



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

Instituto de Geociências

GUILHERME HENRIQUE GABRIEL

MODOS DE VARIABILIDADE DAS PRECIPITAÇÕES NO ESTADO DE SÃO PAULO:
CONEXÕES LOCAIS, REGIONAIS E REMOTAS

CAMPINAS

2017

GUILHERME HENRIQUE GABRIEL

MODOS DE VARIABILIDADE DAS PRECIPITAÇÕES NO ESTADO DE SÃO PAULO:
CONEXÕES LOCAIS, REGIONAIS E REMOTAS

TESE APRESENTADA AO INSTITUTO DE
GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DE
CAMPINAS PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE DOUTOR
EM GEOGRAFIA NA ÁREA DE ANÁLISE AMBIENTAL E
DINÂMICA TERRITORIAL

ORIENTADORA: PROFESSORA DRA. LUCÍ HIDALGO NUNES

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL
DA DISSERTAÇÃO/TESE DEFENDIDA PELO ALUNO
GUILHERME HENRIQUE GABRIEL E ORIENTADA
PELA PROFESSORA DRa LUCÍ HIDALGO NUNES

CAMPINAS

2017

Agência(s) de fomento e nº(s) de processo(s): FAPESP, 2015/11035-5

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Cássia Raquel da Silva - CRB 8/5752

G114m Gabriel, Guilherme Henrique, 1989-
Modos de variabilidade das precipitações no Estado de São Paulo :
conexões locais, regionais e remotas / Guilherme Henrique Gabriel. –
Campinas, SP : [s.n.], 2017.

Orientador: Lucí Hidalgo Nunes.
Tese (doutorado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
Geociências.

1. Precipitação (Meteorologia). 2. Variabilidade. 3. Distribuição
(Probabilidades). I. Nunes, Lucí Hidalgo, 1961-. II. Universidade Estadual de
Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: Modes of variability of precipitation in the State of São Paulo :
local, regional and remote connections

Palavras-chave em inglês:

Precipitation (Meteorology)

Variability

Distribution (Probability theory)

Área de concentração: Análise Ambiental e Dinâmica Territorial

Titulação: Doutor em Geografia

Banca examinadora:

Lucí Hidalgo Nunes [Orientador]

José Antonio Marengo Orsini

Daniel Henrique Cândido

Raul Reis Amorim

Archimedes Perez Filho

Data de defesa: 04-12-2017

Programa de Pós-Graduação: Geografia



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

AUTOR: Guilherme Henrique Gabriel

**MODOS DE VARIABILIDADE DAS PRECIPITAÇÕES NO ESTADO DE SÃO
PAULO: CONEXÕES LOCAIS, REGIONAIS E REMOTAS**

ORIENTADORA: Profa. Dra. Lucí Hidalgo Nunes

Aprovado em: 04 / 12 / 2017

EXAMINADORES:

Profa. Dra. Lucí Hidalgo Nunes - Presidente

Prof. Dr. Archimedes Peres Filho

Prof. Dr. Raul Reis Amorim

Dr. José Antonio Marengo Orsini

Dr. Daniel Henrique Candido

***A Ata de Defesa assinada pelos membros da Comissão Examinadora,
consta no processo de vida acadêmica do aluno.***

Campinas, 04 de dezembro de 2017.

AGRADECIMENTOS

À professora e orientadora Lucí Hidalgo Nunes, que muito admiro, pela atenção e motivação desde 2009 – data da minha primeira iniciação científica, que culminaria, após 9 anos de muito aprendizado, na realização desse doutorado.

À minha família, em especial meus pais, cuja estrutura que me forneceram fez com que esse momento pudesse se tornar realidade.

À Aline, pela paciência e companheirismo e aos meus amigos que, muitas vezes sem saber, também contribuíram para meu crescimento pessoal e profissional.

A todos os funcionários do Instituto de Geociências da UNICAMP, em especial professores e secretaria, pela atenção e paciência em todos os momentos desde o início da graduação em 2008.

À FAPESP, pela concessão de bolsa (proc. 2015/11035-5) essencial ao desenvolvimento das atividades desse trabalho.

RESUMO

Neste estudo buscou-se identificar possíveis mudanças no regime das precipitações do estado de São Paulo, Brasil, avaliando informações de 79 postos pluviométricos para o período de 1973 a 2012, dividido em duas séries (1973 a 1992 e 1993 a 2012), que foram comparadas entre si de modo a observar eventuais alterações. Empreendidas no nível mensal e anual, foram utilizadas técnicas de estatística paramétrica (avaliação dos dois parâmetros da distribuição gama) e usando a técnica dos quantís (percentis 0,05, para extremos negativos e 0,95 para extremos positivos). Também foram analisados índices de teleconexão e o comportamento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) de forma a entender a variabilidade das chuvas no estado. Os resultados são apresentados em forma de mapas e revelam que os padrões de distribuição da pluviosidade no estado de São Paulo, como um todo, mostram aumento da irregularidade da distribuição das chuvas e da ocorrência de eventos extremos nos últimos anos. Além disso, é verificada forte relação entre o Índice de Oscilação Sul, bem como a ocorrência da ZCAS e os montantes de pluviosidade em São Paulo.

Palavras-chave: pluviosidade; eventos extremos; distribuição gama; teleconexões.

ABSTRACT

This study aimed to identify possible changes in the precipitation regime in the State of São Paulo, Brazil, evaluating data from 79 pluviometric stations between 1973 and 2012, analyzed in two groups (1973 to 1992 and 1993 to 2012), which were compared and observed for changes. Annual evaluations were conducted, using techniques of parametric statistics (evaluation of the two gamma distribution parameters) and the quantile technique (0.05 percentiles for negative extremes and 0.95 for positive extremes). In order to understand rainfall variability in the state of São Paulo, teleconnection indexes and South American Convergence Zone (SACZ) behavior were also analyzed. The results are presented as maps and show that the rainfall distribution patterns in the State of São Paulo generally indicate an increase in the irregular rainfall distribution and the occurrence of extreme events in recent years. In addition, strong relationships between the Southern Oscillation Index, as well as the occurrence of SACZ and rainfall amounts in São Paulo were observed.

Keywords: precipitation; extreme events; gamma distribution; teleconnections.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Principais sistemas atmosféricos atuantes no Brasil.	19
Figura 2. Classificação climática com base nos mecanismos de circulação atmosférica e na dinâmica climática do território paulista.	21
Figura 3. Legenda da classificação climática realizada por Monteiro, 1973 (Figura 2).	21
Figura 4. Pluviosidade média no estado de São Paulo, 1973 a 2012.	22
Figura 5. Proporção relativa das chuvas ao longo do ano no estado de São Paulo.	23
Figura 6. Esquema dos sistemas atmosféricos atuantes na AS no verão.	25
Figura 7. Elementos relevantes ao transporte de umidade na América do Sul.	26
Figura 8. Mapa geomorfológico do estado de São Paulo.	30
Figura 9. Série temporal do Índice de Oscilação Sul, 1973 a 2012.	36
Figura 10. Eventos de El Niño e La Niña de acordo com sua magnitude.	37
Figura 11. Série temporal do Modo Anular Sul, 1973 a 2012.	39
Figura 12. Postos pluviométricos do estudo.	43
Figura 13. Gráfico de dispersão dos dados dos postos Mogi-Mirim e Rios das Pedras.	46
Figura 14. Representação de seis diferentes curvas de distribuição de chuva.	50
Figura 15. Localização dos pontos e áreas de medição dos vários índices representativos do ENOS.	66
Figura 16. Localização das estações meteorológicas utilizadas no cálculo do SAM.	68
Figura 17. Comparação entre os índices do Modo Anular Sul calculados por meio de estações meteorológicas (British Antarctic Survey) – linha sólida – com o obtidos das reanálises (NOAA) – linha tracejada.	69
Figura 18. Tipologia das estações meteorológicas baseadas na relação do parâmetro de forma (eixo x) com o parâmetro de escala (eixo y).	73
Figura 19. Relação dos postos dominados tanto pelo parâmetro de forma (α) quanto pelo parâmetro de escala (β) no estado de São Paulo.	74
Figura 20. Gráfico de dispersão dos postos estudados em relação aos parâmetros de forma (eixo x) e de escala (eixo y), para os períodos de 1973-1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2).	75
Figura 21. Parâmetros de forma (α) para os períodos P1 (1973 a 1992) e P2 (1993 a 2012), sobrepostos, de acordo com latitude crescente.	76
Figura 22. Parâmetros de escala (β) para os períodos P1 (1973 a 1992) e P2 (1993 a 2012), sobrepostos, de acordo com latitude crescente.	77

Figura 23. Evolução do parâmetro de forma no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2).	78
Figura 24. Evolução do parâmetro de escala no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2).	79
Figura 25. Anomalias médias de chuva (linha) e pluviosidade média (colunas) em milímetros para períodos quinquenais de 1973 a 2012, divididos entre P1 (1973 a 1992) e P2 (1993 a 2012).	81
Figura 26. Evolução do parâmetro de forma na estação sub-úmida a seca no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2).	83
Figura 27. Evolução do parâmetro de forma na estação chuvosa no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2).	84
Figura 28. Evolução do parâmetro de escala na estação sub-úmida a seca no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2).	86
Figura 29. Evolução do parâmetro de escala na estação chuvosa no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2).	87
Figura 30. Valores do percentil 0,05 para o estado de São Paulo, considerando a série de 1973 a 2012.	89
Figura 31. Valores do percentil 0,95 para o estado de São Paulo, considerando a série de 1973 a 2012.	90
Figura 32. Representação da evolução dos valores dos percentis 0,95 (a) e 0,05 (b) do período 1 (1973 a 1992) para o período 2 (1993 a 2012).	92
Figura 33. Número de eventos extremos para o conjunto dos postos pluviométricos do estado de São Paulo, para dois períodos.	93
Figura 34. Evolução do percentil de extremos chuvosos na estação chuvosa no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2).	95
Figura 35. Evolução do percentil de extremos secos na estação chuvosa no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2).	96
Figura 36. Evolução do percentil de extremos chuvosos na estação subúmida a seca no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2).	98
Figura 37. Evolução do percentil de extremos secos na estação sub-úmida a seca no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2).	99
Figura 38. Agrupamentos semelhantes de pluviosidade no estado de São Paulo pelo método <i>k-means</i> com cinco grupos.	102

Figura 39. Pluviosidade média mensal para o período de 1973 a 2012 para os cinco grupos da análise de agrupamentos.	103
Figura 40. Agrupamentos de pluviosidade no estado de São Paulo pelo método <i>k-means</i> com cinco grupos, para cada período (P1 – 1973 a 1992 e P2 – 1993 a 2012).	107
Figura 41. Pluviosidade mensal média para os cinco grupos da análise de agrupamentos no período P1(1973 a 1992).	109
Figura 42. Pluviosidade mensal média para os cinco grupos da análise de agrupamentos no período P2 (1993 a 2012).	110
Figura 43. Localização do grupo 2 e da cidade de Lindóia no estado de São Paulo.	112
Figura 44. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o posto de Lindóia.	112
Figura 45. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o grupo 2.	113
Figura 46. Localização do grupo 4 e da cidade de Bananal no estado de São Paulo.	114
Figura 47. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o posto de Bananal.	115
Figura 48. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o grupo 4.	115
Figura 49. Localização do grupo 1 e da cidade de Indaiatuba no estado de São Paulo.	116
Figura 50. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o posto de Indaiatuba.	117
Figura 51. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o grupo 1.	117
Figura 52. Localização do grupo 5 e da cidade de Ourinhos no estado de São Paulo.	118
Figura 53. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o posto de Ourinhos.	119
Figura 54. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o grupo 5.	119
Figura 55. Localização do grupo 3 e da cidade de Cananéia no estado de São Paulo.	120
Figura 56. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o posto de Cananéia.	121
Figura 57. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o grupo 3.	121

- Figura 58.** Médias móveis de pluviosidade dos cinco postos pluviométricos selecionados em relação à média móvel de 6 meses do índice SAM para o período de 1973 a 2012. **123**
- Figura 59.** Médias móveis de pluviosidade dos cinco grupos da análise de agrupamentos em relação à média móvel de 6 meses do índice SAM para o período de 1973 a 2012. **124**
- Figura 60.** Relação entre a média pluviométrica (mm) dos 5 postos representativos da variabilidade pluvial do estado de São Paulo com o número de dias de ocorrências de ZCAS nos meses de verão. **126**
- Figura 61.** Relação entre a média pluviométrica (mm) dos 5 grupos derivados da análise de agrupamentos com o número de dias de ocorrências de ZCAS nos meses de verão. **127**
- Figura 62.** Pluviosidade média do estado de São Paulo comparada com o número de dias de ocorrência de ZCAS por ano, desde 1996. **128**

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Principais padrões de teleconexão identificados	34
Tabela 2. Porcentagem de dados faltantes (dados mensais) para os postos que apresentaram falhas nos registros históricos entre 1973 e 2012.	44
Tabela 3. Quadro representativo das características dos padrões da distribuição gama	51
Tabela 4. Teste comparativo entre parâmetros da distribuição gama estimados com (a) e sem (b) a substituição dos registros iguais a 0,0 mm pelo limite mínimo de 0,01 mm.	54

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

α – Parâmetro de forma da distribuição gama.

β – Parâmetro de escala da distribuição gama.

AAO – Oscilação Antártica

CEDEC – Coordenadoria Estadual da Defesa Civil do Estado de São Paulo.

CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos.

DAEE – Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo.

ENOS – El Niño Oscilação Sul

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.

IPCC – Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas.

IOS – Índice de Oscilação Sul

JBN – Jato de Baixos Níveis

KS – Teste de Komolgorov-Smirnov

NOAA – *National Oceanic and Atmosphere Administration* (Administração Nacional Oceânica e Atmosférica Norte Americana)

OA – Oscilação Antártica

P1 – Período 1 do estudo, 1973 a 1992.

P2 – Período 2 do estudo, 1993 a 2012.

RM – Região Metropolitana.

SAM – Modo Anular Sul

SIGRH – Sistema para Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo.

SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission*.

TSM – Temperatura de Superfície do Mar

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	15
1.1. Variabilidade e mudanças climáticas	15
1.2. Caracterização climática de São Paulo	18
1.2.1. A Zona de Convergência do Atlântico Sul	24
1.3. Geomorfologia do estado de São Paulo	29
1.4. Teleconexões Atmosféricas no Hemisfério Sul	32
1.5. Hipótese	40
2. METODOLOGIA	41
2.1. Base de dados e período de estudo	41
2.2. Distribuição gama	48
2.3. Eventos extremos	56
2.4. Interpolação e mapas de contornos	58
2.5. Análise de Agrupamentos (<i>cluster</i>)	61
2.6 Teleconexões e Zona de Convergência do Atlântico Sul	65
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	72
3.1. Interpretando os parâmetros da distribuição gama	72
3.1.1. Evolução sazonal dos parâmetros de forma e escala	82
3.2. Análise de eventos extremos	88
3.2.1. Sazonalidade dos eventos extremos	94
3.3. Análise de Agrupamentos	101
3.4. As teleconexões e as chuvas em São Paulo	111
3.4.1. O Índice de Oscilação Sul – IOS	111
3.4.2. Modo Anular Sul/Oscilação Antártica	123
3.5. A Zona de Convergência do Atlântico Sul e as chuvas de verão em São Paulo	125
4. CONCLUSÕES	130

1. INTRODUÇÃO

1.1. Variabilidade e Mudanças Climáticas

A variabilidade constitui o traço mais marcante do regime de pluviosidade, cuja distribuição está fundamentalmente relacionada à dinâmica geral dos processos atmosféricos, à posição geográfica e ao relevo. Ela se manifesta tanto espacial como temporalmente e, apesar de ser elemento intrínseco do sistema climático, pode impactar significativamente as diversas atividades humanas.

O estado de São Paulo, foco da análise, está inserido no meio tropical úmido a subúmido, em que diversos domínios climáticos regionais e locais influenciados pela presença de diferentes sistemas de atmosféricos, atuam de maneira variável ao longo do ano e da posição geográfica, o que confere ao estado contrastes climáticos consideráveis (NUNES, 2000).

Em outra escala de análise, o aquecimento global, resultado da gradativa elevação das concentrações dos gases de efeito estufa na atmosfera, como aponta o Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas (em inglês, IPCC, 2014), pode impactar significativamente o clima da Terra. Um dos prováveis impactos das mudanças climáticas globais seria o aumento da frequência de eventos extremos de precipitação, que vêm sendo observado em diferentes partes do mundo (EASTERLING et al., 2000; MC BEAN, 2004; VICENTE e NUNES, 2005; SILLMANN e ROECKNER, 2008; PATT et al., 2010, KUNKEL et al., 2012; RAJCZAK et al., 2013). Com isso, os custos socioeconômicos dos extremos também irão recrudescer no mundo todo (KUNKEL et al., 1999; O'BRIEN e LEICHENKO, 2003; BENISTON E STEPHENSON, 2004; WEBSTER et al., 2008; AHMED et al., 2009; JENKINS, 2013; MALTE, 2015).

Complementarmente, uma série de estudos tem mostrado que o agravamento de problemas ambientais tem contribuído para aumentar tanto o número de eventos calamitosos como a vulnerabilidade das pessoas a esses episódios (PIELKE e DOWNTON, 2000; SCHIPPER e PELLING, 2006; CASTELLANO e NUNES, 2007; ARAKI e NUNES, 2008; BANHOLZER et al., 2014). Alley et al. (2003) enfatizam que alterações rápidas teriam efeito ainda maior por impossibilitar a prevenção ou a adaptação a essas mudanças, que afetariam os sistemas ecológico e econômico em curso. Lembrem os autores que os sistemas ecológicos

são particularmente sensíveis a mudanças climáticas repentinas, pois eles estão adaptados a condições que perduram por longo tempo e suas mobilidades são reduzidas.

Para Katz e Brown (1992), os eventos extremos são os catalisadores da preocupação envolvendo as mudanças climáticas e a teoria estatística para os extremos é utilizada para demonstrar que a frequência de tais eventos é relativamente mais dependente de mudanças na variabilidade do que na média do clima. Os autores ainda alertam que estudos que tenham a premissa de lidar com impactos sociais das mudanças climáticas tenham o cuidado de não basear suas conclusões sobre mudanças globais e aumento na frequência de extremos apenas em alterações nos valores médios do clima, para que não pareçam superficiais.

Analisar essa dinâmica da pluviosidade é essencial para diversas atividades, como gerenciamento de recursos hídricos e energéticos, previsão de eventos extremos deflagradores de desastres naturais, modelagem hidrológica e de umidade do solo e planejamento agrícola. Porém, se de um lado o progresso tecnológico alcançado no período histórico atual permite maior intervenção no meio físico, com conseqüente otimização dos recursos, por outro lado o ambiente modificado torna-se mais suscetível e a população, mais vulnerável às oscilações do clima.

A importância de mudanças na variabilidade espacial das chuvas traz graves conseqüências. Discorrendo sobre isso Vinikov et al. (1990) demonstraram que uma rigorosa seca na antiga União Soviética atingiu severamente o cinturão agrícola, com graves conseqüências na distribuição de alimentos, ainda que a média anual de chuvas não tenha sido alterada.

No caso da agricultura, tanto o excesso quanto a deficiência de chuvas podem trazer problemas à atividade: no primeiro caso há um agravamento do processo de degradação do solo, enquanto a falta de chuvas compromete o desenvolvimento das plantas, já que submetidas a situações de estresse hídrico, elas apresentam problemas de absorção de nutrientes e fixação de biomassa, o que acarreta baixa produção geral (FONTANA, 1992).

Para Martins (2011), a aplicação de estudos agroclimatológicos nos Programas de Zoneamento Agrícola do Brasil passou a orientar os produtores quanto aos tipos de cultura e épocas de plantio mais favoráveis a cada região esse modelo analisa, entre outros parâmetros, o potencial de atendimento hídrico às culturas de uma determinada região. O conhecimento prévio de como a precipitação pluviométrica se comportará é apresentado como alicerce ao desenvolvimento destes projetos, por se tratar de um parâmetro-base às técnicas de cultivo

que visam aperfeiçoar a utilização dos recursos naturais, no intuito de obter a melhor relação entre produção e gasto de energia.

No entanto, a variabilidade temporal e espacial das chuvas se coloca como fator limitante na precisão de tais modelos, aumentando os riscos do planejamento, sobretudo o planejamento agrícola e a consequente definição do Zoneamento Agrícola de Riscos Climáticos.

Para isso,

É desejável que o analista tenha conhecimento do regime climático, do sistema de circulação geral e demais processos geradores das chuvas, da orografia, da existência de microclimas e demais fatores que possam influenciar na ocorrência das chuvas na região em estudo. Em muitas ocasiões, totais pluviométricos bastante diferenciados entre estações próximas podem ser explicados por diferenças de altitude, pela localização das estações a barlavento ou sotavento, pela ocorrência de chuvas convectivas etc (BRASIL, 2012, p. 12).

Tendo em conta a realidade socioespacial regional, observar a variabilidade da precipitação torna-se fundamental para, a partir do entendimento dos mecanismos responsáveis pelos eventos extremos, permitir avaliação adequada da sua evolução e fornecer bases para ações futuras, mitigando impactos negativos ainda mais fortes, considerando o contexto de mudanças climáticas. Diversos autores, entre os quais Liang et al. (2012), ressaltam que ao contrário de outras variáveis meteorológicas como temperatura e pressão do nível do mar, a precipitação não obedece a distribuição normal.

