiva nos anos 1962, 1963, 1964, 1967, 1973, 1979, 1982.

Analisando a série temporal por meio da transformada rápida de Fourier (Figuras 14 e 15), identificou-se um ciclo temporal de aproximadamente 40 anos e outros com variação interdecenal. Supõe-se que o ciclo temporal de menor frequência (40 anos) seja o principal motivo das elevadas anomalias positivas da temperatura das décadas de 1960, 1970 e 1980, além disso, os ciclos temporais com maior frequência (interdecenal) são coerentes com os episódios do fenômeno ENOS.

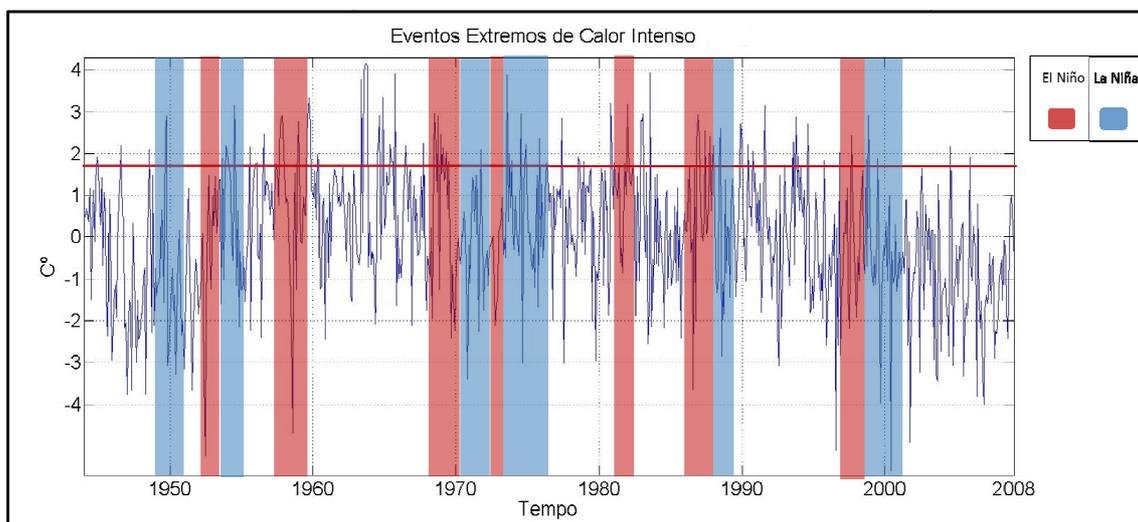


Figura 14 - Extremos positivos de temperatura na região (19°45'S; 60°00'W) comparados aos episódios de El Niño/La Niña.

4.3 – Meses muito úmidos e muito secos

Na região subtropical, especialmente na região da foz do rio da Prata, constata-se um elevado número de meses muito secos e úmidos. No período entre 1900 e 2008 observou-se aproximadamente 250 meses secos e 250 meses úmidos ocorridos na mesma área.

4.3.1 – Meses Muito Secos

De acordo com a figura 16, é perceptível que a região sul da área de estudo apresentou um número muito superior de eventos extremos, superando 250 ocorrências na região da foz do rio da Prata (36°15'S, 56°54'W). Por outro lado, as faixas centro e norte da região não possuem um volume tão grande de meses muito secos, pois observa-se que as secas concentram-se no sul do Uruguai, leste e norte da Argentina (região do Chaco) e sudoeste do RS. Estas regiões concentram mais de 150 casos num intervalo de 108 anos. Contudo, a frequência aumenta para 200 casos dentro do território uruguaio. Os mecanismos atmosféricos de transporte e convergência de umidade proporcionam altas temperaturas continentais que favorecem a entrada de umidade para o interior do continente (Grimm, 2009), o que gera frequências menores de anomalias negativas de precipitação na área de análise. No entanto, esse balanço térmico é instável. Se a circulação atmosférica for intensificada pode gerar o oposto, e assim teríamos anomalias positivas de precipitação na região da foz do rio da Prata (FRP).

Pode-se dizer então que durante o último século houve uma considerável frequência de eventos extremos de seca na região da FRP. Vale lembrar que o intervalo de dados da variável precipitação possui uma faixa de tempo maior, abrangendo assim maior quantidade de ocorrências.

4.3.2 – Meses Muito Úmidos

O quarto mapa de frequência (figura 17) mostra que os eventos extremos positivos de precipitação estão mais distribuídos pela área de estudo em comparação às anomalias negativas de precipitação (figura 16). O interessante neste caso é que a região sul do SEAS continua registrando uma quantidade maior de episódios de eventos extremos de precipitação, atingindo novamente 250.

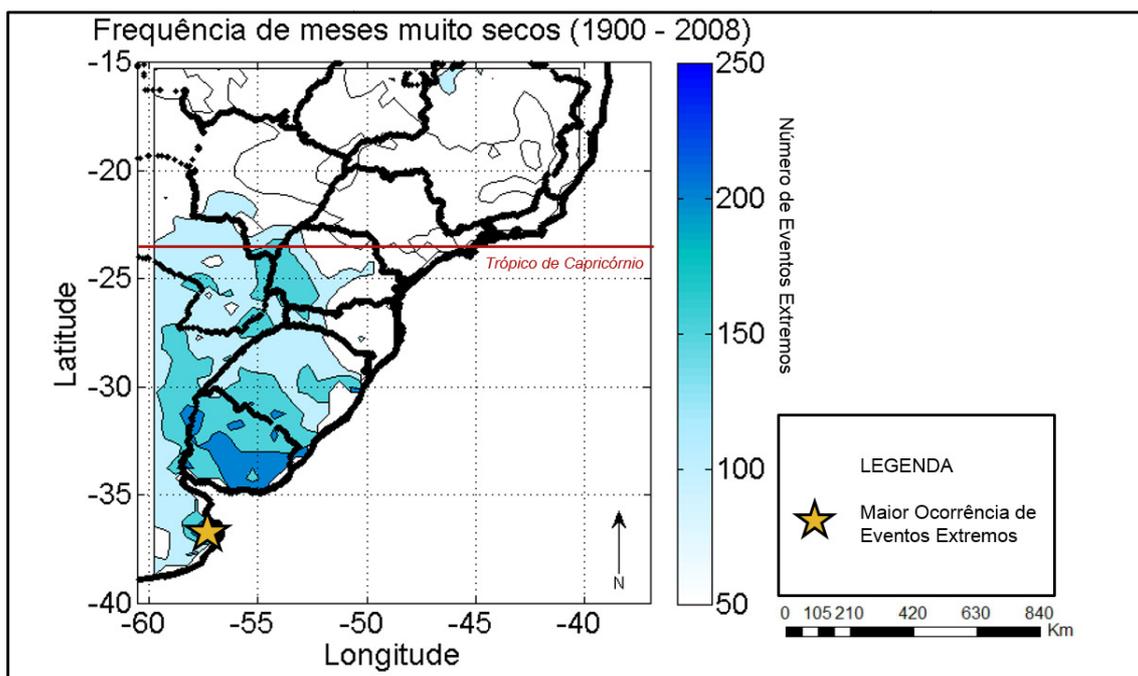


Figura 15 - Frequência de anomalias negativas de precipitação no período 1900-2008.