Nesse sentido, avaliou-se a variabilidade espacial e temporal da pluviosidade no estado de São Paulo a partir do ajuste de dados pluviométricos a uma distribuição estatística, a distribuição gama, e pela análise dos seus dois parâmetros: forma (α) e escala (β).

A distribuição gama é particularmente interessante na climatologia, pois é limitada à esquerda por zero, isto é, não admite valores negativos, o que é importante no estudo da precipitação, já que um evento negativo de chuva é impossível. Porém, o mais importante é que se trata de uma distribuição com parâmetros, forma e escala, bastante flexíveis, o que permite que ela se ajuste de maneira adequada a uma grande diversidade de regimes pluviais (WILKS, 1995). Ison et al. (1971) examinaram a relação entre os parâmetros da distribuição gama e o acumulado de precipitação para tres postos pluviométricos nos

Estados Unidos, mostrando que a distribuição gama é útil no estudo da pluviosidade em uma grande variedade de escalas de tempo, desde acumulados diários até sazonais. Nesse sentido Ben-Gai et al (1998) e Morais et al (2001) afirmam que parâmetros estatísticos representativos podem ser extraídos de séries pluviométricas relativamente curtas, como 10 anos.

O estado de São Paulo, que é bastante diverso em seus aspectos econômicos, sociais e ambientais, sofreu severas mudanças ambientais, intensificadas com o desenvolvimento urbano, industrial e o crescimento e adensamento da população, acompanhados pelo desmatamento, poluição em todos os níveis, degradação dos solos e exploração dos recursos naturais. Para exemplificar: entre 1980 e 2015 a população saltou de 24.953.238 para 43.046.555 habitantes, ou seja, um incremento de 72,5. Em 2014 a população urbana era estimada em 96,21%, sendo que em 1980 essa taxa era de 88,64% (IBGE). Victor et al. (2005) mostram que a cobertura vegetal do estado foi drasticamente reduzida nos últimos cinco séculos: originalmente a Mata Atlântica cobria 81,8% da área total do estado, mas em 2000 a área remanescente correspondia a somente 3,0% da cobertura original.

Por apresentar grande população, forte concentração urbana e industrial e agricultura comercial altamente modernizada e competitiva no mercado globalizado, especialmente no caso da cana-de-açúcar e da soja, a demanda de água é constante e bastante alta, de modo que São Paulo é altamente dependente de distribuição pluvial regular e adequada: em outras palavras, alterações na distribuição da precipitação podem trazer significativo impacto no estado e mesmo no país, tendo em vista a concentração econômica e populacional em São Paulo.

1.2. Caracterização Climática de São Paulo

Com uma área que se estende por cerca de 248 milhões de km², equivalente a 2,9% do território brasileiro, São Paulo se destaca no cenário nacional pela sua grande concentração populacional e econômica – características que, quando somadas à variabilidade associada ao regime pluviométrico da região, conferem à população do estado grande vulnerabilidade à distribuição das chuvas. Todos os anos os prejuízos econômicos e a população afetada, inclusive com óbitos, são expressivos, especialmente no período mais chuvoso, de outubro a março, quando, via de regra, são registrados muitas inundações, alagamentos e, em alguns setores, escorregamentos de encostas, muitas vezes associados a

ventos intensos também. Por outro lado, secas tem atingido o estado de São Paulo, sendo as mais recentes em 2001 e 2014-15 (MARENGO et al, 2015; NOBRE et al, 2016).

Em levantamento efetuado por Brollo e Ferreira (2009) a partir de dados da Coordenadoria Estadual da Defesa Civil do Estado de São Paulo (CEDEC) para o período de 2000 a 2010, durante as Operações de Verão ocorreram 2.569 episódios calamitosos, sendo 52,0% inundações, 19,0% escorregamentos de encostas e 1,0% erosões. Dos 645 municípios do estado 357 foram afetados, tendo havido 316 registros de óbitos, sendo que as inundações foram responsáveis por 36%, escorregamentos por 42% e outros desastres por 22%.

A variabilidade temporal e espacial intrínseca das precipitações extremas é particularmente grande no estado de São Paulo, pois são muitos os mecanismos responsáveis pela gênese da precipitação (Figura 1).

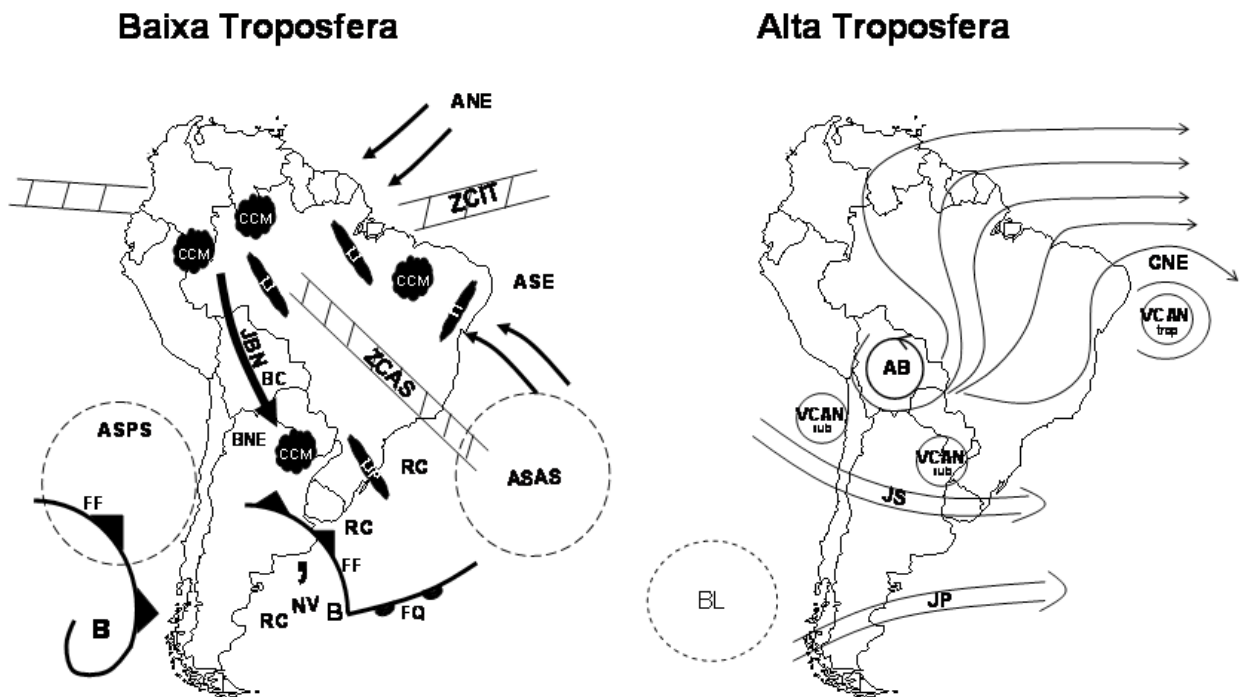


Figura 1. Representação esquemática dos sistemas atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul. Em relação à baixa troposfera tem-se: ANE ventos alísios de nordeste, ASE ventos alísios de sudeste, ASAS anticiclone subtropical do Atlântico Sul, ASPS anticiclone subtropical do Pacífico Sul, B baixa pressão, BC baixa do Chaco – região de baixas térmicas, BNE região de baixas térmicas no noroeste argentino, CCM complexo convectivo de mesoescala, FF frente fria, FQ frente quente, JBN jato de baixos níveis a leste dos Andes, LI linha de instabilidade tropical, LIP linha de instabilidade pré-frontal, NV nuvem vírgula, RC regiões ciclogênicas, ZCAS zona de convergência do Atlântico Sul e ZCIT zona de convergência intertropical. Já em relação à alta troposfera tem-se: AB alta da Bolívia, BL região de bloqueios atmosféricos, CNE cavado do nordeste do Brasil, JS jato subtropical, JP jato polar, VCAN sub vórtices ciclônicos de altos níveis subtropicais, VCAN trop vórtices ciclônicos de altos níveis tropicais. É importante destacar que a AB e o CNE são sistemas que se configuram no verão e desaparecem no inverno. Além disso, no verão o JP e o JS se fundem em apenas um jato (REBOITA et al., 2010:199)

O Jato de Baixos Níveis transporta a umidade oriunda do fluxo dos ventos alísios que passa sobre a Amazônia (podendo adquirir mais umidade devido à evapotranspiração da floresta) sofrendo mudança devido à barreira orográfica e correndo paralelamente aos Andes em direção sul/sudeste do Brasil e norte da Argentina. Este transporte apresenta um ciclo anual em que, no verão, a umidade que vai para a Bacia Paraná-Prata é, em sua maior parte, oriunda da região Amazônica, enquanto que no inverno ainda que possa haver esse transporte da Amazônia, observa-se o transporte de origem oceânica associada ao ciclo anual da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (MARENGO et al., 2004; CAVALCANTI et al., 2009).

Sob o ponto de vista genético, participam, principalmente, três massas de ar na formação das chuvas em São Paulo: uma massa de ar polar (MPA), fria e úmida, vinda do sul do Oceano Atlântico, que se confronta com outras duas massas de ar na porção mais ao norte do estado. A primeira, uma massa de ar tropical úmida vinda do Oceano Atlântico (MTA) e a segunda, uma massa de ar tropical, seca e quente (MTC), originada do interior do continente sulamericano, na região conhecida como *Gran-Chaco*, uma região semiárida na bacia do Rio da Prata, englobando a porção oriental da Bolívia e Paraguai, norte da Argentina e oeste dos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. As massas de ar equatoriais, continental (MEC) e atlântica (MEA), para Schröder (1956) parecem participar secundariamente da dinâmica climática do estado de São Paulo.

A distribuição das terras sul-americanas em diferentes latitudes e com formas de relevo e altimetria variadas proporcionam a atuação e o desenvolvimento de diferentes sistemas atmosféricos, que contribuem para a não homogeneidade climática desta área (REBOITA, 2010). Por sua vez, a região Sudeste é transicional, em divesas escalas: no nível zonal o estado é atravessado pelo Trópico de Capricórnio, o que confere à área características tanto de tropicalidade como de subtropicalidade; do ponto de vista regional, atuam no estado sistemas tropicais e extratropicais, e no nível local, a configuração e a disposição do relevo são elementos relevantes na diversidade das precipitações (CANDIDO e NUNES, 2008, OBREGON, et al., 2013) – como explicitado na classificação realizada por Monteiro (1973), Figura 2 (legenda na Figura 3). Ademais, atuam na área, de forma variável, diversos processos que interferem temporariamente nos padrões da distribuição das precipitações, como o fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS), cuja influência em São Paulo em ocorrências mais fortes é discutida por Nunes (1997). Tarifa e Armani (2000) ponderam que o clima de São Paulo é marcado por alternância das estações quente e úmida e fria e mais seca, com variações atmosféricas abruptas, como forte aquecimento ou resfriamento em pequeno intervalo de tempo.

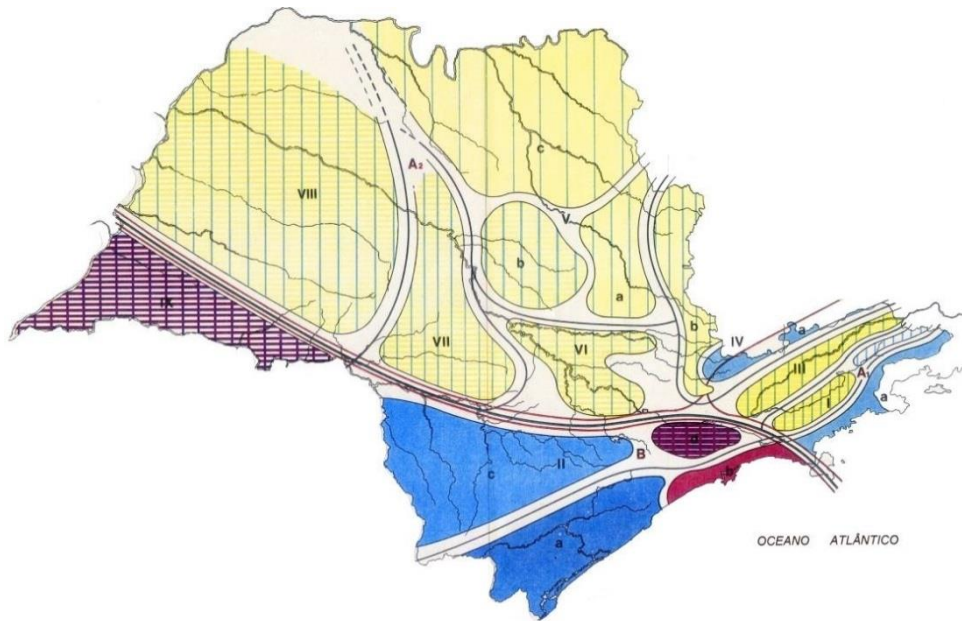


Figura 2. Classificação climática realizada com base nos mecanismos de circulação atmosférica e na dinâmica climática do território paulista – legenda na Figura 3. Fonte: MONTEIRO, 1973.

CLIMAS ZONAIS	CLIMAS REGIONAIS	FEIÇÕES CLIMÁTICAS INDIVIDUALIZADAS NOS CLIMAS REGIONAIS, SEGUNDO AS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS					
		LITORAL	PLANALTO ATLÂNTICO	VALE DO PARAIBA	MANTIQUEIRA	DEPRESSÃO	PLANALTO OCCIDENTAL
CONTROLADOS POR MASSAS EQUATORIAIS E TROPICAIS	CLIMAS ÚMIDOS DAS COSTAS EXPOSTAS AS MASSAS mT	I-TROZ	BACIA DO PARAIBA	III VALE DO PARAIBA	IV SERRA		
	CLIMAS TROPICAIS ALTERNADAMENTE SECOS E ÚMIDOS				CONTRAFORTES	V SETOR NORTE	NORTE SERRA DE SÃO CARLOS
CONTROLADOS POR MASSAS TROPICAIS E POLARES	CLIMAS ÚMIDOS DA FACE ORIENTAL E SUB-TROPICAL DOS CONTINENTES DOMINADOS POR MASSA mT	II	BACIA PAULISTANA			III PERCÉE DO TIETE	VII SERRA DE BOTUCATU VIII OESTE
		II	BACIA DO PARANA PANEMA				IX SUDOESTE

Figura 3. Legenda da classificação climática realizada por Monteiro, 1973 (Figura 2). Fonte: adaptado de Monteiro (1973).

No estado de São Paulo a precipitação é o fator ambiental de maior relevância, pois sua variação espacial e temporal mais pronunciada influencia os aspectos físicos, biológicos e socioeconômicos. A distribuição espacial realizada por krigagem da precipitação

apresenta considerável distinção ao longo do estado, com claro gradiente leste-oeste (interior-litoral) (Figura 4), que reflete condições crescentes de continentalidade e, assim, diminuição da precipitação.

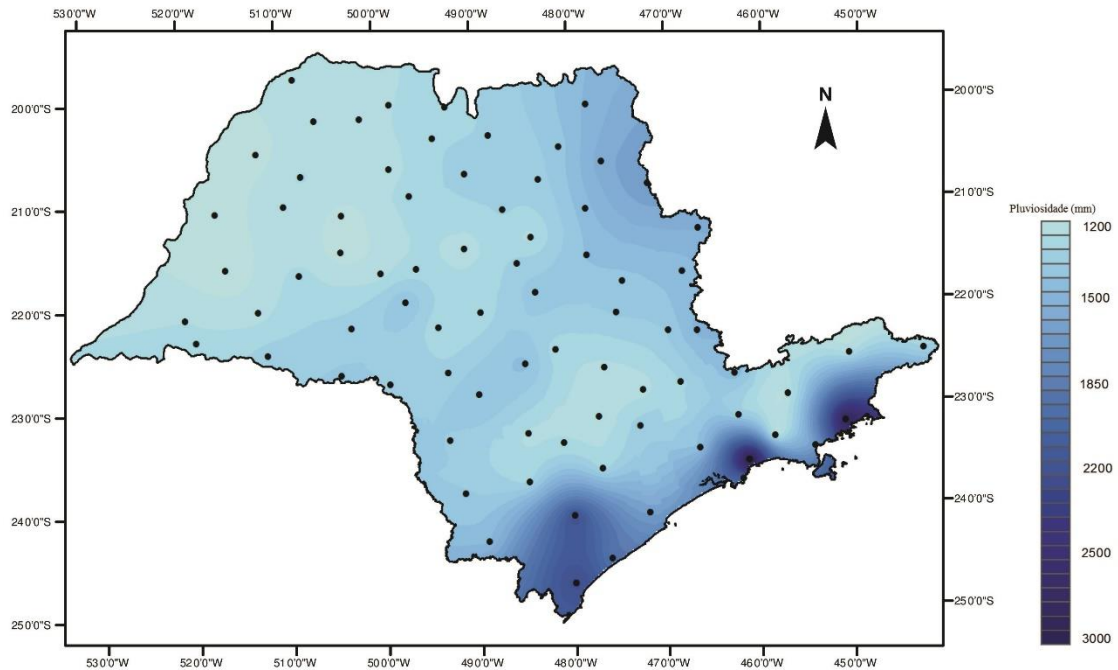


Figura 4. Pluviosidade média no estado de São Paulo, considerando o período de 1973 a 2012, levando em consideração os dados dos 79 postos pluviométricos do estudo. Fonte: Departamento de Água e Energia Elétrica do estado de São Paulo (DAEE¹), elaborado pelo autor.

Na região costeira, que abrange o litoral de Ubatuba, Santos, Iguape e o Alto Ribeira, a distribuição das chuvas é largamente influenciada pela brisa marítima saturada de umidade, que vence a orografia, bastante próxima do mar, e avança em direção ao interior do continente – perdendo força gradualmente na medida em que se afasta da zona costeira. Há que se considerar, também, mais ao sul a influência das massas de ar úmidas vindas do sul, que atingem a região do Vale do Ribeira nos meses hibernais. Para Schröder (1956), Monteiro (1973), Cavalcanti et al.(2009), Reboita et al. (2010), estes são fatores que permitem explicar as chuvas abundantes durante os meses de inverno no litoral, geralmente mais secos no restante do estado.

Partindo do litoral em direção ao Planalto Ocidental, próximo das divisas com os estados do Paraná ao sul, Mato Grosso do Sul a oeste e Minas Gerais ao norte, se observa uma grande área com precipitação relativamente pequena – e que fica cada vez menor na medida em que se avança em direção ao interior, com totais pluviométricos próximos a 1.200 mm.

¹ <http://www.sigrh.sp.gov.br/>

Exceção a esse comportamento é observada na faixa correspondente à Serra de Botucatu, entre o Planalto de São Paulo e o Planalto Ocidental, e no nordeste do estado, na região da Serra da Mantiqueira, onde as precipitações podem variar entre 1.600 mm e 2.000 mm.

As diferenças temporais são também importantes (Figura 5), com maiores volumes no semestre primavera-verão. Nota-se que, para todos os 79 postos pluviométricos utilizados no presente estudo, os totais de chuva ao longo do ano concentram-se nos meses considerados de estação chuvosa (Outubro a Março), com parcela relativamente pequena, salvo exceções, de chuva na estação seca (Abril a Setembro). Exceções ocorrem, sobretudo, na faixa costeira, por influência da brisa marítima que traz umidade a essa região durante todo o ano, e ao sul/sudoeste do estado, na divisa com o Paraná, por influência da massa polar atlântica nos meses de inverno – à medida que se desloca para o norte ou para o nordeste a massa passa a ser instável. Embora existam em todas as estações, são mais intensas no inverno e, por isso, desempenham maior destaque sobre o continente nessa estação, quando atingem mais baixas latitudes.

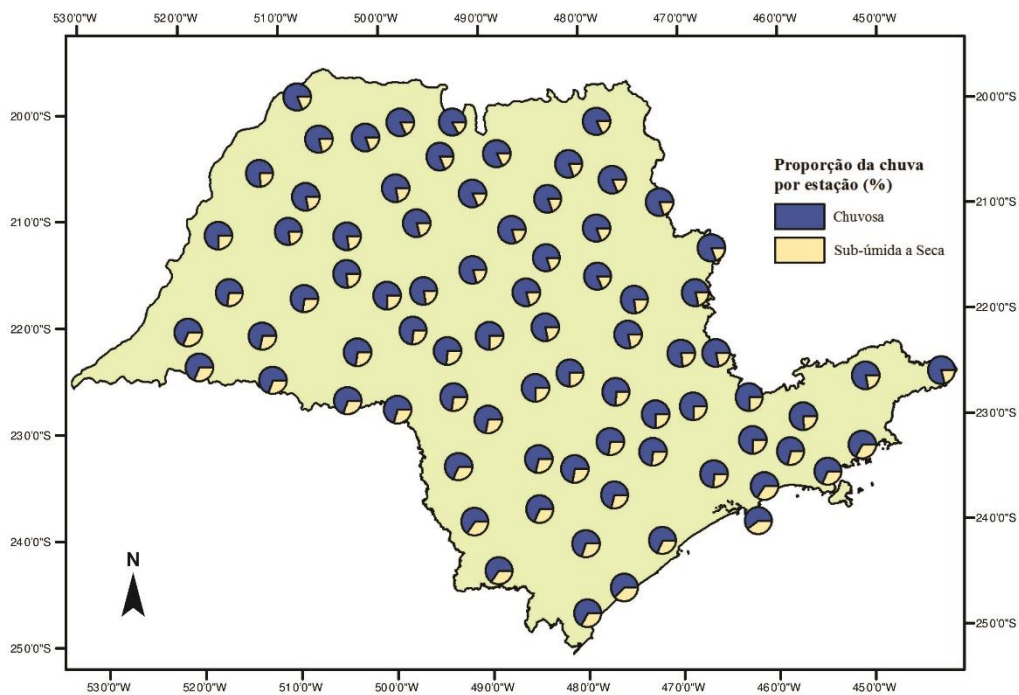


Figura 5. Proporção relativa das chuvas ao longo do ano no estado de São Paulo, considerando o período de 1973 a 2012 para os 79 postos pluviométricos do estudo. Fonte: DAEE, elaborado pelo autor.