Comparando os mapas de ocorrências de anomalias (figuras 16 e 17), observa-se que a área com meses úmidos abrange latitudes tropicais e subtropicais, uma possível explicação para esta organização seria o próprio padrão de precipitação do SEAS. Portanto, tal distribuição espacial deve estar relacionada com os mecanismos atmosféricos de transporte e convergência da umidade. Na região da FRP as chuvas são causadas por vários mecanismos atmosféricos dinâmicos como, por exemplo, frentes frias, ciclones (esta é uma região de forte ciclogênese) e complexos convectivos de Mesoescala (Grimm, 2009). Conseqüentemente, mudanças na intensidade ou frequência dos referidos mecanismos atmosféricos podem causar secas ou excesso de chuvas. Além disto, na região da FRP e o sul do Rio Grande do Sul costumam ter a precipitação anual bem distribuída ao longo do ano (Grimm, 2009; Reboita, 2010). Portanto, uma chuva extrema pode resultar em um episódio intenso o suficiente para trazer danos tanto ao meio urbano quanto ao rural. Já na região tropical, as chuvas estão relacionadas diretamente a circulação de monções, a qual ocorre todos os verões austrais. Nota-se que na faixa do leste argentino até o sul do estado do Mato Grosso do Sul, as ocorrências de eventos extremos ultrapassam 100 vezes. Contudo, ao norte ocorre exatamente o oposto. Isso, além de evidenciar o que foi dito anteriormente, também mostra os dois padrões de precipitação encontrados na análise. O Trópico de Capricórnio atuaria então como a linha divisória, mantendo características de ambas as partes nas regiões próximas a ele.

Outro ponto interessante é que o local que apresentou as maiores anomalias negativas de precipitação (região da FRP) também presenciou as maiores anomalias positivas desta variável. Portanto, pode-se concluir que no século XX os eventos extremos de anomalia de precipitação, tanto positiva quanto negativa, ocorreram no sul da região sul do Brasil, no Uruguai e na Argentina.

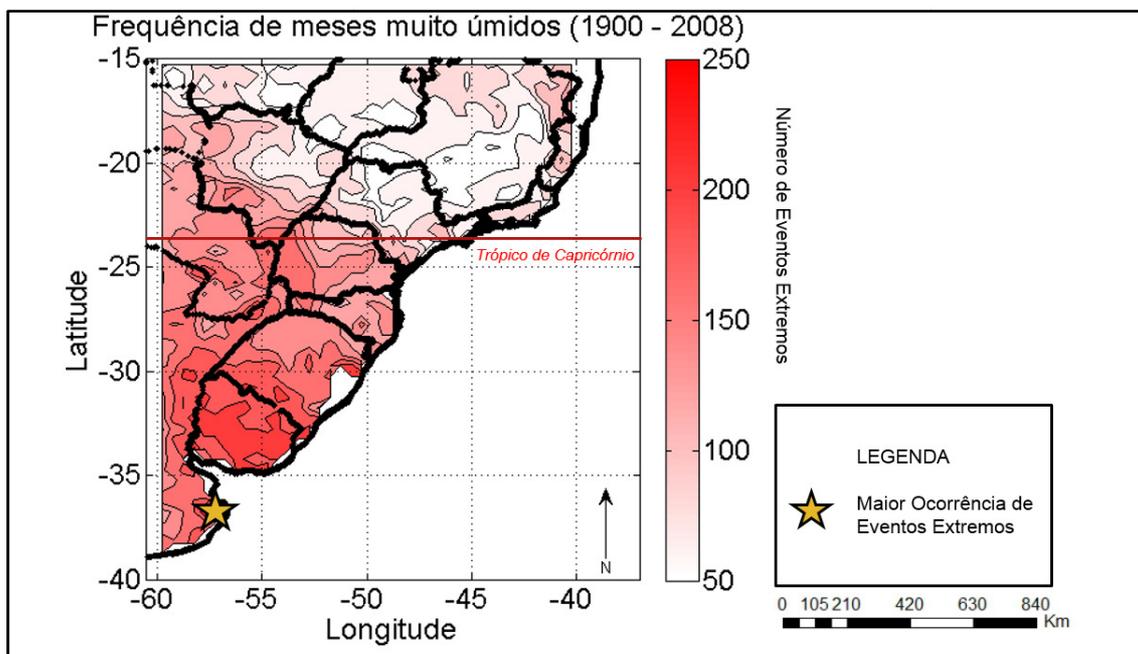


Figura 16 - Frequência de anomalias positivas de precipitação.