Destaca-se que a variabilidade inter e intra-anual é elevada, devido a ação de fenômenos meteorológicos de escala regional e condições locais, como topografia, exposição de vertentes e uso da terra (NUNES et al., 2009). Para Bombardi (2008), a característica mais evidente da variabilidade da precipitação sobre a América do Sul na escala intra-sazonal é a intensa atividade convectiva na região da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Os sistemas frontais, sobretudo nos meses de inverno, e o aporte de umidade devido a proximidade com o oceano Atlântico são também importantes controles climáticos na região Sudeste do Brasil (DRUMOND et al, 2009).

Há que se ressaltar que embora certo grau de incerteza seja inerente ao funcionamento de qualquer sistema, devido ao alto grau de variabilidade das variáveis e suas combinações (VICENTE, 2005), a dificuldade em antever com certa antecedência o registro de eventos extremos é um fator limitante, embora não impossibilitante, para a prevenção e minimização dos impactos ocasionados por chuvas intensas.

1.2.1. A Zona de Convergência do Atlântico Sul

Acompanhando o ciclo anual da chuva, observa-se uma das características mais marcantes do clima tropical da América do Sul durante o verão: a presença de uma banda de nebulosidade e chuvas com orientação noroeste-sudeste, que se estende desde a Amazônia até o Sudeste do Brasil e, frequentemente, sobre o oceano Atlântico Subtropical: a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

A ZCAS é caracterizada pela convergência de umidade em baixa troposfera no sentido da sua orientação (NO-SE), nos meses de novembro a março, favorecida pela elevada taxa de evapotranspiração na região amazônica, pela atuação do Jato de Baixos Níveis e pela Alta Subtropical do Atlântico Sul – que contribui para a penetração de sistemas frontais na área continental, como pode-se observar na Figura 6).

Juntamente com a própria Cordilheira dos Andes, estes sistemas favorecem a manifestação e interferem no posicionamento das bandas de nebulosidade sobre a América do Sul. A existência dos Andes no leste amazônico provoca a deflexão dos ventos alísios, que tomam direção sul-sudeste. Tal fato é um bom indício de como a umidade pode ser transportada da região fonte (Amazônia) para a zona de convergência (QUADRO, 1994). Adicionalmente, de acordo com Marengo et al. (2004), os jatos de baixos níveis representam um importante aspecto da circulação de baixos níveis no verão da América do Sul, sendo

responsáveis por transportar umidade e calor em direção ao pólo a leste das cadeias montanhosas.

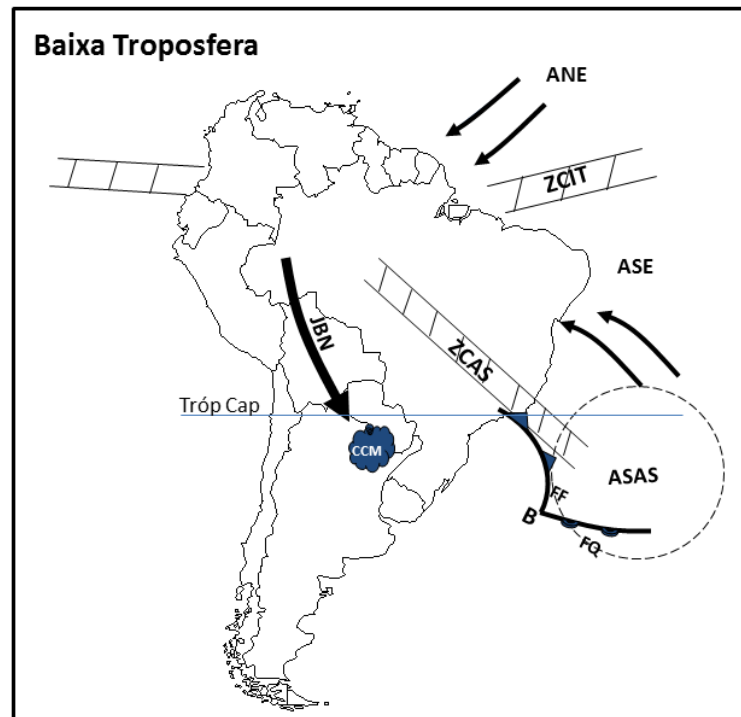


Figura 6. Esquema dos sistemas atmosféricos atuantes na AS no verão. A sigla ANE refere-se aos ventos alísios de nordeste, ASE aos ventos alísios de sudeste, ASAS ao anticiclone subtropical do Atlântico Sul, B a uma baixa pressão atmosférica (ciclone), CCM aos complexos convectivos de mesoescala, FF a uma frente fria, FQ a uma frente quente, JBN ao jato de baixos níveis a leste dos Andes, Tróp Cap ao Trópico de Capricórnio, ZCAS à Zona de Convergência do Atlântico Sul e ZCIT à Zona de Convergência Intertropical (REBOITA, 2012).

Essa zona de convergência do fluxo de umidade na baixa troposfera tem um papel importante no regime de chuvas das Regiões Sul/Sudeste do Brasil no período de verão. Permanecendo semiestacionária por vários dias sobre a região sudeste, intensifica a convecção, elevando o volume de chuvas (FERREIRA et al., 2004). De acordo com Cavalcanti et al. (2009), embora tais características sejam observadas em todos os verões, importantes variações ocorrem na organização espacial, na intensidade das chuvas e na circulação. Essas variações são muitas vezes responsáveis pela ocorrência de eventos severos, que deflagram inundações e movimentos de massa. Por outro lado, a ausência das chuvas e a descaracterização desse sistema podem representar longos períodos de seca ou má distribuição das chuvas sobre grandes regiões do território brasileiro, como mostram Marengo et al. (2015) ao tratar da crise hídrica que impactou o estado de São Paulo nos verões de 2014

e 2015. A Figura 7 mostra a diferença entre um verão considerado habitual e um seco, no que tange aos elementos responsáveis pelo transporte de umidade na América do Sul.

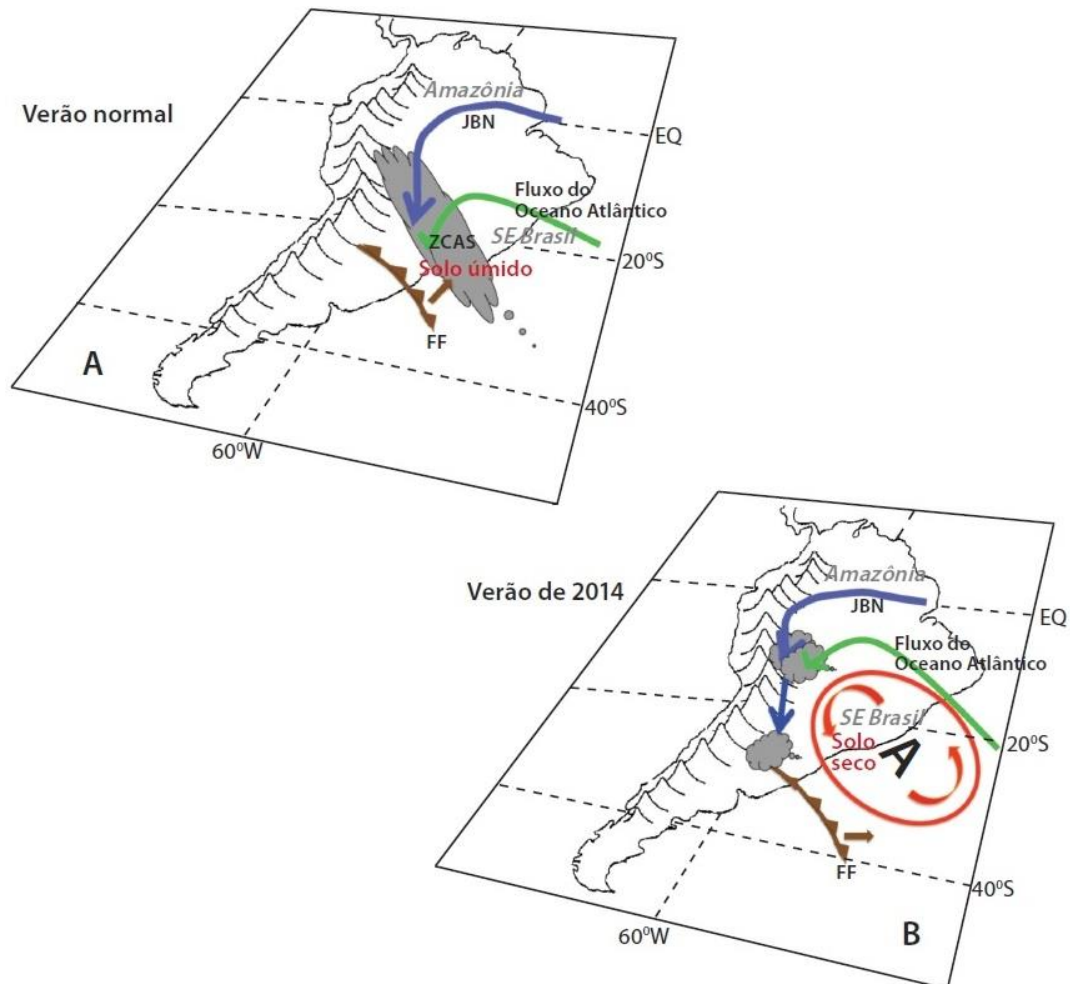


Figura 7. Elementos relevantes ao transporte de umidade na América do Sul para um verão normal (A) e seco como o de 2014 (B). **JBN**: Jatos de Baixos Níveis, **FF**: Frentes Frias, **"A"**: centro de anomalia de alta pressão atmosférica. (Marengo et al., 2015).

A precipitação sobre os trópicos e subtropicais da América do Sul apresenta um ciclo anual regular. A atividade convectiva começa no oeste da bacia Amazônica, no início de agosto, e marcha nos meses subsequentes em direção ao sudeste do Brasil. O princípio da estação chuvosa sobre boa parte do Centro-Oeste e Sudeste do Brasil ocorre, em média, na segunda quinzena de outubro. O pico da estação chuvosa, isto é, quando as chuvas mais intensas e frequentes acontecem, ocorre sobre o Centro-Oeste e Sudeste do Brasil entre dezembro e fevereiro (CAVALCANTI et al., 2009). Por fornecerem suporte termodinâmico para a formação de nuvens de chuva por um período igual ou superior a quatro dias, os sistemas frontais e a ZCAS são considerados elementos diretamente relacionados ao desencadeamento de movimentos de massa e inundações em diversas localidades da região

Sudeste do Brasil. Em meados de março e começo de abril, a atividade convectiva profunda se enfraquece sobre a região tropical.

Ao interagirem com o ar tropical quente e úmido, os sistemas frontais favorecem a configuração da ZCAS e, conseqüentemente, produzem convecções profundas, intensa nebulosidade e geram chuvas excessivas tanto no continente, quanto no litoral do sudeste do país. Vale salientar que, segundo Cavalcanti et al. (2009), anomalias de Temperatura da Superfície do Mar quentes (frias) na região de 20°S a 40°S e oeste de 30°W, que corresponde ao setor sudeste da bacia Atlântica, estão geralmente acompanhadas por um deslocamento para o sul (norte) na ZCAS.

De acordo com Kodama (1993), a precipitação durante eventos de ZCAS é alimentada pelo aporte de umidade em baixos níveis, gerado tanto pelo escoamento para sul proveniente da região das monções, que se intensifica com a altura, como pelo escoamento da periferia sudoeste da alta subtropical, que diminui com a altura. A manutenção da estreita zona convectiva depende da presença do jato subtropical de altos níveis e da convergência de umidade em baixos níveis, com geração de frontogênese juntamente com a geração de instabilidade convectiva.

Com relação às propriedades termodinâmicas do sistema, Kodama (1992) e Quadro (1994) definem que a ZCAS é estabelecida quando as seguintes condições são satisfeitas por pelo menos quatro dias: convergência de umidade em 850 hPa na região da ZCAS; presença de um cavado em 500 hPa na costa leste da América do Sul com orientação NW-SE e associado a movimento vertical ascendente na média troposfera; presença de uma crista de temperatura potencial equivalente em 500 hPa na região da ZCAS e intenso gradiente, que separa a massa de ar quente e úmida vinda dos trópicos do ar frio e seco vindo do sul e vorticidade relativa positiva (anti-horária) em 200 hPa (QUADRO et al., 2016: 19).

De acordo com Calbete et al. (1996), as chuvas intensas que atingem as regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste, principalmente nas estações de primavera e verão, estão relacionadas tanto a Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) quanto a complexos convectivos, e ambos são intensificados quando associados aos sistemas frontais (SF). Para outros autores como Lima e Satyamurty (2010) e Bustamante (2010) apud Malvestio (2013) a ocorrência de elevados totais pluviométricos e de desastres de origem hidrometeorológica em diversas localidades da região Sudeste do Brasil, estão vinculados à atuação dos SF e da ZCAS.

Para identificação e estudo da Zona de Convergência do Atlântico Sul e sua relação com a pluviosidade e os eventos extremos, várias foram as metodologias implementadas por autores ao longo dos anos. Quadro (1994), por exemplo, identificou episódios de ZCAS utilizando cartas de superfície e dados de altitude e buscou a relação entre os episódios – 28 durante os meses de dezembro a fevereiro de 1980 a 1989 – e a circulação de grande escala sobre o território sul americano e oceanos adjacentes. O autor identificou que a maioria dos eventos de ZCAS ocorreu durante o mês de fevereiro.

Carvalho et al. (2002) avaliaram a relação entre a atividade convectiva associada à ZCAS e a ocorrência de eventos extremos de precipitação em São Paulo a partir da definição de que eventos de chuva diária correspondentes a 20% do total chuvoso do verão seriam considerados extremos. Foram contabilizados 176 eventos extremos entre 1979 e 1996, sendo que cerca de 65% das ocorrências extremas ocorreu em dias de intensa atividade da Zona de Convergência.

Utilizando dados diários de radiação de onda longa emergente (ROLE), Ferreira et al. (2004), estudaram a relação entre episódios de formação de ZCAS e anos com fase positiva (El Niño) e fase negativa (La Niña) da oscilação sul nos meses de verão do período entre 1980 a 2000. Os autores concluíram que a maior quantidade de eventos de ZCAS ocorreu em anos de La Niña, quando foi observada maior atividade convectiva sobre o continente, ao contrário do ocorrido em anos de El Niño, quando a atividade convectiva foi mais forte no Atlântico Sudoeste.

Ferraz e Ambrizzi (2006), compararam os dados sobre ocorrência de ZCAS disponíveis no boletim mensal Climanálise com os dados obtidos através de registros pluviométricos, na tentativa de caracterizar eventos de ZCAS baseados nos dados de chuva. Os autores encontraram semelhança entre os eventos catalogados no boletim com eventos selecionados por: 7 dias com precipitação maior que zero, quando, pelo menos em um dos dias, a precipitação foi maior que 20% da média histórica e cuja soma dos totais pluviométricos desses 7 dias fosse superior a 40% da média. Os autores sugerem que,

nos meses de dezembro a fevereiro há uma maior concentração nos estados de Minas Gerais e Bahia, o que concorda com o apresentado em Carvalho et al (2002). No mês de novembro esta distribuição concentra-se mais ao Sul sobre São Paulo e em março desloca-se para o norte cobrindo parte de Minas Gerais e Bahia, sugerindo uma migração Sul – Norte de atuação da ZCAS no decorrer do verão. Esta variação pode estar relacionada a intensidade do evento ou ao período de frequência da oscilação intrasazonal que desencadeou o evento ZCAS (p. 5).

Lucas (2007), utilizou os boletins Climanálise (2000 a 2005) para comparar a ocorrência de ZCAS com registros pluviométricos de 16 postos em Belo Horizonte, também na região Sudeste do Brasil. Eventos pluviométricos significativos (para a autora, maiores que 1mm por três dias consecutivos) foram registrados predominantemente em meses com maior frequência de formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul.

Lima e Satyamurty (2010), por sua vez, analisaram a relação entre as chuvas do fim do verão (março) e a ocorrência de desastres naturais com a formação da ZCAS na região Sudeste durante 45 anos (1960 a 2005). Os autores afirmam apesar das chuvas de março registrarem menor total, elas tendem a ser mais concentradas no tempo, e que nos meses de março, nos quais ocorreram eventos de chuva concentrada, o fluxo de H₂O foi 50% maior do que nos meses com chuva considerada normal.

Com relação ao papel da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Atlântico Sudoeste na formação/intensificação da ZCAS, onde o acoplamento oceano-atmosfera se dá principalmente devido às trocas de calor, momentum e vapor de água na interface destes sistemas, Pezzi et al., 2016 (apud Quadro 2016) sugeriram que aproximadamente 60% da variabilidade da precipitação associada da ZCAS é explicada pela variabilidade da atmosfera, enquanto a TSM estaria relacionada à variabilidade remanescente. Outros estudos indicam que a formação do sistema é independente da TSM, mas que a posição e a intensidade são afetadas por ela (Chaves e Satyamurty, 2006).

Um completo entendimento da extensão, da variabilidade e dos impactos da ZCAS sobre a América do Sul depende da compreensão de interações entre trópicos e extratropicais, e da complexidade das relações entre fenômenos acoplados em diversas escalas espaciais e temporais.

1.3. Geomorfologia do estado de São Paulo

O relevo do estado de São Paulo e, conseqüentemente, sua relação com condicionantes atmosféricas e seu papel na heterogeneidade da pluviosidade na região, pode ser melhor entendida por meio do mapeamento realizado por Ross e Moroz (1997), quando compartimentaram o estado de São Paulo em diferentes unidades de relevo, relacionando sua gênese com as feições atuais (Figura 8).



Figura 8. Adaptação do mapa geomorfológico do estado de São Paulo, produzido por ROSS e MOROZ, 1997. Fonte: c2.staticflickr.com/4/3495/4075110579_185fdda013.jpg

Os autores classificaram o relevo do estado em duas unidades taxonômicas principais, chamadas Unidades Morfoestruturais (1º táxon) e Unidades Morfoesculturais (2º táxon). As Unidades Morfoestruturais estão relacionadas à gênese do relevo, sua composição e idade, que definem na superfície terrestre os padrões orográficos que lhes são inerentes. Por sua vez, as Unidades Morfoesculturais correspondem a produtos morfológicos de influência climática atual e pretérita. Nas palavras dos autores:

As morfoesculturas são representadas pelo modelado [...] gerado sobre diferentes morfoestruturas, através do desgaste erosivo promovido por ambientes climáticos diferenciados tanto no tempo quanto no espaço (ROSS e MOROZ, 1997, p.16).

Portanto, a morfoescultura é um produto climático de longa duração agindo em determinada estrutura (litologia e seu arranjo estrutural). As morfoestruturas se caracterizam na escala temporal por serem mais antigas, já as morfoesculturas tendem a ser mais recentes, pois são esculpidas sobre as primeiras, isto é, não se pode ter Unidades Morfoesculturais sem que se tenha primeiro as Unidades Morfoestruturais.

Do litoral em direção ao oeste do estado, encontra-se o Planalto Atlântico, que abriga a área mais populosa do estado, onde está localizada a região metropolitana de São

Paulo. Nas bordas do Planalto Atlântico aparecem as serras do Mar e da Mantiqueira, cadeia de montanhas com vegetação do bioma Mata Atlântica. Entre essas duas serras corre o Rio Paraíba do Sul e estão localizadas as cidades de São José dos Campos, Taubaté, entre outras.

A Bacia Sedimentar do Paraná, por sua vez, abrange uma área de cerca de 1.600.000 Km². Caracteriza-se por uma complexa fossa tectônica de forma elipsoidal e encontra-se encravada no escudo pré-cambriano em Minas Gerais, Mato Grosso, São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul, Uruguai, Paraguai e Argentina. Seu embasamento se constitui principalmente por rochas cristalinas pré-cambrianas. Esta enorme bacia rasa se encontra preenchida por sedimentos, em sua maioria de origem continental, e ocorrem também lavas basálticas de idade mesozoica (LOCZY e LADEIRA, op. cit.). O relevo do Planalto Ocidental Paulista é, no geral, levemente ondulado com predomínio de colinas amplas e baixas com topos aplanados.

Ross (1985) lembra que os planaltos em bacias sedimentares são quase que inteiramente circundados por depressões periféricas ou marginais. São unidades que também se caracterizam por apresentar, nos contatos (planaltos-depressões), os relevos escarpados caracterizados por frentes de Cuestas.

A ocorrência de áreas descontínuas preenchidas por sedimentos continentais e costeiros cenozóicos é uma feição marcante na geologia da parte leste do Estado de São Paulo – correspondem às Bacias Sedimentares Cenozóicas. No estado de São Paulo, tais acumulações de sedimentos aparecem embutidas em praticamente todas as unidades morfoesculturais das demais morfoestrutura, como é o caso das Planícies Fluviais do Rio Paraná.

Devido à diversidade do relevo do estado de São Paulo, os municípios apresentam diferentes riscos a eventos calamitosos, como inundações e movimentos de massa. Tominaga et al (2009) assinalam que a região oeste do estado é particularmente suscetível à erosão, na região leste – de acordo com Cunha e Junk (2004) o uso inadequado do solo e dos recursos hídricos nesta região vem gerando grande quantidade de sedimentos, que ao longo dos anos têm ocasionado assoreamento dos rios e oscilações nos padrões de alagamento. Tais sedimentos são carregados em sua maioria pela ocorrência de chuvas intensas, que extrapolam a capacidade de infiltração de água dos solos, formando enxurradas.

Nas serras da Mantiqueira e do Mar, os riscos de escorregamento de encostas e inundações são bastante elevados, enquanto o litoral Sul é rotineiramente atingido por enchentes e inundações – analisando dados entre 1980 e 2009, Santos e Nunes (2013) encontraram 2.086 registros de transtornos provocados por chuva e/ou ventos no estado de

São Paulo, que afetaram 118.539 pessoas. As autoras verificaram tendência de aumento dos episódios de chuvas e ventos e um incremento ainda maior dos danos decorrentes. Tais fatos demonstram a grande exposição da população e dos aparatos aos eventos extremos e suas consequências.

Voltando à Figura 4, pode-se notar que há sobreposição entre a as curvas de pluviosidade média em São Paulo com as formas de relevo representadas no mapa geomorfológico da Figura 8, o que mostra claramente a influência do relevo na distribuição das chuvas no Estado.

1.4. Teleconexões Atmosféricas no Hemisfério Sul

Wallace e Gutzler (1981) definiram as teleconexões como correlações simultâneas significativas entre flutuações temporais de parâmetros meteorológicos em pontos amplamente separados na Terra. Glantz (1991) complementa que as relações entre anomalias de tempo atmosférico que se manifestam em áreas bastante distantes e que aparentemente seriam desconexas têm sido identificadas por processos geofísicos, por correlações estatística no espaço e no tempo e pelo reconhecimento de que diversos processos atmosféricos se manifestam como ondas. Assim, a essência de uma teleconexão é a de que ela permite que um evento climático afete o sistema terrestre em outros lugares e são causadas pelo transporte de energia e propagação de onda na atmosfera e oceano. As interações resultantes entre diferentes regiões contribuem grandemente para a complexidade do sistema climático.

A circulação atmosférica global tem um certo número preferido de padrões de variabilidade, segundo o Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas (IPCC, 2014), e todos eles se expressam no clima. Climas de diversas regiões podem apresentar variabilidade que remonta às tais teleconexões. Assim, entender a natureza das teleconexões pode representar a chave para a compreensão da variabilidade e mudança climática de certas áreas.

Uma teleconexão é expressa por um padrão espacial fixo associado a um índice que se estende por um dado período, que mostra a evolução de sua amplitude e fase – positiva ou negativa – e procura explicar como anomalias que ocorrem em uma região se associam a anomalias de regiões remotas. As teleconexões são mais bem definidas por valores em uma grade, e nesse caso cada valor abarca uma área definida por coordenadas geográficas. Contudo, geralmente se faz conveniente utilizar índices simplificados com base nos valores das estações-chave, ou seja, efetivamente mensurados em um ponto. Um exemplo clássico é a

Oscilação do Sul, abrangendo todo o Pacífico tropical, porém encapsulado por um único índice (IOS), com base nas diferenças entre as anomalias de pressão ao nível do mar de Tahiti (Pacífico Oriental) e Darwin (Pacífico Ocidental).

O termo padrão de teleconexão

refere-se a um padrão recorrente e persistente de anomalias de uma determinada variável, por exemplo, pressão e circulação de grande escala, que cobre vastas áreas geográficas. (...) Embora esses padrões possam persistir por várias semanas ou meses, algumas vezes eles podem se tornar dominantes por vários anos consecutivos e, dessa forma, mostram uma parte importante da variabilidade interanual e interdecadal da circulação atmosférica (CAVALCANTI, 2009: p.318)

Tais anomalias sazonais e de maior escala impactam diretamente o ser humano, que está sujeito a secas, enchentes, ondas de frio e de calor e outras variações capazes de impactar negativamente a produção agrícola, a disponibilidade hídrica e outras atividades econômicas.

A análise das teleconexões podem ser tipicamente realizadas a partir de uma perspectiva linear, nas quais se assume um padrão espacial básico com amplitude variável e polaridades positivas e negativas de um mesmo índice (QUADRELLI E WALLACE, 2004). Esses autores sugerem que apesar de muitos índices de teleconexões terem sido identificados, combinações de apenas um pequeno número de padrões podem explicar grande parte da variabilidade interanual no clima.

Os padrões de teleconexão variam significativamente em periodicidade; portanto, podem afetar a variabilidade climática de várias maneiras diferentes. Quase todas as teleconexões atmosféricas são rápidas, normalmente alcançando um equilíbrio em um intervalo de tempo sazonal. Em contraste, teleconexões oceânicas podem variar significativamente sua escala temporal, desde interanual até decadal ou milenar. Assim, teleconexões atmosféricas podem, a princípio, ser efetivas para análise de quaisquer escalas de tempo, interanuais ou maiores. Teleconexões oceânicas, por outro lado, serão totalmente efetivas somente para períodos maiores que seu respectivo tempo de ajuste (LIU e ALEXANDER, 2007).

Por outro lado, cabe notar que os oceanos participam diretamente no armazenamento e na troca de energia com a atmosfera; assim, compreender variações na temperatura oceânica se faz essencial para o entendimento de fenômenos atmosféricos, ainda que a a escala e o tempo de variação sejam diferentes. Deser et al. (2010) afirmam que

anomalias nas medições de TSM podem induzir anomalias em regiões remotas do planeta, bastante distantes do foco original, em alguns casos tendo influência global, resultado da combinação de processos atmosféricos e oceânicos. Os autores citam como exemplos dessas anomalias de TSM, entre outras, o Modo Anular Sul (SAM, do original *southern annular mode*) e o El Niño Oscilação Sul (ENOS).

Mo e White (1985) apud Cavalcanti (2009), procuraram identificar padrões de teleconexão no Hemisfério Sul correlacionando anomalias mensais de pressão atmosférica de superfície e altura geopotencial em 500hPa. Os autores identificaram correlação positiva em alguns casos para médias latitudes e negativa para latitudes altas e baixas; o impacto dessa relação com a variabilidade do clima austral, entretanto, é desconhecido.

São vários os padrões de teleconexão já identificados, tanto para o Hemisfério Norte como para o Sul, como se observa na tabela 1.

Tabela 1. Principais padrões de teleconexão identificados

AAO	Oscilação Antártica
AO	Oscilação Ártica
EA	Leste do Atlântico
EAWR	Leste do Atlântico/ Oeste da Rússia
ENOS	El Niño – Oscilação Sul
EP	Leste do Pacífico
NAM	Modo Anular Norte
NAO	Oscilação do Atlântico Norte
NP	Norte do Pacífico
PDO	Oscilação Decadal do Pacífico
PNA	Pacífico Norte Americano
PSA	Pacífico Sul Americano
SAM	Modo Anular Sul
SCAN	Escandinávio
TNH	Tropical/Hemisfério Norte
TSA	Tropical Atlântico Sul
WP	Oeste do Pacífico

Fonte: NOAA e British Antarctic Survey. Elaborado pelo autor.

Ambrizzi (2003) e Souza e Cavalcanti (2009) discutem a influência de teleconexões entre os hemisférios Norte e Sul. Ambos os estudos identificaram como maior área de influência a região equatorial, notadamente nos oceanos Pacífico e Atlântico e na posição da Zona de Convergência Intertropical, aumentando a variabilidade da pluviosidade no Norte e no Nordeste do Brasil.

Apesar dos vários índices identificados, a maior parte dos trabalhos verifica a associação de uma variável particular com um padrão de teleconexão da região do Índice de Oscilação Sul, um dos índices mais utilizados para caracterizar eventos de El Niño, podendo-se afirmar que se trata do evento de teleconexão mais frequentemente estudado (LIMBERGER, 2015:66).

De acordo com Grimm e Tedeschi (2009), anomalias de temperatura de superfície do mar associadas com episódios de El Niño e La Niña produzem fluxos anômalos de calor e vapor d'água do Pacífico Tropical para a atmosfera, ocasionando perturbações na circulação global. Para as autoras, existem impactos significativos na precipitação mensal e sazonal em diversas regiões da América do Sul durante as diferentes fases do ENOS – sobretudo Nordeste do Brasil em março e no Sul da América do Sul de outubro a fevereiro.

Conforme previamente exposto, o Índice de Oscilação Sul (IOS) é calculado² pela diferença de pressão no nível do mar entre as regiões de Tahiti, na Polinésia, e Darwin, na Austrália, e padronizado pela média e desvio padrão da série (Figura 9). De acordo com a NOAA, este índice é uma medida das flutuações em larga escala na pressão atmosférica que ocorrem entre o oeste e o leste do Pacífico tropical durante os episódios de El Niño (valores negativos) e La Niña (valores positivos). De maneira geral, as séries históricas correspondem muito bem às mudanças de temperatura no Oceano Pacífico tropical. A fase negativa do índice representa pressão do ar abaixo do normal em Tahiti e acima, em Darwin; períodos prolongados de valores negativos do IOS coincidem com as águas oceânicas anormalmente quentes no Pacífico Tropical, típico dos episódios de El Niño – o inverso também é verdadeiro para episódios de La Niña.

² <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi/>

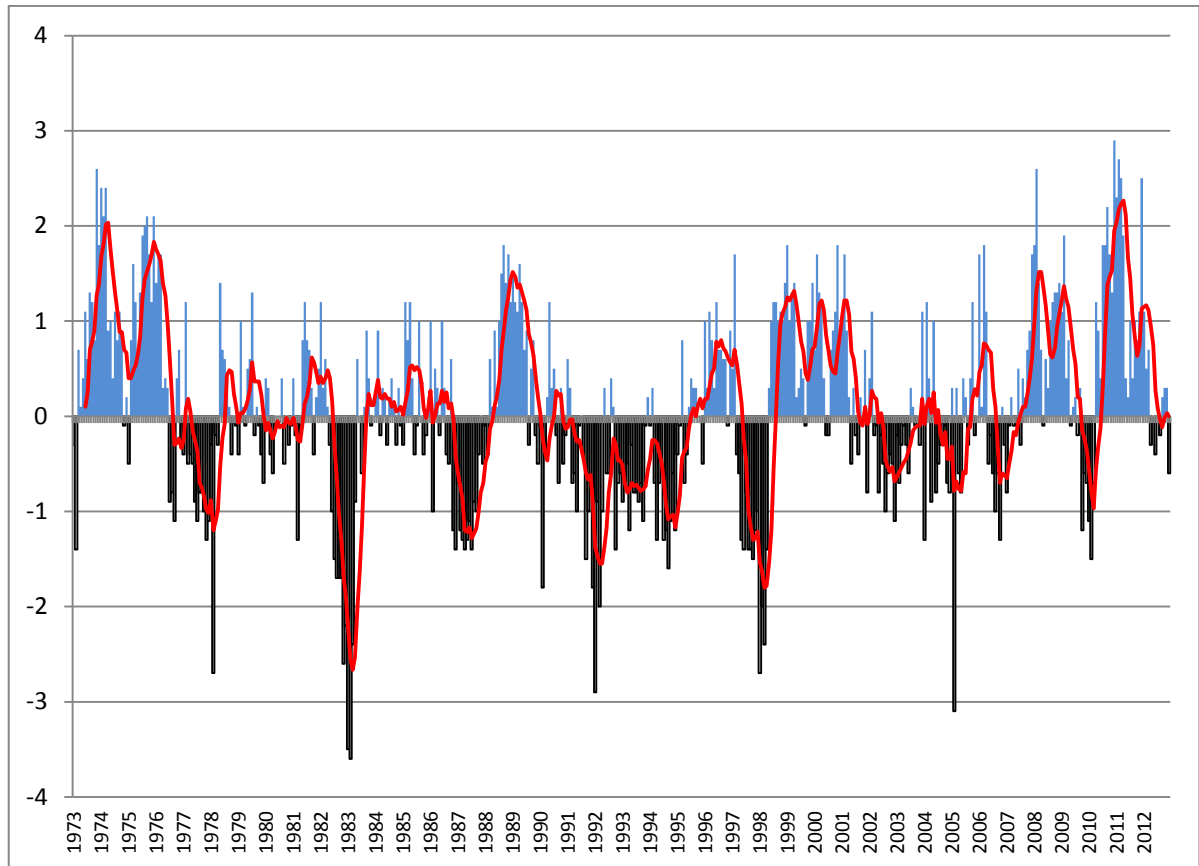


Figura 9. Índice de Oscilação Sul mensal para o período histórico deste estudo, 1973 a 2012. Linha corresponde à média móvel de 6 meses. Fonte: NOAA. Elaborado pelo autor.

É possível observar pela figura a ciclicidade da ocorrência dos fenômenos El Niño (fase positiva do índice) e La Niña (fase negativa). Esses fenômenos podem ser classificados em fracos, moderados e fortes, de acordo com a intensidade e duração das anomalias de temperatura e/ou pressão na região do ENOS. A Figura 10 mostra a classificação dos eventos de El Niño e La Niña do CPTEC/INPE de 1986 a 2010. É interessante notar que, apesar da diferente metodologia, tal classificação pode ser aplicada também para o IOS apresentado na figura anterior, com todos os eventos onde a curva da média móvel ultrapassa 1 e -1 sendo classificados como fortes ou moderados.

Ocorrência de El Niño		Ocorrência do La Niña	
1877 - 1878	1888 - 1889	1886	1903 - 1904
1896 - 1897	1899	1906 - 1908	1909 - 1910
1902 - 1903	1905 - 1906	1916 - 1918	1924 - 1925
1911 - 1912	1913 - 1914	1928 - 1929	1938 - 1939
1918 - 1919	1923	1949 - 1951	1954 - 1956
1925 - 1926	1932	1964 - 1965	1970 - 1971
1939 - 1941	1946 - 1947	1973 - 1976	1983 - 1984
1951	1953	1984 - 1985	1988 - 1989
1957 - 1959	1963	1995 - 1996	1998 - 2001
1965 - 1966	1968 - 1970	2007 - 2008	-
1972 - 1973	1976 - 1977		
1977 - 1978	1979 - 1980		
1982 - 1983	1986 - 1988		
1990 - 1993	1994 - 1995		
1997 - 1998	2002 - 2003		
2004 - 2005	2006 - 2007		
2009 - 2010	-		

Legenda: Forte Moderada Fraco

Fontes de Informações
Rasmusson e Carpenter 1983, Monthly Weather Review, Ropelewski e Halpert 1987, Monthly Weather Review. Cold episode sources Ropelewski e Halpert 1989, Journal of Climate. Climate Diagnostics Bulletin. A intensidade dos ventos é baseada no padrão e magnitude das anomalias da TSM do Pacífico Tropical.

Figura 10. Classificação dos eventos de El Niño e La Niña de acordo com sua magnitude. Fonte: CPTEC/INPE³.

Quando da ocorrência do El Niño, anomalias quentes de temperatura de superfície do mar induzem maior evaporação, menor pressão em nível do mar e aumento da atividade convectiva sobre o Pacífico tropical que, por sua vez, impulsionam o aumento da variabilidade climática em outras porções do globo.

É conhecido que as teleconexões estabelecidas pelo El Niño/Oscilação Sul (ENOS) são responsáveis por uma variabilidade climática interanual em grandes porções dos trópicos. A grande maioria dos estudos foca na questão da precipitação. No entanto, as relações com a temperatura da superfície do mar (TSM) também podem contribuir para o clima sulamericano. Diaz et al. (1998) encontraram correlações simultâneas positivas entre anomalias de TSM no sudoeste subtropical do Atlântico e anomalias de precipitação sobre Uruguai e Região Sul do Brasil, durante o verão do Hemisfério Sul – propondo que as anomalias registradas poderiam ser manifestações de teleconexões do ENOS. Barros e Silvestri (2002) mostraram que a precipitação sobre o sudeste sulamericano é modulada pela TSM no Pacífico central subtropical durante os anos de El Niño e pela TSM no Atlântico sul subtropical durante anos de La Niña (KAYANO et al., 2013).

Além dos estudos acerca da diminuição da precipitação no Norte e Nordeste do Brasil, Grimm, Barros e Doyle (2000) apud Limberger (2015) afirmam que a região Sul do país apresenta os maiores sinais de relação com o El Niño. Os autores, após analisarem eventos de ENOS e o comportamento da precipitação e das anomalias de circulação no Sul do

³ <http://enos.cptec.inpe.br/#>

Brasil, verificaram alto grau de linearidade entre os dados, apesar de grande variabilidade espacial na influência dos eventos ENOS no clima dessa região.

Grimm (2003) apud Bombardi (2008) observou que durante eventos de El Niño a precipitação e a circulação das monções de verão da América do Sul são alteradas tanto por perturbações de grande escala associados ao ENOS como pelo anômalo aquecimento da superfície sobre o sudeste do Brasil durante a primavera. Os eventos El Niño também parecem modular a frequência de eventos extremos de precipitação sobre regiões costeiras do sul e sudeste do Brasil durante o verão, em associação com a intensificação da corrente do jato sobre o Atlântico subtropical oeste.

Nesse sentido, Pscheidt e Grimm (2009), ao analisarem a relação do ENSO com a frequência de eventos extremos de precipitação para a região Sul do Brasil, constataram que tal fenômeno é especialmente impactante durante a primavera, tornando maior a frequência de eventos considerados extremos tanto na costa quanto no interior do Sul do Brasil. As autoras lembram, entretanto, que embora anos de El Niño predominantemente elevem os montantes pluviométricos na região, há casos em que verificou-se menor quantidade de eventos extremos em anos de El Niño do que em anos considerados regulares, ou seja: o aumento da precipitação relacionada ao ENOS não é uniforme, pois outros fatores contribuem para modular a frequência de eventos extremos de chuva.

Liu e Alexander (2007) defendem que à exceção do impacto do ENOS, os efeitos climáticos das outras teleconexões permanecem ainda especulativos e, na maioria dos casos, pouco quantificados.

O Modo Anular Sul (SAM), também conhecido como Oscilação Antártica (OA), por sua vez, têm seu comportamento de 1973 a 2012 representado na Figura 11.

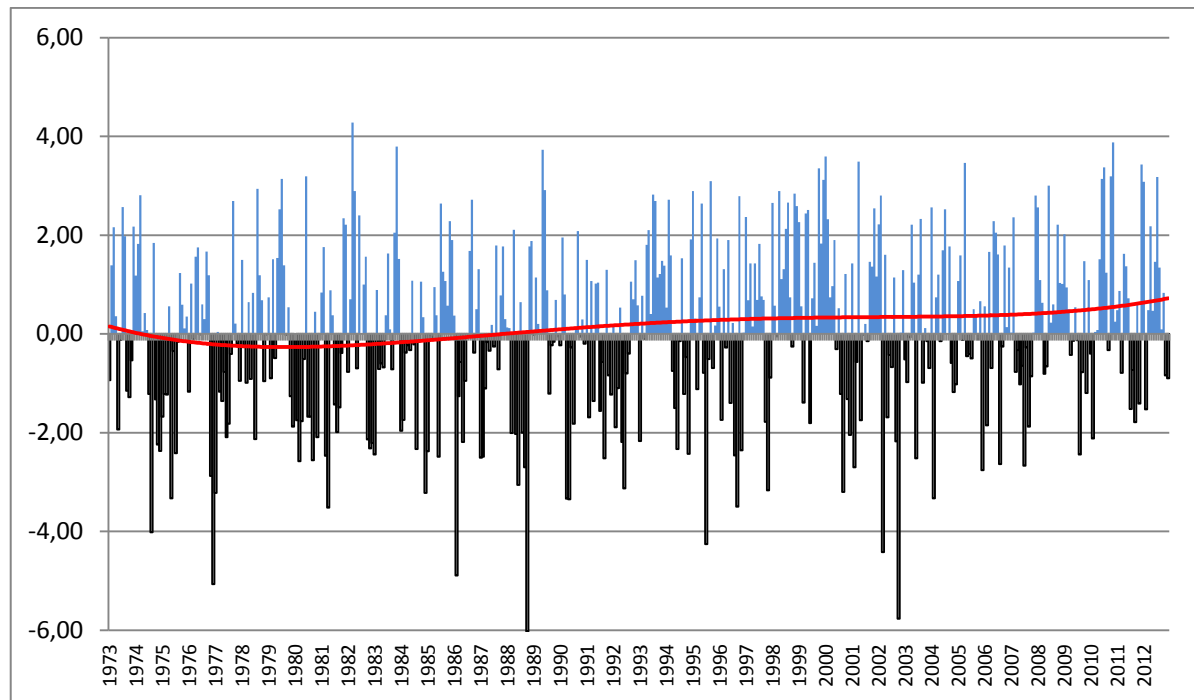


Figura 11. Modo Anular Sul mensal para o período histórico deste estudo, 1973 a 2012. Linha corresponde à tendência de evolução do índice. Fonte: British Antarctic Survey. Elaborado pelo autor.