4.3.3 – Série Temporal das Anomalias de Precipitação

Como a área de maior ocorrência de eventos extremos positivos e negativos de precipitação foi a mesma, optou-se por gerar uma única série temporal com o primeiro e o quarto quartil da amostra (figura 18), representando os episódios de secas e cheias, respectivamente. A vantagem desta escolha é a comparação que pode ser feita ao analisar dois casos em um único gráfico.

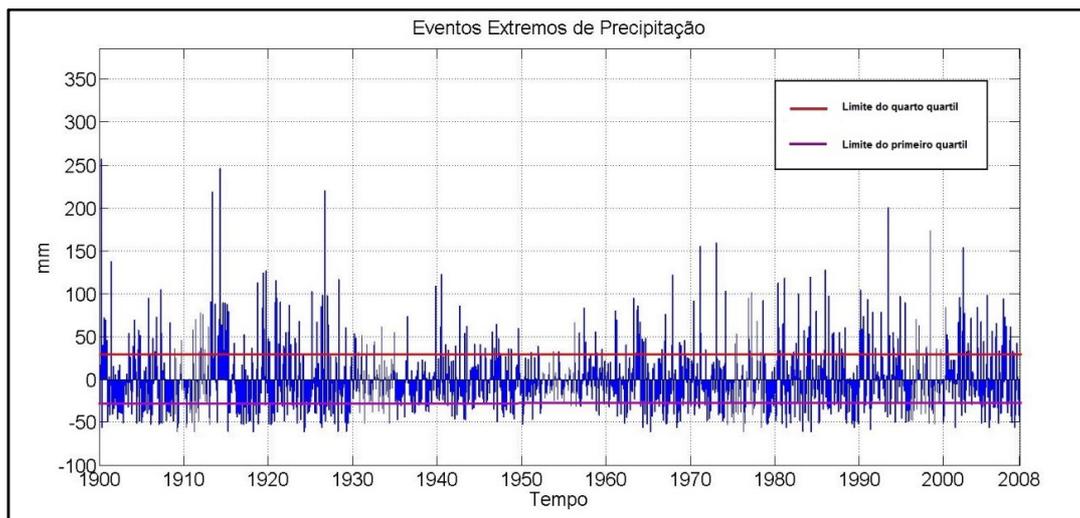


Figura 17 - Série temporal do total anual de precipitação da área de maior concentração (FRP) de extremos de precipitação.

A série temporal (figura 18) selecionada no núcleo que registra o maior número de eventos extremos evidencia que anomalias menores que 30 milímetros de chuva podem representar um evento extremo, pois esse volume é metade da média mensal; é possível também visualizar que anomalias positivas apresentam magnitudes maiores do que as anomalias negativas.

Nota-se que a frequência de secas (299 anomalias mensais extremas) é superior à frequência de cheias (239 anomalias mensais extremas). Contudo, precipitações extremas possuem uma intensidade superior quando ocorrem. Boa parte dos registros de eventos extremos positivos encontra-se acima de 50mm, o que não é tão frequente nas anomalias negativas. É importante ressaltar que as intensidades dos eventos extremos positivos eram maiores no início do século. Os valores médios correspondem, aproximadamente, a 100mm. Entretanto, existem registros que ultrapassam os 200mm, sendo que o máximo foi 250mm em 1900. Já na segunda metade do século, o maior valor foi 200mm. Outros eventos extremos fortes atingiram entre 150mm e 173mm.

Os episódios de seca extrema concentram-se em torno de 50mm, como dito anteriormente. É importante destacar que por nove vezes foram registrados casos extremos com o mesmo valor (60,2mm). Torna-se relevante acentuar dois fatos: os episódios negativos possuem uma duração maior que a dos positivos na primeira metade do século. Apesar de se intercalarem, o ciclo de secas dura em torno de 3 anos. O outro elemento notável é que as décadas de 1930 e 1950 apresentaram os eventos extremos mais fracos de precipitação do século XX. Salienta-se que as ocorrências extremas, positivas e negativas, diminuíram de intensidade após essas duas

décadas. Pode-se concluir que os eventos extremos de precipitação diminuíram sua intensidade no decorrer do século XX, nesta região da Argentina.

Analisando a série temporal com a transformada rápida de Fourier (figura 19), identificou-se um ciclo temporal de aproximadamente 7 anos e outros com maior frequência. O ciclo temporal interdecenal (7 anos) pode estar relacionado ao fenômeno ENOS, visto que ele altera o regime hídrico da região com frequência temporal semelhante. Mas quando comparamos a série temporal com a ocorrência do fenômeno ENOS, constatamos que eventos El Niño e La Niña estão associados a 50% dos casos de eventos extremos.

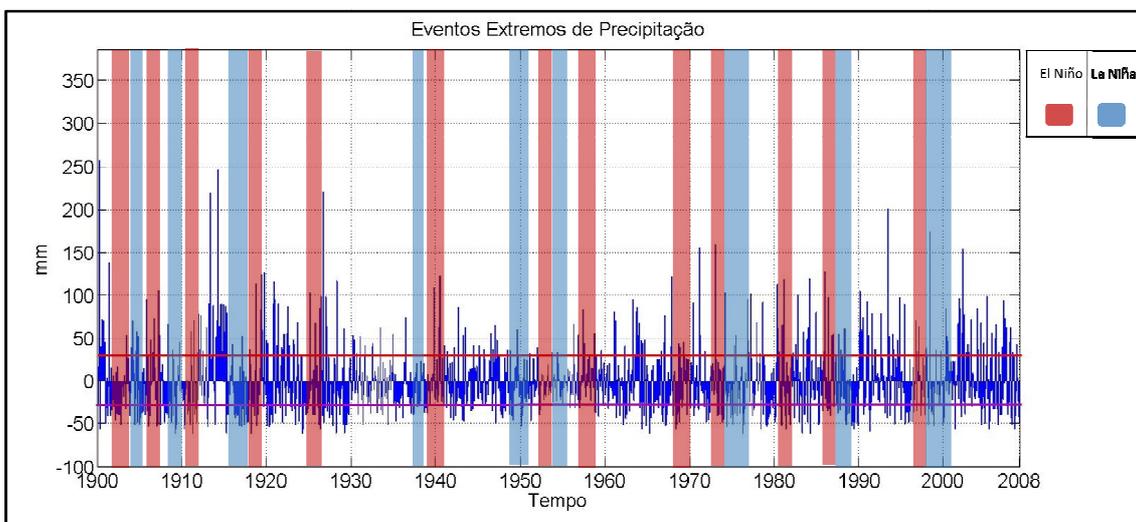


Figura 18 - Extremos de precipitação comparados aos episódios de El Niño/La Niña.

A variabilidade climática é controlada por vários fenômenos, em distintas escalas espacial e temporal (Grimm, 2009). Nesse contexto, é necessária maior investigação para explicar os 50% dos eventos extremos não relacionados diretamente ao ENOS, principalmente os ciclos temporais das séries anômalas que possuem frequências menores do que o ciclo desse fenômeno.

5. CONCLUSÕES

A análise de eventos extremos mostra que, dos quatro grandes tipos de eventos extremos, três deles estão localizados na região subtropical (eventos extremos de precipitação, tanto positivos quanto negativos, e o de frio intenso). Logo, a observação dos mapas revela que essa área é mais propícia a ocorrência de anomalias, principalmente de precipitação.

Percebe-se que essas anomalias ocorrem em todos os setores do sudeste da América do Sul. O Rio Grande do Sul apenas não é palco dos EE de temperatura negativa, provavelmente porque o estado é rota de diversos sistemas atmosféricos provenientes tanto das regiões quentes e úmidas quanto de regiões frias e secas. Na realidade, toda a área de estudo é uma região de encontro de diferentes massas de ar, além de ser afetada pelos efeitos de teleconexões tais como o El Niño e a La Niña e a Oscilação Antártica. Portanto, observou-se que nenhum local analisado está fora da área de impacto de algum tipo de EE.