O índice do SAM é calculado baseado na diferença de pressão zonal – conhecida à partir de dados de 12 estações meteorológicas – entre as latitudes 40°S e 65°S, assim representa uma gangorra de pressão atmosférica entre as médias e altas latitudes do Hemisfério Sul. Valores positivos do SAM indicam ventos de oeste mais fortes que o usual nas médias e altas latitudes (50°S a 70°S) e mais fracos nas latitudes médias (30°S a 50°S). Esse cálculo é realizado utilizando registros de 6 estações meteorológicas a 40°S e outras 6 estações a 65°S e representam uma alternativa aos índices baseados em dados de reanálises. Pode-se observar que o índice apresenta tendência positiva de 1989 adiante (em comparação com o período anterior), o que indica aumento médio da pressão atmosférica em latitudes médias em relação às altas latitudes.

O Modo Anular Sul é considerado⁴ um importante modo de variabilidade da circulação atmosférica do HS na escala mensal e sazonal e pode ter impactos na temperatura de superfície Antártica, na circulação marítima e outros aspectos do clima austral.

Silvestri e Vera (2003) apud Vasconcellos e Cavalcanti (2010) mostraram haver correlação entre fases negativas do SAM e a precipitação no Paraguai e regiões adjacentes em Novembro e Dezembro. Também encontraram relação entre fases positivas e a precipitação para a mesma área em Julho e Agosto. As autoras (op. cit.), por sua vez, utilizando dados de

⁴ climatedataguide.ucar.edu/climate-data/marshall-southern-annular-mode-sam-index-station-based

reanálises, encontraram relação entre fases negativas do SAM com extremos secos de pluviosidade no Sudeste do Brasil.

Esse modo está atualmente em fase positiva, o que resulta no aumento da temperatura média na Península Antártica e Sul da Bacia do Prata. Concomitantemente, é observado decréscimo na precipitação nessa região. Portanto, assim como alterações tropicais podem causar distúrbios climáticos nas médias e altas latitudes, alterações no comportamento climático antártico podem influenciar a variabilidade em todo o Hemisfério Sul, sobretudo no Sul da América do Sul (AQUINO, 2012).

Reboita et al. (2014) encontraram relação entre o SAM e a distribuição de ciclones extratropicais no HS. Não houve alterações na frequência dos ciclones, porém fases positivas do Modo Anular Sul foram associadas à sua distribuição espacial: aumento da densidade de ciclones ao redor da Antártica e latitudes subtropicais e diminuição nas latitudes médias – fases negativas do SAM apresentaram relação contrária.

Desse modo, fica claro que cada vez mais é observada a influência no clima de fenômenos de teleconexão atmosférica. Este estudo visa contribuir para esse tipo de avaliação, discutindo a influência desses dois índices de teleconexão do Hemisfério Sul – IOS/ENOS e SAM/AAO – nos resultados obtidos em relação aos padrões de variabilidade das chuvas em São Paulo para o período de 1973 a 2012.

1.5. Hipótese

O padrão de variabilidade das chuvas no estado de São Paulo sofreu alterações nas últimas décadas e tais alterações estão associadas à fenômenos atmosféricos remotos.

2. METODOLOGIA

2.1. Base de dados e período de estudo

A apreciação dos padrões de variabilidade da pluviosidade no estado de São Paulo deu-se pela análise dos dados mensais de séries históricas de postos pluviométricos selecionados ao longo do território paulista – que conta com boa cobertura de postos de coleta com dados de longo prazo, apesar de limitações de uso impostas por erros de continuidade e mudanças de local.

Quando o estudo do clima é realizado por meio da análise da variabilidade espaço-temporal de determinados elementos meteorológicos de interesse, se faz necessário avaliar dois aspectos desses elementos: a confiabilidade das séries amostrais/consistência dos dados do estudo e o quão longo é o período de medição dessas séries. Infelizmente análises da variabilidade temporal e espacial das chuvas enfrentam como maior obstáculo a falta de séries de longo prazo consistentes e homogêneas de chuva diária, o que dificulta a identificação de tendências de extremos de chuva nas recentes décadas. Isso não permite a validação de tendências simuladas pelos modelos climáticos (IPCC, 2014) e limita a certeza das projeções de extremos de chuva.

Um dos maiores problemas da rede de observações, nesse sentido, é a descontinuidade dos dados. Infelizmente, ao se fazerem reformas nas redes de observação, são quebradas as homogeneidades das séries históricas. Muitas vezes, embora uma série se mostre aparentemente em sequência, ela engloba décadas de dados de postos pluviométricos situados em locais diferentes. Quando há interrupção no funcionamento de determinado posto de coleta, novos são abertos, na maioria das vezes na mesma localidade, porém em pontos diferentes. Há, ainda, o problema do crescimento urbano ao redor dos postos, que pode alterar significativamente os registros pluviométricos na medida em que altera as condições naturais de vento e temperatura, sobretudo. Por outro lado, muitas estações deixam de existir após poucos anos de funcionamento.

Outra dificuldade relativa ao uso de dados históricos de pluviosidade no estudo da climatologia é o considerável número de falhas, o que inviabiliza a consideração de séries que apresentem muitas ausências de medição sequenciais.

Tendo em vista todas essas questões, foram utilizados os postos que apresentassem a série histórica mais longa e com menor número de dados faltosos, a fim de preservar a consistência dos resultados.

Esses problemas inspiram cuidados no momento de selecionar quais e quantos postos pluviométricos serão utilizados em determinado estudo, pois a análise climática fica prejudicada quando a base de dados não é consistente. Nesse sentido, foram utilizados apenas os postos pluviométricos que apresentaram continuidade de longo prazo e eram referidos pelo órgão responsável (DAEE) como consistidos, ou seja, que passaram por um controle prévio de qualidade.

O período de estudo foi selecionado de maneira que fosse o mais estendido possível – pois quanto mais longas as séries climáticas, maior a confiabilidade da caracterização climática (PANOFSKY e BRIER, 1968) – com o menor número de falhas e que tivesse boa representatividade espacial, cobrindo os diferentes domínios climáticos e geomorfológicos.

Para a análise estatística da pluviosidade, foram selecionados 79 postos pluviométricos no estado de São Paulo. Os dados foram obtidos junto ao Sistema de Informações para Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo (SIGRH), mantido pela Secretaria de Saneamento e Recursos Hídricos do estado, para um período total de quarenta anos – 1973 a 2012.

Os 79 postos escolhidos no território do estado estão representados na Figura 12, juntamente com altimetria do estado. Para sua elaboração foram utilizadas imagens Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) do portal “Brasil em Relevo⁵”, mantido pela Embrapa Monitoramento por Satélite. Das imagens SRTM foram extraídas curvas de nível com um intervalo de 50 metros entre elas e elaborado o mapa altimétrico de São Paulo, utilizando, para isso, o *ArcGis 10.1*.

⁵ www.relevobr.cnpm.embrapa.br

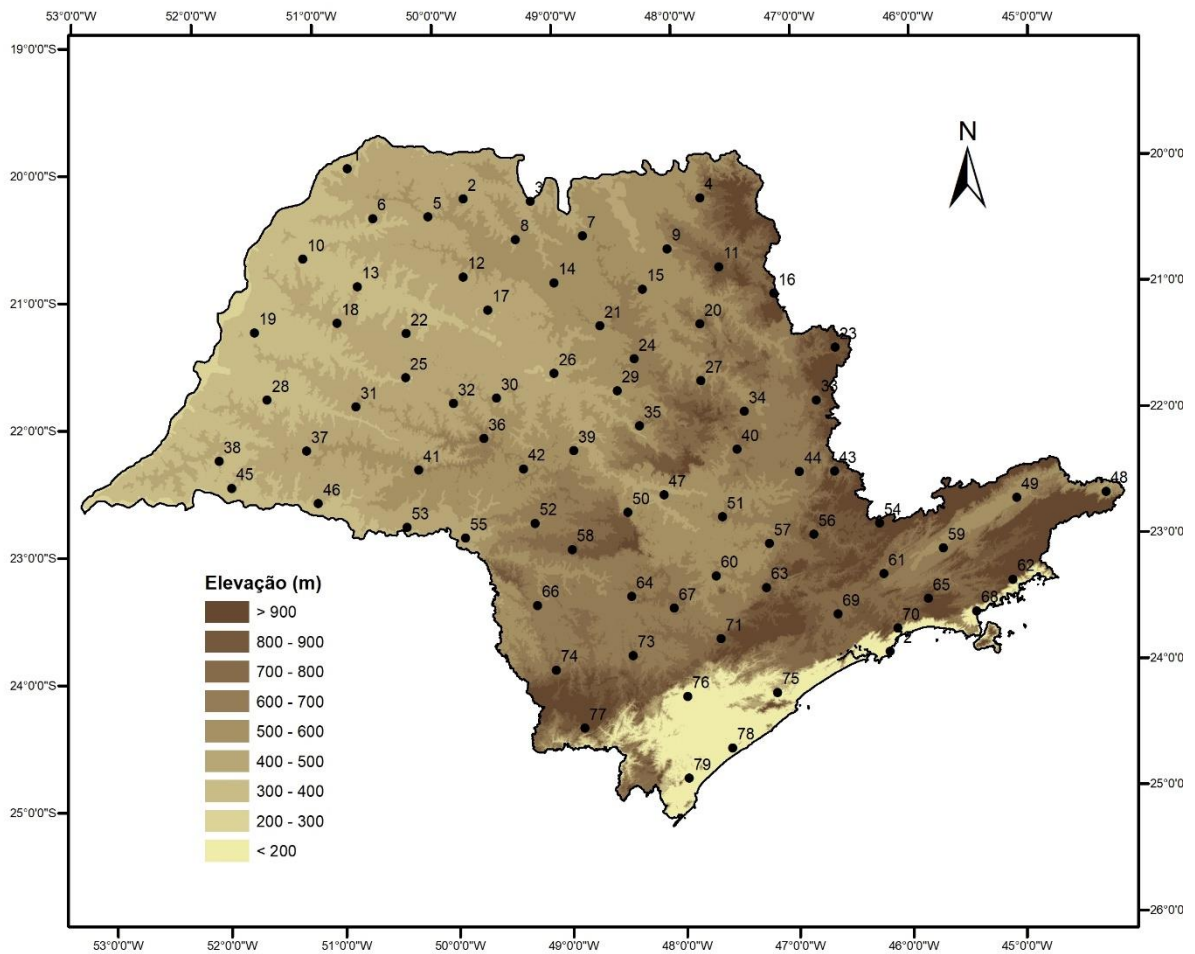


Figura 12. Postos pluviométricos do estudo e sua numeração por latitude crescente – numeração completa em anexo (Anexo A). Fonte: Elaborado pelo autor.

Inicialmente, o objetivo foi o de utilizar todos os postos pluviométricos com dados de, pelo menos, 60 anos (1953 a 2012); porém, o número de postos com tal amplitude temporal é muito reduzido e a dimensão espacial da análise seria comprometida. Como o objetivo principal do estudo é o de avaliar e explicar possíveis mudanças nos padrões de variabilidade das chuvas em São Paulo, há que se levar em consideração tanto a dimensão temporal quanto a dimensão espacial do fenômeno. Para tanto, o intervalo de dados considerado ideal teve de ser reduzido, primeiramente para 50 anos (1963 a 2012) e depois para 40 (1973 a 2012), para que a rede de postos pluviométricos escolhida cobrisse a maior parte do território de São Paulo.

Mesmo com todos esses cuidados, alguns postos pluviométricos ainda apresentam falhas pontuais de continuidade. Foram selecionados, então, apenas postos que apresentaram, no máximo, 7,5% dos dados faltantes, isto é, 36 dos 480 meses entre 1973 a 2012. Há que se ressaltar, entretanto, que a grande maioria dos postos apresentou um número significativamente menor de falhas do que o limite escolhido (Tabela 2). Os únicos postos que

ultrapassaram 2,5% de dados faltantes são Borborema, com 3,54% e Araçatuba com 7,50% . Tal fato se justifica por se tratarem de postos pluviométricos pertencentes a áreas do estado com pouca cobertura espacial de postos, portanto preferiu-se a utilização dos mesmos a deixar uma extensa área descoberta de dados, o que aumentaria os erros provenientes das interpolações posteriores.

Tabela 2. Porcentagem de dados faltantes (dados mensais) para os postos que apresentaram falhas nos registros históricos entre 1973 e 2012.

Posto	% faltante	Posto	% faltante	Posto	% faltante
Américo de Campos	0,83	Gavião Peixoto	0,21	Águas de Sta Bárb.	1,67
Icem	1,25	Guaranta	1,04	Joanópolis	0,42
Valentim Gentil	0,63	Guaimbe	0,83	Avaré	0,42
Pontalinda	0,42	Bastos	0,63	Santa Isabel	0,63
Barretos	0,63	Mirante do Paran.	1,46	Iperó	0,21
Onda Verde	0,63	Pederneiras	0,21	Ubatuba	0,63
Pereira Barreto	0,63	Echaporã	1,88	Mairinque	2,08
Batatais	2,29	Cabralia Paulista	0,42	Caraguatatuba	1,04
Araçatuba	7,50	Moji-Mirim	0,42	Bertioga	1,46
Sto Ant. da Alegria	0,21	Lindóia	0,21	Guarujá	0,21
Monte Castelo	0,42	Sandovalina	1,04	Capão Bonito	0,83
Caconde	0,21	Iepe	0,21	Itariri	0,21
Matão	0,42	Bananal	1,04	Sete Barras	0,21
Borborema	3,54	Anhembi	0,21	Iguape	0,21
Luisiania	0,21	Lorena	0,63	Cananéia	1,04
São Carlos	0,21	Rio das Pedras	0,83		

Fonte: DAEE, Elaborado pelo autor.

Praticamente todas as séries temporais estão sujeitas a algum tipo de falhas nos dados medidos. No caso da precipitação não é diferente e a falta de dados pode se dar tanto na origem das séries – perdas de relatórios, anuários, acidentes diversos, conflitos locais etc. – como nos períodos mais recentes, por exemplo, por interrupções nas estações automatizadas, instrumentos quebrados e questões organizacionais e logísticas.

Uma das maneiras encontradas para contornar essa dificuldade é a exclusão da análise dos períodos com dados faltantes, ou ignorar o problema se o montante de falhas não é significativo. Entretanto, tais abordagens podem ocasionar perda de informação importante e podem induzir erros de interpretação nas investigações climatológicas (SIMOLO et al, 2010).

A partir dessa questão, várias técnicas de interpolação e substituição de dados foram testadas ao longo dos anos com o objetivo de estimar as observações faltantes nas séries históricas de pluviosidade, sobretudo em escalas mensais e sazonais.

Técnicas tradicionais para preenchimento de falhas envolvem, basicamente, a interpolação espacial dos dados, isto é: a utilização de dados simultâneos de estações próximas para estimar os dados falhos da estação alvo – os diversos métodos de interpolação, com suas vantagens e desvantagens, são explicitados por Landim (2000).

Simolo et al (2010), no entanto, baseado nas pesquisas de Teegavarapu e Chandramouli (2005) e Ahrens (2006), afirma que o uso de coeficientes de correlação entre séries de dados mensais e diários apresenta melhores resultados do que modelos baseados na interpolação. Tal método também foi utilizado por Rodrigo (2010), quando correlacionou índices de teleconexão para o Hemisfério Norte e os parâmetros estimados da distribuição gama em postos pluviométricos da Península Ibérica.

Em particular, Eischeid et al. (2000) demonstraram que a técnica de regressão linear múltipla tem performance melhor do que a maioria das técnicas utilizadas para preenchimento de falhas em séries históricas, além de ter uma aplicação relativamente simples. Para isso, assume-se que exista uma correlação espacial positiva entre dados de estações meteorológicas vizinhas.

Conforme proposto pela Agência Nacional de Águas:

a condição espacial da precipitação sugere sempre a necessidade de analisar os dados de conjuntos de estações de medição pluviométricas próximas para permitir o preenchimento de lacunas nos registros ou a substituição de dados observados e considerados errôneos (BRASIL, 2012, p.12).

Deste modo, falhas nas séries foram corrigidas mediante a aplicação da regressão linear, com dados de postos pluviométricos vizinhos e que apresentassem índice de correlação mínimo maior ou igual a 0,70 – o índice compreende valores entre -1 e 1, sendo que quanto mais próximo de -1 ou 1, mais parecidas são as séries analisadas, sendo 0 a ausência total de correlação.

A regressão linear, simples ou múltipla, para Bertoni e Tucci (2001), é utilizada para substituição de dados nas ciências atmosféricas correlacionando as precipitações do posto com falhas com as de um posto vizinho (simples) ou correlacionando informações pluviométricas do posto com falhas com observações correspondentes de vários postos vizinhos (múltipla).

Uma maneira de exemplificar o funcionamento dessa técnica consiste em criar um diagrama de espalhamento no qual os valores de pluviosidade de determinado posto pluviométrico são colocados no eixo “x” e os valores do posto a ser correlacionado no eixo “y”. O resultado, caso a correlação seja máxima, deverá mostrar os dados ao longo de uma reta. Como isso dificilmente ocorre com a pluviosidade, os desvios na linearidade podem ser avaliados visualmente. A Figura 13 traz um exemplo desse gráfico para o mês de Outubro nos postos D3-009 (Moji-Mirim, eixo x) e D4-068 (Rio das Pedras, eixo y), em que o coeficiente de correlação foi relativamente alto, aproximadamente 0,80.

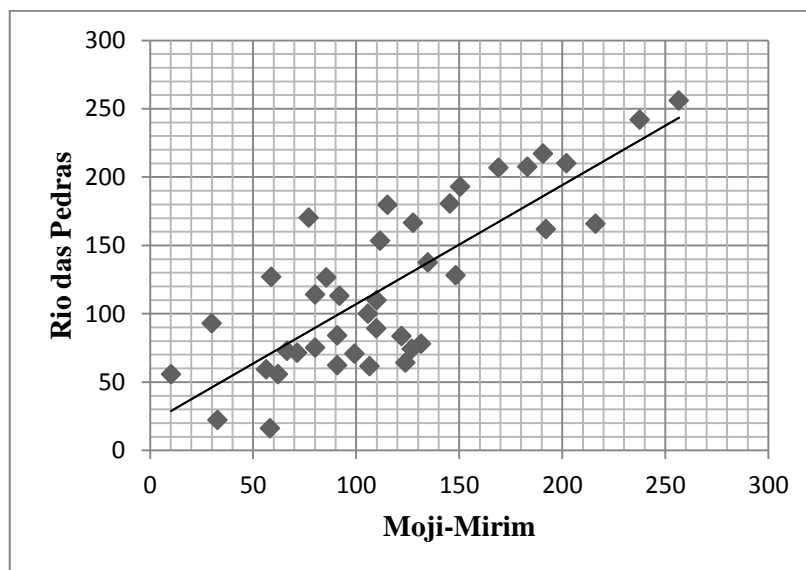


Figura 13. Gráfico de dispersão ao redor da reta de correlação ideal para os dados pluviométricos (mm) de outubro dos postos D3-009 (Moji-Mirim) e D4-068 (Rio das Pedras). Fonte: elaborado pelo autor.

Observando os pontos no diagrama de dispersão, vê-se que existe para maiores valores de X, tendência a obter maiores valores de Y e vice-versa; isto significa: para maiores valores da pluviosidade em Moji-Mirim, observam-se maiores valores de pluviosidade em Rio das Pedras. Quando isso ocorre, chama-se de correlação linear positiva, que é o que se deseja quando se correlacionam postos pluviométricos em busca de preenchimento de falhas nas séries, uma vez que se aumenta a confiabilidade da substituição. Evidentemente, o caso extremo é aquele em que todos os pontos se situam sobre uma mesma reta com inclinação positiva, em que se teria a correlação perfeita.

As estações utilizadas para correção dos dados faltantes foram selecionadas de acordo com os seguintes critérios: índice de correlação (igual ou superior a 0,70),

proximidade da estação primária, períodos de dados e altitudes semelhantes. Para a construção das matrizes de correlação, foi utilizado o programa *Microsoft Excel 2010*.

A relação dos dados pluviométricos corrigidos, bem como os períodos que foram substituídos dentro de cada série e os índices de correlação entre postos, para cada estação com falhas, estão representados no Anexo B.