A região do litoral do Paraná e São Paulo é mais propensa à ocorrência de eventos extremos de temperatura negativa que são controlados pela intensificação de fluxo de ar subantártico pela região, não possuindo relação direta com o ENSO. Entretanto, na mesma região nas proximidades do trópico de Capricórnio, mais a oeste do perímetro de anomalias negativas, a região do norte do Chaco (Paraguai, norte da Argentina e sul da Bolívia) é mais vulnerável às elevadas temperaturas (tendo como fatores controladores os sistemas monçônicos e o efeito da continentalidade). Além de possuírem dois ciclos com diferentes tempos de retorno: 40 e 10 anos, onde o ciclo de maior frequência apresenta correlação temporal com episódios do ENSO.

A zona da FRP e o sudeste da região sul são mais vulneráveis a extremos de precipitação, sejam eles grandes secas ou grandes chuvas. Ressalta-se que nesse caso não há predomínio de uma estação, mostrando que o ciclo interdecenal é mais importante que o sazonal na formação de anomalias de precipitação. Pela análise da transformada rápida de Fourier, constata-se um ciclo temporal de aproximadamente sete anos, além de outros com maior frequência (dois anos). O ciclo de sete anos pode estar relacionado ao fenômeno ENSO, porém ao compararmos a série temporal com episódios de El Niño/La Niña observamos que apenas metade podem estar esse teleconectados. Compreende-se que a variabilidade climática é controlada por vários fenômenos, nas escalas espacial e temporal como a ciclogênese. Nesse contexto, necessita-se maior investigação para explicar os 50% dos eventos extremos

de precipitação não relacionados diretamente à variabilidade do ENSO, principalmente os ciclos temporais das séries anômalas com frequências menores.

A técnica da distribuição de frequência em quartis mostrou-se uma ferramenta de fácil operacionalização e eficiente para a identificação de eventos extremos. Além disso, a seleção de uma série temporal no núcleo da zona que apresenta maior frequência de eventos extremos ajudou a identificar e compreender os ciclos temporais e alguns fatores que causaram tal evento.

Outra possibilidade de estudo a ser realizada é a análise do impacto desses mesmos eventos extremos na produção agrícola ou desastres naturais em áreas urbanas. Da mesma forma, pode-se aplicar esta pesquisa à dinâmica das regiões costeiras existentes na área de estudo e verificar o quão suscetíveis às anomalias de temperatura e precipitação.

6. REFERÊNCIAS

- ALVES, L.M. **Clima da região centro-oeste do Brasil**. 2009. In: CAVALCANTI I.F.A., FERREIRA, N.J., SILVA, M.G.A.J., DIAS, M.A.F. Tempo e clima no Brasil. São Paulo: Oficina de textos, pp.235–241.
- AQUINO, F. 2012. **Conexão Climática entre o módulo anular do Hemisfério Sul com a Península Antártica e o sul do Brasil**. 128pp. Tese Doutorado – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.
- ASSIS, F.N.; ARRUDA, H.V.; PEREIRA, A.R. 1996. Testes de Aderência, Assis, F. NIn: **Aplicações de estatística à climatologia: teoria e prática**.– Pelotas: Ed. Universitária/UFPel, pp.139–148.
- BARROS, V.R.; GONZÁLES, M.; LIEBMANN, B.; CAMILLONI, I. 2000. Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic sea surface temperature on internannual summer rainfall variability in Southeastern South America. **Theoretical Applied Climatology**, v.67, p.123–133.
- BARRY, R.; CHORLEY, R. 2013. **Atmosfera, tempo e clima**. 9ª ed. Porto Alegre, 512 pp.
- CAMPOS, C.R.J.; LIMA, E.C.S. e PINTO, L.B. **Complexo Convectivo de Mesoescala observado em 27/11/2002 no Nordeste da Argentina**. Anuário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2008. Disponível em: http://www.anuario.igeo.ufrj.br/anuario_2008_2/2008_2_23_32.pdf. Acesso em: 05 fevereiro 2015..
- CARVALHO, L.M.V; JONES, C. 2009. **Zona de Convergência do Atlântico Sul**. In: CAVALCANTI I.F.A., FERREIRA, N.J., SILVA, M.G.A.J., DIAS, M.A.F, 2009. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de textos, p.95–110.
- CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. 2002. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 15, p.2377–2394, 2002.
- CHAVES, R.R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, L03204, doi:10.1029/2003GL018647, 2004.
- CHRISTOPHERSON, R. 2012. **Geossistemas**, 7ªed. Porto alegre. Bookman. 685p.
- CHRISTTOFOLETTI, A. 1999. **Modelos sobre mudanças e dinâmica evolutiva dos sistemas**. In: ANTONIO CHRISTOFOLETTI. Modelagem de sistemas ambientais. São Paulo, Edgard Blücher, 1999. 234p.
- CREPANI, E. 2008. **Zoneamento Ecológico-econômico**. In: TERESA FLORENZANO. Geomorfologia, conceitos e tecnologias atuais. São Paulo: Oficina de textos, p. 285–314.
- DUHAMEL, P.; VETTERLI, M. 1990. **Fast Fourier Transforms: A tutorial review and a state of the art**. **Signal processing**, v. 19, n. 4, p. 259–299.
- DURKEE, J. D. e MOTE, T. L. A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. **International Journal of Climatology**. Vol. 30. 2009. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.1893/pdf>>. Acesso em: 05 fevereiro 2015.
- ESCOBAR, G. Jatos de altos níveis. In: CAVALCANTI I.F.A., FERREIRA, N.J., SILVA, M.G.A.J., DIAS, M.A.F, 2009. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de textos. 8p.127–134.

FUESSEL, H.M. 2007. Vulnerability: a generally applicable conceptual framework for climate change research. **Global Environmental Change**.v. 17, p. 155–167.

GILLET, N.P.;KELL, T.D.;JONES, P.D. 2006. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. **GeophysicalResearchLetters**, 33, L23704, DOI: 10.1029/2006GL027721.

GRIMM, A. 2009. **Clima da região sul do Brasil**. In: CAVALCANTI I.F.A., FERREIRA, N.J., SILVA, M.G.A.J., DIAS, M.A.F. Tempo e clima no Brasil. São Paulo: Oficina de textos, p.259–275.

GUEDES, R.L. 1985. **Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul**. 89 pp. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – IAG/USP, São Paulo.

HAYLOCK, M.R.; PETERSON, T.C.; ALVES, L.M.; AMBRIZZI, T.; ANUNCIAÇÃO, Y.M.T.; BAEZ, J. et al. 2006. 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.

KODAMA, Y. 1992. Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society Japan**, v. 71, p. 581–610.

KOUSKY, V.E.; CAVALCANTI, I.F.A. 1997. **High frequency variability over South America**. In: V International Conference on South Hemisphere METEOROLOGY and OCEANOGRAPHY, 1997, Pretoria, South Africa. Proceedings... Pretoria: AmericanMeteorologicalSociety

MARENGO, J.A. 2010. **Mudanças climáticas e eventos extremos no Brasil**. Fundação Brasileira para o Desenvolvimento Sustentável – FBDS. Disponível em:<<http://www.fbds.org.br/fbds/IMG/pdf/doc-504.pdf>>. Acesso em: 07 out. 2013.

MARENGO, J.A.; ALVES, L.M.; VALVERDE, M.C. 2009. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate model system.**International Journal ofClimatology**. DOI: 10.1002/joc.1863.