Em termos de caracterização climática, é desejável que as inferências realizadas sobre uma amostra sejam válidas para um período futuro. Não há, entretanto, indicações exatas que determinem se as inferências realizadas com base em um período amostral devem ser vistas apenas como características da amostra, ou podem ser extrapoladas para períodos futuros. Com isso, torna-se evidente a importância do estudo das variações paramétricas observadas em diferentes períodos amostrais (BLAIN et al., 2009).

Assim, no que se refere especificamente à escala de análise temporal, os dados foram avaliados em nível anual, sazonal e mensal. O tratamento de dados anuais oferece panorama geral do comportamento da pluviosidade e as análises sazonais e mensais aumentam o nível de detalhe, possibilitando novas inferências. O período total também foi decomposto em períodos menores durante o trabalho, facilitando a comparação da evolução dos padrões e tendências de variabilidade ao longo de intervalos de tempo distintos.

Assim, os quarenta anos da série histórica de pluviosidade, 1973 a 2012, foram divididos e estudados em dois períodos distintos subsequentes – o que permitiu a avaliação conjunta das mudanças espaciais e temporais do comportamento da chuva em São Paulo.

Para a compreensão da evolução dos parâmetros da distribuição gama, bem como a evolução dos eventos extremos, o período de estudo foi subdividido em duas séries, cada uma com 20 anos: o primeiro período (P1), de 1973 a 1992 e o segundo período (P2), de 1993 a 2012. Ison et al. (1971), que examinaram a relação entre os parâmetros da distribuição gama e o acumulado de precipitação para três postos pluviométricos nos Estados Unidos, mostraram que a distribuição gama é útil no estudo da pluviosidade em uma grande variedade de escalas de tempo, desde acumulados diários até sazonais. Nesse sentido Ben-Gai et al (1998) e Moraes et al (2001) afirmam que parâmetros estatísticos representativos podem ser extraídos de séries pluviométricas relativamente curtas, como 10 anos.

De maneira semelhante, esses períodos também foram divididos sazonalmente, a fim de se conhecer o peso relativo de cada estação do ano na composição da variabilidade intra e interanual da pluviosidade no estado, pois além da distribuição regional da precipitação, é de grande importância o conhecimento da sua distribuição ao longo do ano. O curso pluviométrico durante o ano não é somente importante para a agricultura, mas também

para toda a vida econômica, como energia elétrica, saúde e comunicações. A questão energética está, atualmente, intimamente ligada ao curso anual das precipitações.

A ordenação das estações para São Paulo é considerada de modo muito variável. Setzer (1946), por exemplo, cita quatro estações: primavera (setembro outubro, novembro), verão (dezembro, janeiro, fevereiro), outono (março, abril, maio) e inverno (junho, julho, agosto). Esta classificação, no entanto, leva em consideração sobretudo o curso anual da temperatura.

Outros autores, como Maack (1946) e Schröder (1956), André et al. (2008), embasados em análises históricas do clima, reconhecem apenas duas estações: uma seca, de inverno e outra chuvosa, de verão. Esta divisão minimiza a sazonalidade da temperatura, adotando como base a marcha anual das precipitações e, de acordo com os autores, possui maiores possibilidades de representar a situação real.

A definição das estações do ano para São Paulo, neste estudo, baseou-se antes na precipitação, como elemento climático, do que na temperatura. A divisão entre duas estações, seca e chuvosa, foi, por isso, também adotada neste trabalho. À estação seca corresponde o semestre de abril a setembro, já a estação chuvosa é composta pelos meses de outubro a março.

2.2. Distribuição Gama

O fato de um evento não ser registrado em uma amostra (probabilidade empírica igual a zero) não significa que ele não esteja, ou não estará, contido na população. Nesses casos, a distribuição empírica não refletirá todas as possíveis sucessões dos tipos de tempo locais, fazendo-se necessário o uso de distribuições teóricas paramétricas (Dale 1968).

O uso de distribuições estatísticas no estudo da climatologia permite reduzir toda a informação essencial dos valores observados em apenas alguns parâmetros da distribuição (JURAS, 1994). O uso de um modelo paramétrico de distribuição permite uma análise mais estável e profunda do comportamento das chuvas do que seria com o uso dos dados brutos em si. Todavia, não existe um consenso sobre a distribuição estatística ideal para o estudo da pluviosidade, pois dada a variabilidade do clima ao longo do globo, cada distribuição vai se ajustar melhor às características de determinadas áreas (JURAS op. cit.; HUSAK et al., 2007).

Diversos estudos foram realizados com o intuito de comparar a adequabilidade das diferentes distribuições estatísticas aos estudos climatológicos. Entre outros, Shickedanz e Krause (1970), ao comparar as distribuições normal, log-normal e gama, concluem que a

última é a que se ajusta melhor aos dados reais de pluviosidade. Mais adiante, Juras (1994) comparou seis modelos de probabilidades e sua aplicabilidade ao estudo da pluviosidade, Legates (1991), por sua vez, comparou oito diferentes distribuições estatísticas com o mesmo fim e Li et al. (2013) compararam seis diferentes modelos para a região chinesa de *Loess* – exponencial, gama, normal assimétrica, Weibull, exponencial híbrida e Pareto generalizada.

Nenhum dos estudos, porém, foi taxativo quanto à existência de uma distribuição estatística definitiva, nenhum deles apontou para a que seria a melhor em todos os aspectos ou que representasse fielmente a realidade. O que houve, portanto, foi a sugestão de algumas distribuições sobre outras, em situações e escalas temporais específicas.

Nesse contexto, a distribuição escolhida foi a distribuição gama. Trata-se de uma distribuição limitada por zero à esquerda, ou seja, não admite valores negativos – o que é importante para a aplicação em climatologia. Uma vez que valores negativos de chuva não existem, uma distribuição que exclua esses valores é, de início, perfeitamente aplicável.

Outra característica da distribuição gama reside no fato dela ser positivamente assimétrica, isto é, apresenta maior densidade nos valores mais baixos e uma longa cauda para a direita da distribuição. Husak (2007) afirma que tal característica assemelha a distribuição gama à distribuição real da pluviosidade, sobretudo em áreas onde, estatisticamente, não existe um limite para a ocorrência de eventos extremos realmente elevados de pluviosidade – mesmo que a pluviosidade típica não seja muito alta – caso do estado de São Paulo.

Contudo, uma distribuição estatística só ficará perfeitamente caracterizada se conhecermos, direta ou indiretamente, seus parâmetros básicos. Quando se descreve uma população estatística, se faz por meio de algum modelo teórico de distribuição de probabilidades, cujos parâmetros, portanto, devem ser estimados da melhor forma possível com base nos resultados amostrais (COSTA NETO, 1977).

Wilks (1995) lembra que a distribuição gama possui dois parâmetros: forma (α) e escala (β), bastante flexíveis, que permitem o ajuste da função estatística a uma grande diversidade de regimes de chuva, característica essencial no estudo da pluviosidade em uma região climaticamente transicional como é o estado de São Paulo. Os parâmetros da distribuição podem complementar medidas comumente utilizadas na descrição de um regime pluviométrico em determinado local, como a mediana, variância, mínimo, máximo e intervalos quantílicos.

Alguns autores como Thom (1958) e Wilks (1995), abordaram teoricamente a distribuição gama, avaliando como estimar seus parâmetros e suas aplicações em climatologia. De acordo com Wilks (op. cit.), essa distribuição permite a representação de

regimes pluviais diversos envolvendo apenas os parâmetros de forma e escala – variando desde distribuições semelhantes às exponenciais inversas até a distribuição normal, a depender dos valores dos parâmetros. Husak (2007), que utilizou a distribuição gama para representar a pluviosidade mensal da África, uma região bastante heterogênea do ponto de vista atmosférico, conclui que essa distribuição é capaz de se ajustar bem aos variados conjuntos de dados observados de chuva.

A Figura 14 exemplifica essa propriedade: para uma mesma média de 20mm, foram plotadas seis diferentes curvas de distribuição de chuva, cada uma com sua peculiaridade, baseadas na alteração dos parâmetros de forma e escala da distribuição gama. Esse gráfico mostra a variedade de formas que a distribuição gama pode assumir e como, mesmo com a mesma média, as características da pluviosidade em determinado ponto podem mudar significativamente em relação à outro, uma vez que os parâmetros de distribuição sejam diferentes – o que mostra, também, na linha do que já foi discutido, como há a necessidade de se investigar o comportamento das chuvas além do que a análise pela média é capaz de mostrar.

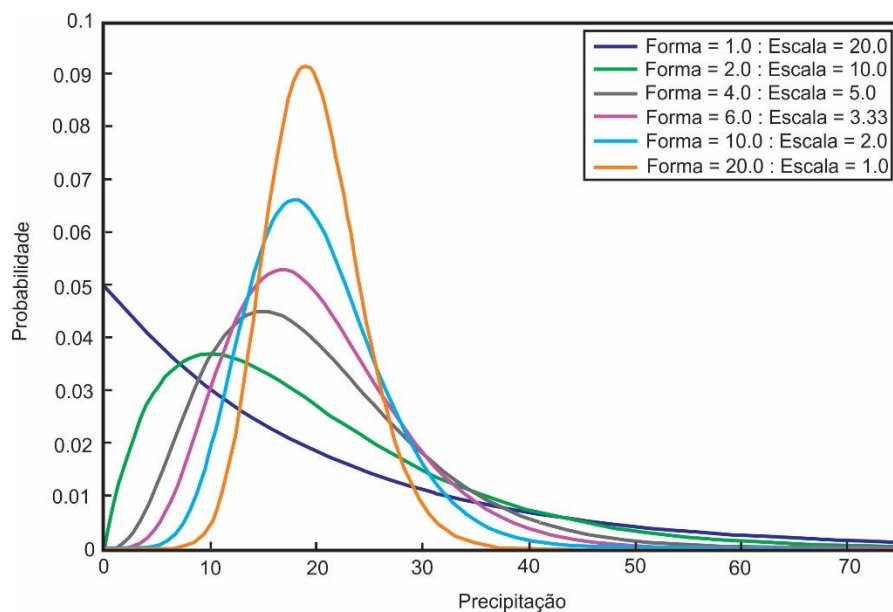


Figura 14. Representação de seis diferentes curvas de distribuição de chuva, com médias iguais, variando os parâmetros de forma e escala da distribuição gama. Fonte: adaptado de HUSAK et al. (2007).

Como mencionado, a distribuição gama conta com dois parâmetros básicos: forma (α) e escala (β). Sua função é descrita por Thom (1958) pela seguinte função:

$$f(x) = 1 / (\beta^\alpha \Gamma(\alpha) x^{\alpha-1} e^{-x/\beta}; \quad \beta > 0$$

$$\alpha > 0$$

Nela, x representa a variável em estudo (pluviosidade), β o parâmetro de escala, α o parâmetro de forma e Γ a função gama. Os parâmetros da distribuição foram estimados pelo método da máxima verossimilhança que, segundo o autor, é a maneira mais eficaz e que produz os melhores resultados. No entanto, Wilks (1995) lembra que a utilização de tal método na estimativa dos parâmetros requer procedimentos que são apenas práticos com o uso de um computador; assim, optou-se pela utilização do pacote estatístico *STATISTICA v. 10*, que oferece uma interface simples e permite o uso de técnicas de estatística avançada eficientemente.

Um parâmetro estatístico consiste, sucintamente, em um número que representa determinado comportamento da distribuição estatística – é uma representação matemática de determinada característica da distribuição. No caso da distribuição gama, o parâmetro de forma expressa o grau de assimetria da distribuição dos dados, enquanto o parâmetro de escala representa a abrangência dos valores, conforme explicitado na Tabela 3.

Tabela 3. Quadro representativo das características dos padrões da distribuição gama.

<p>Parâmetro de Forma (α): expressa o grau de assimetria da distribuição.</p> <p>Quanto menor o seu valor, mais distorcida a distribuição e quanto maior, mais ela se aproxima da curva normal, ou seja, mais simétrica e igualmente distribuída é a pluviosidade</p>	<p>Parâmetro de Escala (β): representa a abrangência dos valores.</p> <p>Quanto maior seu valor, maior a probabilidade de ocorrência de eventos extremos e maior a variância dos dados de chuva.</p>
--	--

Fonte: Wilks (2005), elaborado pelo autor.

Em outras palavras, o parâmetro α descreve a forma da curva da distribuição: quanto menor seu valor, mais distorcida é a distribuição – e mais concentrada no tempo – e quanto maior, mais ela se aproxima da curva normal, ou seja, mais simétrica e igualmente distribuída é a pluviosidade. Quanto ao parâmetro β , que representa a probabilidade de ocorrência de um valor específico na distribuição, quanto maior seu valor, maior a probabilidade de ocorrência de eventos extremos e maior a variância dos dados de chuva, pois está relacionado à amplitude dos valores da distribuição.

Diversos estudos utilizam a distribuição gama como ferramenta para compreensão da variabilidade temporal e espacial da pluviosidade. Ben-Gai et al. (1998) recorrem à distribuição de probabilidades para avaliar mudanças no longo prazo dos padrões da distribuição da pluviosidade em Israel; essa análise consistiu na comparação da evolução dos parâmetros de forma e de escala ao longo de um período de 60 anos, tendo os autores concluído que as mudanças observadas em sua área de estudo, como a diminuição da aridez e o aumento das precipitações consideradas extremas, decorreram de fatores regionais de circulação atmosférica. De forma análoga, para o Chipre, Michaelides et al. (2009) promovem uma investigação sobre a variabilidade anual da precipitação baseada na análise dos parâmetros da distribuição gama em um período que se estendeu de 1917 a 2006. O principal objetivo esteve em identificar se a natureza da variabilidade das chuvas poderia ser respondida pelos fatores geográficos locais, ou se estava – como foi concluído – ligada a variações atmosféricas em escalas regionais e globais.

Em estudo para as cidades de Campinas/SP e Pelotas/RS, Blain et al. (2009), aplicaram a distribuição gama aos dados de séries pluviométricas para essas duas cidades, concluíram que o período de dezembro a fevereiro é caracterizado por altos valores do parâmetro de forma (α), indicando distribuições próximas ao normal, em que são esperados os maiores totais mensais de precipitação pluvial. Em contrapartida, os meses de maio a agosto, podem ser caracterizados pelos baixos valores do parâmetro α , indicando uma distribuição fortemente assimétrica, chegando, no mês de julho, a assumir a forma “j” invertida.

No tocante ao uso conjunto da distribuição gama e dos sistemas de informação geográfica, Miranda (2008) traz interessante contribuição ao apresentar o potencial da integração entre o uso da distribuição de probabilidades com as técnicas de espacialização possibilitadas pelos SIGs, com foco no melhor aproveitamento da pluviosidade para uso agrícola. Nesse contexto encontra-se, também, o trabalho de Nunes (2000) que, utilizando o ferramental estatístico para distribuição de frequências em conjunto com o SIG, avaliou as tendências de variabilidade da pluviosidade até os anos 1990 e as relaciona às atividades

agrícolas no estado de São Paulo. A autora enfatiza, ainda, que alterações relevantes nas tendências estariam em processo, o que demandaria posterior investigação.

A distribuição gama, por característica própria, não leva em consideração os valores iguais a zero quando são calculados os parâmetros de forma e escala. Por se tratar de uma distribuição geralmente utilizada para analisar especificamente os eventos pluviométricos, tal fato poderia fazer sentido. Neste estudo, entretanto, pelo fato da análise ter sido realizada com dados mensais, deu-se a necessidade de incorporar os valores medidos iguais a zero na função, utilizando-os, portanto, também na extração dos parâmetros. No estado de São Paulo, a ausência de chuvas por longos períodos é parte integrante da dinâmica atmosférica de diversas localidades, portanto, eventos iguais a zero não poderiam ser ignorados.

De fato, alguns estudos, em conformidade com esse pensamento, abordaram a questão de tentar incorporar os valores medidos iguais a zero ao cálculo dos parâmetros da distribuição gama, sob diferentes perspectivas. Husak (2007), por exemplo, considera que a probabilidade de um evento sem chuva deve ser tratado separadamente, para isso, propõe um novo parâmetro, estimado pela divisão do número de eventos iguais a zero pelo número total de eventos registrados. Sob outra abordagem, Wilks (1990) define valores mínimos que substituiriam os valores iguais a zero no cálculo dos parâmetros de forma e escala – para o autor, o evento pluviométrico igual a zero, no cálculo, seria considerado como tendo o montante de chuva entre zero e esse limite, sem importar onde esse valor realmente se encontra na realidade.

Assim, para efeito de comparação entre os 79 postos do estudo, os valores mensais iguais a zero foram substituídos por valores mínimos – 0,01 mm – para que aparecessem na distribuição, nos histogramas e fossem contabilizados no momento da extração dos parâmetros.

De forma a confirmar a viabilidade dessa substituição e avaliar até que ponto os valores mínimos seriam incorporados no momento da estimativa dos parâmetros, foram realizados testes comparativos entre os parâmetros estimados com os dados brutos (contendo eventos iguais a 0,0 mm) e os parâmetros estimados com a substituição dos registros sem chuva pelos valores mínimos de 0,01 mm. A Tabela 2 exemplifica um dos testes realizados com os parâmetros de forma e escala para o primeiro período de estudo (P1 – 1973 a 1992).

Tabela 4 – Teste comparativo entre parâmetros da distribuição gama estimados **com** (a) e **sem** (b) a substituição dos registros iguais a 0,0 mm pelo limite mínimo de 0,01 mm.

Cidades	Forma (P1)		Escala (P2)		Nº de registros sem chuva	Forma (b) - (a)	Escala (b) - (a)
	(a) 0,01 mm	(b) 0,0 mm	(a) 0,01 mm	(b) 0,0 mm			
Guarujá	2,28	2,28	82,33	82,33	0	0	0
Iguape	2,47	2,47	64,30	64,30	0	0	0
Indaiatuba	0,95	1,21	114,03	92,48	7	0,26	-21,55
Lindóia	0,83	1,10	159,94	124,9	6	0,27	-35,04
Ourinhos	1,14	1,56	104,53	78,56	8	0,42	-25,97
São João da Boa Vista	0,87	1,18	148,19	113,42	7	0,31	-34,77
Bertioga	2,12	2,12	126,43	126,43	0	0	0
Borborema	0,71	1,35	157,04	90,28	18	0,64	-66,76
Araçatuba	0,74	1,22	145,30	93,81	15	0,48	-51,49
Cândido Rodrigues	0,67	1,09	174,25	115,04	16	0,42	-59,21

Fonte: DAEE, elaborado pelo autor.

Na tabela estão descritos os valores dos parâmetros de forma e de escala considerando dois cenários: (a) substituição dos registros iguais a 0,0 mm por 0,01 mm e (b) uso dos dados sem substituição. Também estão discriminados em colunas os números de registros sem chuva (iguais a 0,0 mm) e a diferença entre os parâmetros estimados com 0,0 mm e 0,01 mm (b - a), para cada caso.

Nota-se que quanto maior o número de zeros nos dados originais, maior o aumento no valor do parâmetro de forma e menor o valor do parâmetro de escala em relação aos dados substituídos – o que é compreensível, uma vez que como os valores iguais a zero são ignorados pela função gama, a distribuição conta com menos eventos de pequeno porte, implicando em maior simetria da e menor amplitude dos valores da distribuição.

Na sequência foram calculados os coeficientes de correlação entre o número de registros iguais a zero e a diferença entre os parâmetros estimados **com** substituição de dados e **sem** substituição. No caso do período P1, o coeficiente de correlação entre a diferença do parâmetro de forma com o número de eventos iguais a 0,0 mm foi de 0,95, enquanto que para o parâmetro de escala foi de -0,97 – correlações praticamente perfeitas, que indicam como a substituição foi bem incorporada à função no momento de se estimar os parâmetros, salvando a necessidade de se utilizar um terceiro parâmetro, como utilizado por Husak (2007), que fosse capaz de analisar os registros sem chuva, que são ignorados habitualmente.

Consolidadas as séries históricas e ajustada a distribuição gama aos valores dos postos pluviométricos, coube a realização de um teste de aderência a fim de verificar se a distribuição se ajusta bem ou não aos dados amostrais – isso é possível por meio da

comparação das frequências amostrais com as frequências teóricas esperadas pelo modelo probabilístico que se está julgando válido para descrever os dados observados.

Nos testes de aderência, admite-se, por hipótese, que a distribuição da variável de interesse (pluviosidade) seja descrita por determinado modelo de distribuição de probabilidade (função gama) e testa-se tal modelo, isto é, verifica-se a boa ou má aderência dos dados da amostra ao modelo teórico. Se a aderência for boa e a amostra suficientemente grande, pode-se admitir que o modelo fornece boa idealização da distribuição populacional; por outro lado, a rejeição da hipótese em determinado intervalo de significância indica que o modelo testado é inadequado para representar a distribuição da população (COSTA NETO, 1977).

No presente estudo foi utilizado o teste de Komolgorov-Smirnov (KS), em que a variável de teste é a maior diferença observada entre a função de distribuição acumulada do modelo e da amostra. A função de distribuição acumulada do modelo testado dá as probabilidades acumuladas em cada ponto, ou seja, $F(x) = P(X \leq x)$. A função de distribuição acumulada da amostra corresponderá ao gráfico das frequências relativas acumuladas e é designada por $G(x)$. O teste consta simplesmente da verificação do valor $d = \max |F(x) - G(x)|$ e da comparação com um valor crítico tabelado. Se d for maior que o valor crítico, rejeita-se a hipótese de boa aderência (COSTA NETO, op. cit.).