MARENGO, J.A.; SOARES, W.; SAULO, C.; NICOLINI, M. 2004.Climatology of the low level jet east of the Andes as derived from the NCEP/NCAR reanalyses. **Journal of Climate**, v.17, p. 2261–2280.

MARENGO, J.A. *et al.* 2007.Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade.**Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI**. 1ª ed. Brasília: Ministério do Meio Ambiente. v. 1., p. 185.

MATSUURA, K.;WILLMOTT C.J.;ROBESON, S.M, 2009. Ambiguities inherent in sums-of-squares-based error statistics.**Atmospheric Environment**, 43, 479–752. 2009.

MECHOSO, C.; ROBERTSON, A.; ROPELEWSKI, C.; GRIMM, A.; The American Monsoon Systems: na introduction. **The global monsoon system: research and forecast**. WMO/TD nº 1266.197-206. 2005

MENDONÇA, F. 2007. Climatologia: noções básicas e climas do Brasil. São Paulo: Oficina de textos.208 pp.

MORAES, F.D.S. 2014. **Precipitação e desastres associados ao Complexo Convectivo de Mesoescala que atingiu o Rio Grande do Sul em 22 e 23 de abril de 2011**. Trabalho de conclusão de curso, Bacharelado em Geografia Universidade Federal do Rio Grande do Sul.85 pp.

NINOMIYA, K. 1984. Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer northern hemisphere. **Journal of the Meteorological Society Japan**, v. 62, p. 880–894.

NUNES, L.H. 2009. **Clima da região sudeste do Brasil**. In: CAVALCANTI I.F.A., FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; DIAS, M.A.F.. Tempo e clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos. p.243–257.

OBERMAIER, M. 2011. **Vulnerabilidade e resiliência socioambiental no contexto da mudança climática: o caso do Programa Nacional de Produção e Uso de Biodiesel**. In: Centro de Gestão e Estudos Estratégicos. Parcerias Estratégicas, v. 16, n. 33. p. 109–134.

OLIVEIRA, G.S. 1999. **O El Niño e você: o fenômeno climático**. São José dos Campos: Transect Editorial, 116pp.

PEZZI, L.P.; SOUZA, R.B. 2009. **Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no Atlântico sudoeste**. In: CAVALCANTI I.F.A., FERREIRA, N.J., SILVA, M.G.A.J., DIAS, M.A.F.. Tempo e clima no Brasil. São Paulo: Oficina de textos, p. 385–406.

PEZZI, L.P.; CALTABIANO, A.C.; CHALLENGOR, P. 2006. Satellite observations of the Pacific Tropical Instability Waves characteristics and their interannual variability. **International Journal of Remote Sensing**, v.27, n. 8, p. 1581–1599.

PEZZI, L.P.; SOUZA, R.B.; DOURADO, M.S.; GARACIA, A.E.; MATA, M.M. 2005. Ocean atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas confluence region. **Geophysical Research**, v. 32, L22603, DOI: 10.1029/2005GL023866.

REBOITA, M.S.; GAN, M.A.; ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T. 2010. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185–204.

ROBERTSON, A.W.; MECHOSO, C.R. 2002. Interannual and decadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 2947–2957.

SANTOS, A. 2006. **Padrões sinóticos de circulação atmosférica associados a jatos de baixos níveis a leste da cordilheira dos Andes na América do Sul**. 21/06/2006. 256pp. Dissertação de mestrado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. São José dos Campos.

VELASCO, I.; FRITSH, J. M. **Mesoscale Convective Complexes in the Americas**. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92 (D8), 1987, p. 9591-9613.

VIANA, D.R.; AQUINO, F.E.; MUÑOZ, V.A. 2009. Avaliação de Desastres no Rio Grande do Sul associados a Complexos Convectivos de Mesoescala. **Sociedade e Natureza**, v. 21, n. 2, p. 91–105.

WAINER, I.; VENEGAS, S.A. 2002. South Atlantic multidecadal variability in the climate system model. **Journal of Climate**, v. 12, n. 13p, 1408–1420.