Os valores críticos mais comumente utilizados são: 1) 5%, dado por $1,36/\sqrt{n}$ e 2) 1%, dado por $1,63/\sqrt{n}$. Os 79 postos finais do estudo tiveram a hipótese de boa aderência confirmada no intervalo de 1% de significância. Para Rauch (1997), testes de melhor ajuste têm por base uma hipótese nula de que os dados da amostra são tomados de uma população que segue uma dada distribuição matemática. Se a hipótese nula for aceita para um dado nível de significância, então pode-se acreditar que a distribuição estatística ajusta os dados da amostra. Nesse contexto, Li et al. (2013), comparando seis diferentes tipos de distribuição de precipitação, concluem que a distribuição gama tem um bom desempenho em simular a distribuição observada quando se trabalha com dados mensais e anuais de pluviosidade.

Os parâmetros de forma e escala foram extraídos, então, para os dois períodos de estudo (P1 – 1973 a 1992 e P2 – 1993 a 2012), tanto para os períodos como um todo, quanto para as estações seca e chuvosa dos dois períodos.

2.3. Eventos Extremos

Dentre os elementos climáticos mais importantes (pluviosidade, temperatura e pressão), a precipitação é principal deflagradora de impactos relacionados aos fenômenos climáticos. Ano após ano são registradas mortes e perdas econômicas decorrentes de episódios pluviais concentrados no mundo todo. Inundações, alagamentos, secas, desabamentos e deslizamentos figuram entre as consequências dos eventos extremos de precipitação que afetam milhares de pessoas (VICENTE, 2005).

Eventos extremos de precipitação são aqueles que se distanciam do padrão habitual em um dado local e período e têm baixa frequência, ou seja: maior raridade de registro em uma série histórica. Há que se destacar, entretanto, que apesar de serem incomuns não são anormais, visto que os eventos extremos são parte inerente à dinâmica climática de qualquer região.

Eles acontecem espontaneamente no sistema natural, contribuindo para a evolução da paisagem a partir da combinação de diversos fatores, como alta umidade, temperatura, situações específicas de campos de pressão etc. (NUNES, 2008).

O aumento ou diminuição na intensidade ou frequência da precipitação, além de influenciada por condicionantes naturais, também podem estar relacionados às atividades humanas, como sugere o relatório do IPCC (2014). Nkemdirim (1988) estudou a precipitação diária para a cidade de Calgary, no Canadá, para um período de 86 anos, tendo observado o aumento no número e intensidade dos eventos de pluviosidade, concluindo que essa tendência se relaciona ao aumento da cobertura de nuvens induzido pelo fenômeno da ilha de calor decorrente do crescimento urbano. De forma semelhante, em estudo sobre a cidade de São Paulo, Lombardo (1984) atesta que o efeito da ilha de calor pode alterar os padrões de circulação atmosférica local e precipitações, pois, devido à disposição das construções, dos materiais utilizados e da ascensão do ar mais quente, aumenta-se a concentração de aerossóis, possibilitando o aumento da precipitação.

Entender os mecanismos por trás das várias formas de extremos climáticos é interessante, pois possibilita a avaliação da maneira pela qual eles podem evoluir no futuro, especialmente sob condições de mudanças climáticas (BENINSTON e STEPHENSON, 2004). Estudando a tendência de evolução da precipitação no estado de São Paulo no período de 1941 a 1993, Sant'anna Neto (1997), conclui que os eventos extremos, tanto positivos quanto negativos, apresentaram amplitudes crescentes e que o maior número de anomalias de

chuva – diferença entre a pluviosidade observada em relação à média regional – ocorreu no oeste do território paulista.

Em uma distribuição estatística, os eventos extremos se concentram nos limites inferiores e superiores da curva de distribuição de probabilidades e o caminho habitual para análise de extremos em qualquer série de dados temporal é justamente definir tais limites (SCHÖNWIESE et al., 2003 apud RODRIGO, 2010).

Neste estudo, os limites para eventos extremos foram definidos por meio da técnica dos quantis que, conforme apontam Xavier et al. (2007), são medidas separatrizes, isto é, apartam os valores em classes ou categorias de probabilidades/frequências determinadas. O quantil é definido como:

um quantil de ordem p (definido para $0 < p < 1$) é um valor numérico que secciona a distribuição [da amostra] em duas partes, com probabilidades p (à esquerda deste quantil teórico) e $1-p$ (à direita). Em termos amostrais, permitindo separar uma amostra em duas massas de observações numéricas, com $100 \times p$ % dos elementos localizados à esquerda do quantil amostral e os demais $100 \times (1-p)$ %, à direita (XAVIER et al, op. cit., p.3).

A aplicação da técnica dos quantis para análise de eventos extremos de precipitação foi utilizada por Xavier e Xavier (1999) com o objetivo de identificar períodos secos e períodos excessivamente chuvosos no estado do Ceará; os autores subdividiram, então, o estado do Ceará em áreas de precipitação que variavam de muito seco a muito chuvoso, utilizando como limites quantílicos as seguintes porcentagens: 1) muito seco 15%, 2) seco 35%, 3) normal 35%, 4) chuvoso 65% e 5) muito chuvoso 85%. De maneira análoga, Moreira (2003) utilizou a técnica dos quantis para classificação dos anos de uma série histórica de pluviosidade (1913 a 1998), no Rio Grande do Sul, em cinco classes distintas, também variando do muito seco ao muito chuvoso. Farias (2012), estudando a mesorregião do Sertão Pernambucano em um período de 32 anos (1979-2010), fez uso da técnica dos quantis a fim de monitorar a ocorrência e evolução dos eventos extremos na região. Castellano (2016) empregou a mesma técnica para avaliar tendências de dados diários de chuva de 11 postos pluviométricos na Região Metropolitana de Campinas entre 1970 e 2009.

Diversos intervalos quantílicos podem ser utilizados, a depender do objetivo da pesquisa. Para esta pesquisa, foram utilizados os percentis 0,05 (separa os 5% menores

eventos de pluviosidade), para eventos extremos secos, e 0,95 (separa os 5% maiores eventos registrados) para eventos extremos chuvosos. Os dados foram computados mensalmente e os percentis calculados para cada posto pluviométrico do estudo.

A fim de comparar os resultados no contexto geral do estado, não é realizada a relativização estatística (XAVIER et al., op. cit.) para todos os casos, ou seja, a comparação não é feita somente posto a posto; destarte, são, também, estipulados os limites 0,05 e 0,95 para todo o estado, de maneira que um único limite se aplique a todos os postos. Esse procedimento facilita a comparação entre os postos pluviométricos, pois dadas as diferenças nos atributos da precipitação, que apresentam considerável variação no tempo e no espaço para o estado de São Paulo, estipular individualmente o valor de cada posto pode limitar a comparação com vistas à apreensão da variabilidade espacial para o conjunto do estado. Esse limite geral é alcançado através das médias dos percentis 0,05 e 0,95 de todos os postos, conforme proposto por Rodrigo (2010), e é utilizado nas análises mais gerais, quando há a necessidade de se comparar os diferentes postos pluviométricos uns com os outros.

Para as análises onde o interesse é a comparação da evolução da magnitude dos eventos extremos ao longo do tempo, por outro lado, os percentis 0,05 e 0,95 são calculados separadamente para cada posto. Nesse contexto, o objetivo é a comparação do comportamento dos eventos extremos dentro de cada série pluviométrica de cada posto do estudo – por exemplo, ao comparar se os limites para o que é considerado um evento extremo chuvoso no período P1 se mantém, aumenta ou diminui para o período P2.

2.4. Interpolação e mapas de contorno

Os resultados obtidos com o ajuste da distribuição gama aos dados de chuva e, também, os eventos extremos definidos pela técnica dos quantis foram espacializados em mapas pelo uso do *software ArcGis 10.1*, a fim de se avaliar o comportamento espacial dos fenômenos.

O programa reconhece os dados tabulados em três dimensões: x, y, z. As coordenadas geográficas correspondem aos eixos x e y (longitude eixo x, e latitude eixo y), e os elementos a serem espacializados corresponde ao vetor z. É realizado, então, o mapa de contorno da variável escolhida em z, para a área abrangida pelas coordenadas geográficas, atreladas aos campos x e y.

Neste estudo, foram elaborados mapas de contorno dos parâmetros α e β , para os períodos P1 e P2 e para as estações do ano de cada período, da média anual dos totais de pluviosidade para o total da série e dos eventos extremos secos e úmidos, para P1 e P2.

A técnica de interpolação, necessária para a realização dos mapas de contornos, consiste em um procedimento matemático que, baseado em valores de pontos amostrados, atribui valores a pontos não amostrados. Nesse caso, com base nos valores dos parâmetros de forma e escala, dos totais pluviométricos, das classes quantílicas etc., dos postos conhecidos, são atribuídos valores a pontos no espaço cujos dados reais são desconhecidos – onde não há estações meteorológicas, por exemplo – e isso é explicitado no mapa de contornos. Por esse motivo se fez necessária a cobertura espacial adequada da rede de postos pluviométricos no território do estado de São Paulo, de maneira a minimizar os erros no momento da interpolação.

O método utilizado foi o da krigagem, que de acordo com Landim (2000), é uma ferramenta estatística que leva em consideração as características espaciais de autocorrelação de variáveis regionalizadas, sendo que

nas variáveis regionalizadas deve existir uma certa continuidade espacial, o que permite que os dados obtidos por amostragem de certos pontos possam ser usados para parametrizar a estimação de pontos onde o valor da variável seja desconhecido (LANDIM, op. cit., p. 11).

Como existe, de fato, continuidade espacial na dinâmica atmosférica responsável pela precipitação essa técnica é perfeitamente aplicável nesta análise.

Para Jakob (2002) a krigagem se adequa bem à interpolação de dados, pois utiliza o dado tabular e sua posição geográfica para calcular as interpolações. Utilizando o princípio de que unidades de análise mais próximas entre si são mais parecidas do que unidades mais afastadas, a krigagem utiliza funções matemáticas para acrescentar pesos maiores nas posições mais próximas aos pontos amostrais e pesos menores nas posições mais distantes, e criar assim os novos pontos interpolados com base nessas combinações lineares de dados.

Outros autores, como Bucene e Zimback (2003) – que compararam a krigagem com a técnica do quadrado do inverso da distância – e Oliveira et al. (2006) – que testaram a krigagem em comparação com outros modelos – concluem que a krigagem oferece uma estimativa mais completa dos dados interpolados não amostrados, com boa distribuição e continuidade. Nesse contexto, Bargauoi e Chebbi (2009) utilizaram métodos de interpolação para estudar a variabilidade espacial dos máximos de chuva e concluíram que a krigagem

ordinária mostrou resultados satisfatórios para todos os testes, destacando a eficácia da utilização do variograma na avaliação da variabilidade espacial da pluviosidade. De uma maneira geral, para Miranda (2008), os autores apontam para o fato de que o uso do método da krigagem para a interpolação pode produzir melhores resultados do que o, comumente utilizado, inverso do quadrado da distância.

Para Jakob (2002), a krigagem produz a melhor estimativa linear não-viciada dos dados de um atributo em um local não amostrado, com a modelagem do variograma.

A krigagem ordinária é geralmente associada como B.L.U.E. (best linear unbiased estimator). A krigagem ordinária é 'linear' porque suas estimativas são combinações lineares ponderadas dos dados disponíveis; é 'não-viciada' porque busca o valor de erro ou resíduo médio igual a 0; e é 'melhor' porque minimiza a variância dos erros (Isaaks e Srivastava, 1989, p.278 apud Jakob, 2002, p.6).

Vale ressaltar que o método da krigagem é considerado também por Landim (2000) como o melhor e menos tendencioso método de estimativa linear, mas o autor alerta que é preciso cuidado especial no momento da realização dos variogramas necessários para a realização da interpolação, caso contrário, o produto final perde qualidade. Em geral, são necessários ao menos 30 pares de pontos para a realização de um bom variograma.

O variograma é a descrição matemática do relacionamento entre a variância de pares de observações (pontos) e a distância separando estas observações. A autocorrelação espacial pode então ser usada para fazer melhores estimativas para pontos não amostrados. Como o *software* escolhido automatiza a geração das matrizes necessárias para a realização da interpolação, o processamento pela krigagem se dá de forma mais precisa.

O variograma fornece informações sobre a autocorrelação espacial do conjunto de dados; no entanto, ele não fornece informações sobre todas as possíveis direções e distâncias dos vetores de autocorrelação. Por esse motivo, e para assegurar que as estimativas da krigagem sejam mais precisas, se faz necessário o ajuste de um modelo – uma função contínua – ao variograma (OLIVER e WEBSTER, 1990).

O modelo escolhido para a interpolação foi o esférico, porque demonstra uma redução progressiva da autocorrelação espacial até determinada distância, quando a autocorrelação passa a ser inexistente. O modelo esférico é um dos mais comumente utilizados quando o pesquisador pressupõe, ou conhece, a tendência dos pontos amostrais mais próximos guardarem mais semelhança do que com pontos amostrais mais afastados – o que, via de regra, ocorre com a precipitação.

Ademais, para Wanderley et al. (2009), que estudaram o comportamento espacial da pluviosidade no estado de Alagoas utilizando diferentes modelos de krigagem,

a utilização da geoestatística mostrou que as características estruturais estudadas da precipitação estão correlacionadas, apresentando forte dependência espacial. O modelo esférico apresentou resultados satisfatórios quando avaliado pela validação cruzada, demonstrando um melhor ajuste aos dados de precipitação do que os outros modelos testados. (WANDERLEY et al., 2009, p.13).

Para Oliver e Webster (1990), a krigagem é, de fato, melhor aproveitada quando o pesquisador presume a correlação espacial entre os indivíduos de sua amostra.

2.5. Análise de Agrupamentos (*clusters*)

Quando se olha o mundo ao redor é natural que se queira organizar, agrupar, diferenciar e classificar o que se ve para tentar entender melhor as coisas. Esse é um passo fundamental para o aprendizado e compreensão dos fenômenos ao redor. De maneira similar, de modo a compreender uma base de dados em um estudo, é possível utilizar um método de organização que possibilita a classificação dos dados em grupos semelhantes, a fim de melhor entender suas características.

Nesse contexto a técnica estatística mais utilizada em diversas áreas do conhecimento científico é a análise multivariada, cujos principais objetivos são: reduzir a dimensão de uma matriz de dados, investigar o comportamento espacial e temporal das variáveis consideradas e obter grupos homogêneos dessas variáveis (BOUROCHE e SAPORTA, 1982).

Dentro da análise multivariada existem várias técnicas empregadas na climatologia, como análise de componentes principais, análise fatorial, decomposição do valor singular, correlação canônica, análise de agrupamentos, entre outras. A análise de agrupamentos, ou análise de *clusters*, é um processo que tenta encontrar grupos de dados semelhantes dentro de um conjunto maior, de forma que todos os membros de determinado grupo sejam o mais parecido entre si e o mais diferente possível entre os membros dos outros grupos.

A técnica dos agrupamentos, utilizada em processos de classificação, consiste em determinar o nível de similaridade ou dissimilaridade entre indivíduos, aplicando uma função de agrupamento a uma determinada variável, transformando um conjunto heterogêneo de

unidades, neste caso estações meteorológicas, em grupos caracterizados pela homogeneidade interna e pela heterogeneidade externa.

Os *clusters* emergem da distribuição não uniforme dos padrões de pluviosidade, o que torna possível a criação de agrupamentos com comportamentos similares. Gadgil e Joshi (1983) analisaram os padrões de pluviosidade de estações pluviométricas na Índia de forma a estabelecer relação entre os agrupamentos encontrados e a cobertura vegetal do país. A análise levou em consideração a pluviosidade - considerada pelos autores a variável mais importante - os índices de umidade e a temperatura mínima.

Becker (1992), por sua vez, utilizou regiões homogêneas de precipitação e temperaturas decendiais e mensais no intuito de estabelecer padrões climatológicos no Rio Grande do Sul, bem como para simular séries temporais e preencher dados faltantes. Com metodologia semelhante, Souza et al. (1992) agruparam estações pluviométricas no estado de Alagoas, encontrando relação clara entre a classificação alcançada e os biomas conhecidos da região. Nunes (1997) usou essa técnica para avaliar as diferenças espaciais da chuva no estado de São Paulo para o período entre 1956 e 1990, em nível anual e sazonal, tendo estabelecido cinco setores homogêneos.

Ao explorar a variabilidade da pluviosidade no sul da Austrália durante o último século, Chambers (2003) procurou agrupar áreas com padrões similares no longo prazo. Utilizando a análise de clusters e de componentes principais, propôs novas divisões climatológicas para sua área de estudo.

André et al. (2008), utilizaram dados mensais de pluviosidade para realizar a análise de agrupamentos para o estado do Rio de Janeiro. Os autores observaram um número de seis regiões pluviometricamente homogêneas, largamente influenciadas pelas condições de maritimidade e continentalidade; os autores também notaram que cerca de 70% da precipitação no estado ocorre nos meses da estação chuvosa (outubro a março).

Souza et al. (2012), realizaram a análise de agrupamentos para avaliar o clima do Mato Grosso do Sul mediante as variáveis de temperatura e precipitação. Os autores identificaram áreas homogêneas para as duas variáveis e notaram, durante a classificação, a influência de fatores como latitude, longitude e altitude, uma vez que, muitas vezes, postos pluviométricos vizinhos apresentaram dados bastante diferentes. De maneira semelhante, para o estado da Bahia, Dourado et al. (2012) buscaram classificar o estado em zonas pluviométricas homogêneas, baseados em uma série de 30 anos (1981 a 2010) para 97 postos pluviométricos. Após análises de agrupamentos, como resultado, chegaram a quatro zonas homogêneas em relação ao regime de precipitação e que evidenciam uma queda nos volumes

de chuva no sentido leste a oeste da Bahia, isto é, uma diminuição no volume de chuva do litoral em direção ao interior. Os autores observaram, também, uma série de anomalias de precipitação, sendo que as anomalias negativas foram a maioria, que coincidiram com problemas na produção agrícola do estado.

Para a região da Amazônia Oriental, Amanajás e Braga (2012) utilizaram a análise de agrupamentos para a criação de grupos homogêneos de pluviosidade e tentaram associá-los aos principais sistemas meteorológicos atuantes na região. Utilizando uma base de dados com 128 postos pluviométricos e um intervalo de tempo de 1980 a 2009, encontraram quatro regiões homogêneas de pluviosidade, de acordo com a variabilidade sazonal e interanual das chuvas.

Na análise de agrupamentos, todos os processos de hierarquização são similares, iniciando-se pela determinação de uma função de agrupamento, que é usada como critério para medir a distância entre dois objetos ou para estabelecer o quanto eles são parecidos. A maioria dos algoritmos usa medidas de similaridade e dissimilaridade entre os elementos de um conjunto, cujos valores de similaridade ou dissimilaridade, calculados com base na matriz de dados originais, são representados por uma matriz. Tanto a distância euclidiana (medida de dissimilaridade) quanto o coeficiente de correlação (medida de similaridade) podem ser usados na determinação dos grupos (SOUZA et al., 2012). Para este fim existem dois métodos de agrupamento: os hierárquicos e os não hierárquicos.

As técnicas hierárquicas partem do princípio de que no início do processo de agrupamento cada elemento do conjunto de dados observado é considerado como sendo um conglomerado isolado. Nos passos posteriores, os elementos amostrais vão sendo agrupados, formando novos conglomerados até o momento no qual todos os elementos considerados estão em um único grupo. Assim, no estágio inicial do processo de agrupamento, cada elemento é considerado um *cluster* de tamanho 1 e no último estágio de agrupamento tem-se apenas um único *cluster* constituído de todos os elementos amostrais. A escolha do número final de grupos, entretanto, é subjetiva (MINGOTI, 2005).

Os métodos não hierárquicos, por sua vez, de acordo com Mingoti (op. cit.), têm o objetivo de encontrar diretamente uma partição dos elementos amostrais em k grupos, de modo que a partição satisfaça dois requisitos: semelhança interna e isolamento dos *clusters* formados. Para se buscar a melhor divisão de grupos, se faz necessária a aplicação de algum critério de qualidade antes da divisão. Acarini e Amaral (1992) consideram que os métodos não hierárquicos possibilitam grande mobilidade para as unidades de dados analisadas e a consequente formação de grupos com relações internas mais próximas.

Os métodos não hierárquicos diferem dos hierárquicos em vários aspectos:

primeiramente, requerem que o usuário tenha especificado previamente o número de *clusters* **k** desejado, ao contrário das técnicas hierárquicas aglomerativas. Em cada estágio do agrupamento, os novos grupos podem ser formados através da divisão ou junção de grupos já combinados em passos anteriores. Isto significa que, se em algum passo do algoritmo dois elementos tiverem sido colocados num mesmo conglomerado, não necessariamente eles ‘estarão juntos’ na partição final. (...) [Os métodos não hierárquicos], em comparação com os métodos hierárquicos, têm uma maior capacidade de análise de conjunto de dados de maior porte, ou seja, com um grande número de observações (MINGOTI, 2005, p. 192).

Dentro dos métodos não hierárquicos destaca-se o método das *k*-médias (*k-means*) como um dos mais comumente utilizados. Nele, cada elemento amostral é colocado no *cluster* cujo centroide é o mais próximo do vetor de valores observados para o respectivo elemento.

Neste estudo, utilizando uma matriz de dados mensais, foram determinadas regiões homogêneas por meio do método não hierárquico *k-means*. Foram selecionadas como fonte de dados para a análise de agrupamentos as médias mensais dos 79 postos do estudo, calculadas para o período de 1973 a 2012 e, depois, para cada um dos períodos separadamente. A análise foi realizada com o uso do *software ArcGis 10.1*.

O programa utilizado oferece a opção de realizar a análise de modo a formar grupos necessariamente contínuos no espaço e a opção de não condicionar a formação dos grupos, podendo haver elementos amostrais localizados em um mesmo grupo, porém localizados em áreas distantes e separados por outros grupos. A segunda opção foi escolhida para este estudo, uma vez que não é de interesse condicionar a formação dos grupos antes da análise; foi adotada uma abordagem mais flexível, de modo a permitir que os grupos fossem formados livremente, dependendo apenas das variáveis pluviométricas.

Quanto ao número de grupos, inicialmente foi realizada uma divisão automática pelo próprio programa, utilizando a ferramenta automática de busca pela melhor quantidade de grupos. Em seguida, uma classificação com três e outra com cinco grupos, a fim de subdividir ainda mais as áreas em relação à pluviosidade dos 40 anos do estudo.

2.6 Teleconexões e Zona de Convergência do Atlântico Sul

Na análise climática são abundantes os padrões de variabilidade, alguns denominados padrões de teleconexão, oscilações, *clusters*, dipolos ou modos.

A fim de complementar os resultados obtidos pela aplicação da distribuição gama à série histórica de pluviosidade, pela análise dos eventos extremos e pela análise de agrupamentos, serão também estudados dois índices de teleconexão para o Hemisfério Sul – Índice de Oscilação Sul e Modo Anular do Hemisfério Sul – assim como a Zona de Convergência do Atlântico Sul, um sistema meteorológico típico da região de estudo.

Os principais padrões de variabilidade de baixa frequência conhecidos para o Hemisfério Sul são o El Niño/Oscilação Sul (ENOS), Modo Anular do Sul (SAM), Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), Dipolo do Atlântico Tropical, dentre outros (AMBRIZZI, 2003).

Neste estudo foram escolhidos dois deles para análise: o Índice de Oscilação Sul (IOS), que representa os fenômenos El Niño e La Niña, e o Modo Anular Sul (SAM), que é também conhecido como Oscilação Antártica – sobretudo por estarem indexados em séries históricas mensais e anuais e pelo fato desses dados compreenderem período igual ou superior à série temporal de pluviosidade utilizada. Outra razão se encontra no fato de serem índices calculados à partir de medições efetivas de estações meteorológicas e não derivados de *grids* de dados interpolados; uma vez que no presente estudo foi utilizada base de dados extraída de medições de postos pluviométricos, faz-se coerente buscar correlações com índices que também são derivados de medições pontuais.

Quadrelli (2004) afirma que a utilização de índices facilita a análise, permitindo a comparação de padrões espaciais e séries temporais associadas e que embora as teleconexões sejam geralmente definidas sobre uma grade de dados, o uso de índices baseados em estações meteorológicas é interessante – uma vez que a série histórica pode ser calculada por um período maior do que o comum, já que *grids* completos com boa resolução espacial são relativamente recentes.

O índice representativo do ENOS selecionado para a pesquisa é o Índice de Oscilação Sul, cuja fase negativa representa pressão de ar abaixo do normal em Tahiti e acima do normal em Darwin; períodos prolongados de valores negativos (positivos) do IOS coincidem com as águas oceânicas anormalmente quentes (frias) no Pacífico Tropical, típico dos episódios de El Niño (La Niña).

O fenômeno ENOS pode ser medido de algumas maneiras diferentes como: diferença de pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) entre Tahiti e Darwin (Índice de

Oscilação Sul), diferença de pressão atmosférica entre Indonésia e Pacífico Oriental (Índice de Oscilação Sul Equatorial) e medidas das anomalias de temperaturas de superfície do mar em diversas áreas (Niño 1+2, Niño 3, Niño 4 e Niño 3.4). Os principais tipos de medição estão representados na Figura 15.

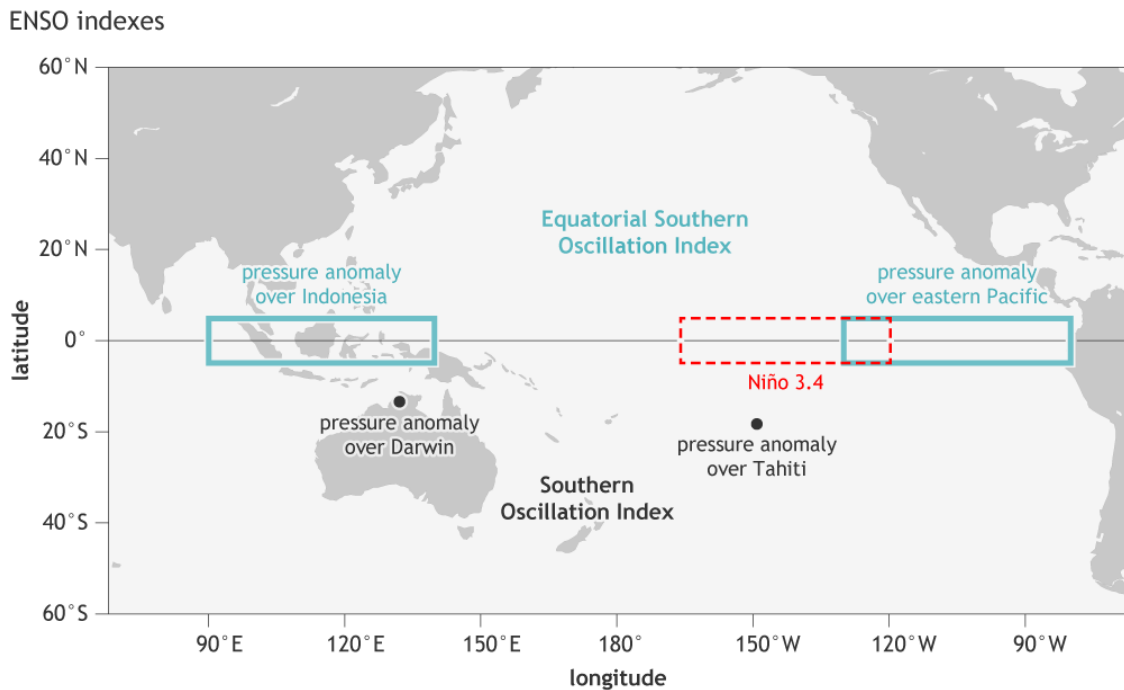


Figura 15. Localização dos pontos e áreas de medição dos vários índices representativos do ENOS. Fonte: NOAA⁶.

Cada desses tipos de medição apresenta vantagens e desvantagens quanto ao uso aplicado em climatologia. A principal vantagem do uso das medições de temperatura de superfície do mar reside no fato de que a temperatura do mar varia mais lentamente do que a pressão á nível do mar (utilizada para cálculo do IOS), facilitando a identificação do El Niño. Porém, as séries históricas temporais disponíveis pela NOAA têm início em 1982 e dados para períodos anteriores foram calculados a partir de reconstruções de longo prazo.

Os índices baseados nos dados de pressão atmosférica ao nível do mar apresentam dados que abrangem um período de tempo relativamente maior, ultrapassando, inclusive, o período do estudo, que se inicia em 1973. Embora o Índice de Oscilação Sul Equatorial tenha a possível vantagem de ser medido aproximadamente na mesma área onde são medidos os índices derivados da TSM, ele é dependente de bases de dados em grades completas, já que

⁶ <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/why-are-there-so-many-enso-indexes-instead-just-one>

boa parte da área medida está no oceano, portanto, dependente de dados de reanálise – o que, como explicado anteriormente, preferiu-se evitar no presente estudo.

Por fim, o índice escolhido, IOS, apresenta como pontos mais interessantes o fato de ser derivado de medições em estações meteorológicas, de estar relativamente mais próximo da região de estudo e de guardar alta correlação com o índice de TSM mais utilizado, o Niño 3.4.

Uma razão para a existência de índices separados para o ENOS, segundo a NOAA, está no fato de que a localização do usuário dos dados importa. A agência cita como exemplo o fato de um usuário localizado próximo ao Pacífico Tropical estar possivelmente mais interessado nas medições de TSM, ao passo que outro usuário localizado em um país mais distante do oceano Pacífico se interessaria mais pelas mudanças de PNM. O estado de São Paulo se enquadra, nessa perspectiva, como uma área distante do Equador, onde são medidas as anomalias de TSM, razão também pela qual optou-se pelo uso do IOS.

Como já mencionado, o cálculo do IOS parte da diferença de pressão ao nível do mar entre duas estações meteorológicas: Tahiti e Darwin – valores negativos do índice representam aquecimento acima do normal das águas do Pacífico e eventos de El Niño e valores positivos o resfriamento das águas e eventos de La Niña.

Os dados de PNM em Tahiti e Darwin são colhidos e padronizados, de maneira que escalem entre -1 e 1 aproximadamente dois terços do tempo e raramente ultrapassem -2,5 e 2,5. Padronizações são realizadas para que se ajustem diferenças sazonais nas medições das duas estações, de forma que cada estação contribua igualmente para o índice. As diferenças entre esses dados de PNM padronizados são, então, padronizados novamente.

A padronização re-escala determinada série de dados em dois passos: primeiro, é contabilizada a média da série estudada que é depois subtraída dos valores originais – fazendo com que os números abaixo da média se tornem negativos e os acima da média positivos; a média da nova série passa a ser zero. Segundo, os números são novamente re-escalados para que sua abrangência permaneça geralmente entre -2,5 e 2,5. Essa segunda etapa é realizada computando o desvio padrão dos números, dividindo-os pelo desvio padrão.

O IOS comporta-se dentro desses valores esperados na maioria das vezes; porém, como a dinâmica do sistema oceano-atmosfera é bastante complexa, a distribuição dos valores do índice não segue a distribuição teórica: os valores negativos tendem a ser mais fortes, relativamente, do que os valores positivos – isso corresponde ao fato dos eventos de El Niño são geralmente mais fortes que os eventos de La Niña.

Neste estudo, a padronização dos dados, quando necessária, foi realizada utilizando *software* Microsoft Excel, por meio da fórmula:

$$=standardize(x;mean;standard_dev)$$

Onde **x** representa a série de estudo, **mean** a média aritmética dos valores da série e **standard_dev** seu desvio padrão.

O Modo Anular do Hemisfério Sul corresponde à diferença de pressão zonal entre as latitudes de 40°S e 65°S, cuja medição deriva de 6 estações localizadas aproximadamente nas faixas de latitude citadas: um total de 12 estações, que estão representadas na Figura 16.

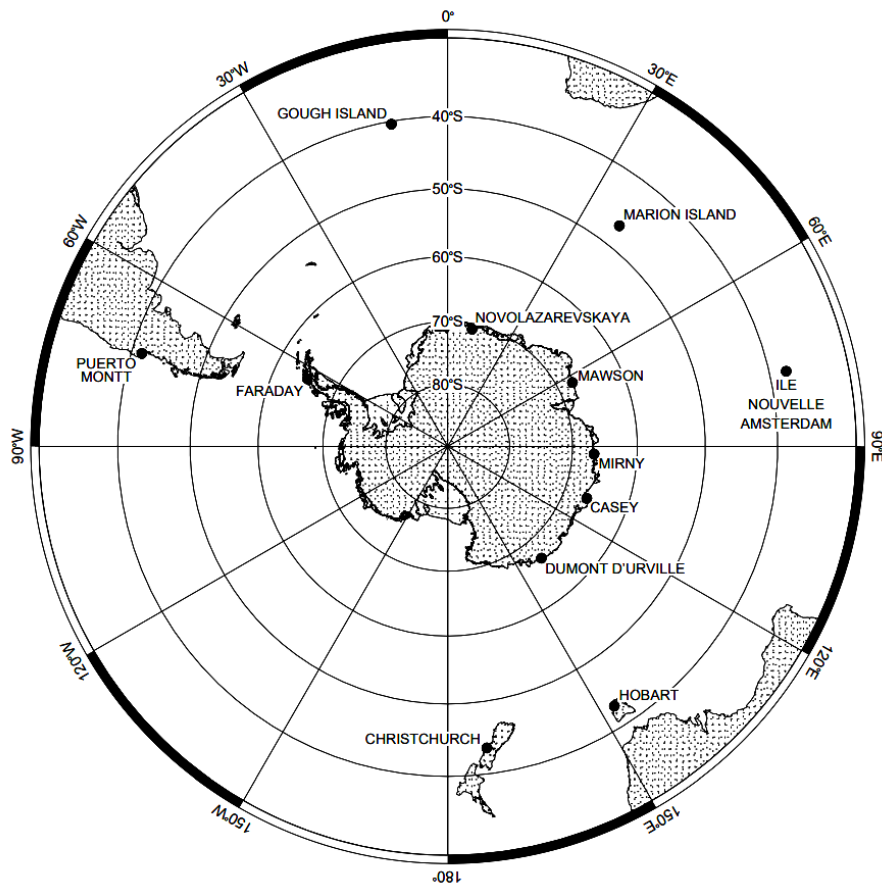


Figura 16. Localização das estações meteorológicas utilizadas no cálculo do SAM. Fonte: British Antarctic Survey⁷.

⁷ www.nerc-bas.ac.uk/public/icd/gjma/sam_map.pdf

O SAM, cujos dados foram coletados da British Antarctic Survey, também é conhecido como Oscilação Antártica (OA) e os valores de seu índice disponibilizados pela NOAA. A AO, no entanto, é calculada à partir dos dados de reanálises e sua série temporal têm início apenas em 1979, o que limitaria, ainda que por alguns anos apenas, o uso para a série temporal completa de chuva. Além disso, tais metodologias acabam por entregar valores diferentes desse mesmo índice. Ao comparar as medições das estações responsáveis pelo cálculo do SAM com as medições da OA advindas de reanálises, Marshall (2003) mostra que apesar de os dados de reanálise serem úteis na representação do SAM em médias latitudes, eles não conseguem representar com fidelidade os dados observados em altas latitudes. O autor atribui o fato à inexistência, antes da década de 1980, de satélites modernos capazes de realizar tais medições em 65°S. Analisando a série comparativa apresentada pelo autor (Figura 17), observa-se que somente à partir da década de 1980 e, sobretudo, 1990, os dados provenientes de reanálises passam a ser mais confiáveis. Por esse motivo, preferiu-se aqui utilizar o índice SAM calculado com os dados de medições das estações meteorológicas apresentadas.

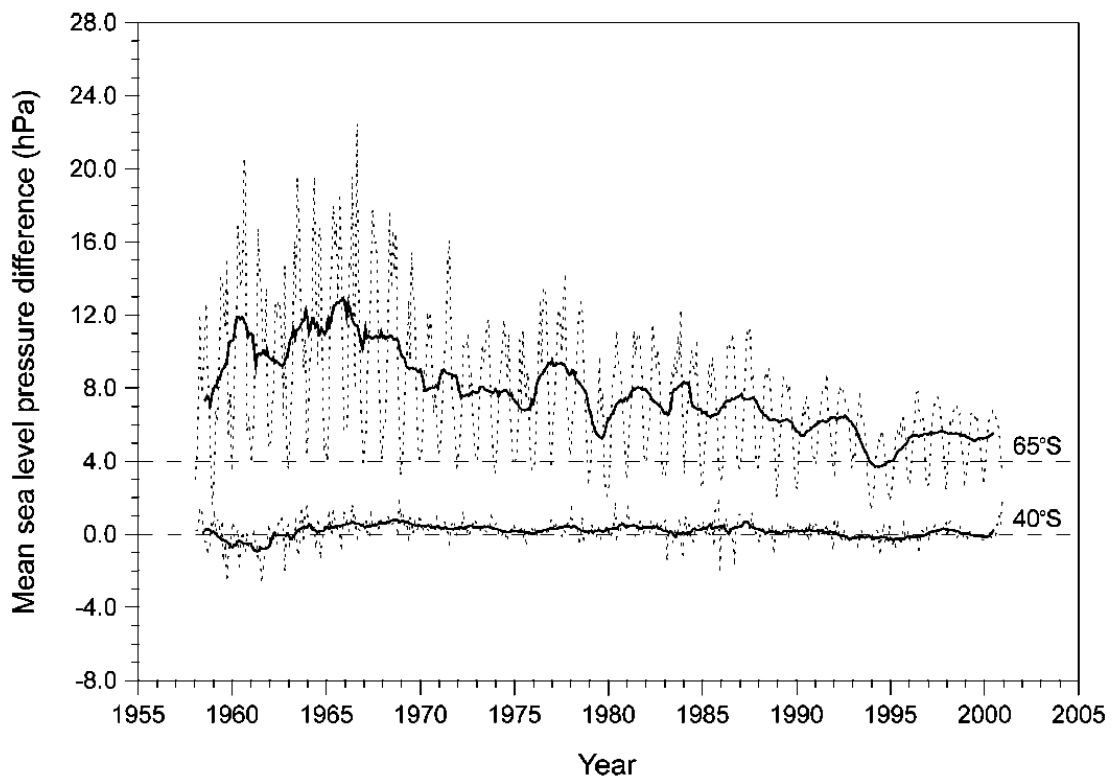


Figura 17 Comparação entre os índices do Modo Anular Sul calculados por meio de estações meteorológicas (British Antarctic Survey) – linha sólida – com o obtidos das reanálises (NOAA) – linha tracejada.

Algumas técnicas estatísticas podem ser utilizadas no estudo das teleconexões, como análises de correlações espaciais e análises de funções ortogonais. No caso das correlações, variáveis de um ponto ou uma região do globo são correlacionadas com variáveis de outros pontos e outras áreas (CAVALCANTI, 2009).

Inicialmente optou-se por identificar a relação entre os padrões de variabilidade do estado São Paulo com os índices de teleconexão por meio do cálculo do índice de correlação entre tais variáveis – modo utilizado com sucesso para preenchimento de falhas nas séries históricas de pluviosidade, como descrito em seção anterior. Na sequência foram criados gráficos para explicitar a comparação entre os índices de teleconexão e a pluviosidade do estado.

Tal comparação foi realizada utilizando dados mensais, tanto dos índices quanto da pluviosidade. Esta última teve média mensal calculada inicialmente para os cinco postos selecionados como os mais representativos de cada área homogênea da análise de agrupamentos (Lindóia, Indaiatuba, Bananal, Ourinhos e Cananéia), mas que também foi calculada para cada um dos grupos criados na análise citada.

Esses postos representativos, chamados *seeds*, são originários da análise de agrupamentos e são escolhidos automaticamente, pelo programa que monta os *clusters* de pluviosidade, como os “postos base” à partir dos quais serão posteriormente calculadas as correlações com postos vizinhos e montados os grupos.

Os dados referentes à Zona de Convergência do Atlântico Sul foram retirados dos boletins mensais do Climanálise⁸, organizados pelo CPTEC/INPE. Assim como os índices de teleconexão apresentados, as ocorrências de ZCAS também foram comparadas com a evolução da pluviosidade ao longo do tempo – também para os cinco postos selecionados inicialmente e para a média de cada um dos grupos da análise de agrupamentos.

Em geral, em estudos de ZCAS, utiliza-se o período de dezembro a fevereiro por ser o de maior atuação do mesmo. No entanto, Ferraz e Ambrizzi (2006) mostram que o período de novembro a janeiro foi o que apresentou a maior quantidade de eventos, enquanto que fevereiro e março mostram valores semelhantes, mas significativos.

Inicialmente tentou-se utilizar o período todo da estação úmida do estado de São Paulo: outubro a março. Entretanto, os dados de ocorrência de ZCAS referentes a outubro e novembro são bastante inconsistentes até anos mais recentes, o que acabaria encurtando

⁸ climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/

demasiadamente a série histórica – já considerada curta, tendo em vista o total da série pluviométrica.

Os dados da ocorrência de ZCAS foram agrupados de acordo com a quantidade de dias em que esse sistema esteve presente nos meses de dezembro à março. Vale mencionar que um ponto negativo da utilização dos boletins encontra-se no fato de que a série mais longa possível de ser compilada têm início apenas em 1995 (dezembro). A série utilizada, então, foi de dezembro de 1995 a março de 2012. Tal fato, de certa maneira, impede que conclusões mais consistentes sejam tiradas no que se refere à evolução desse sistema ao longo dos anos, principalmente na comparação entre os períodos P1 (1973 a 1992) e P2 (1993 a 2012) da pesquisa, mas ainda assim, podem fornecer um panorama sobre a variabilidade das chuvas da estação úmida de São Paulo.

É importante notar que a série de ocorrência de ZCAS foi montada de 1996 a 2012, compreendendo um total de 17 anos, e que os meses foram agrupados de dezembro a março – o mês de dezembro referente ao ano anterior aos meses de janeiro, fevereiro e março, de forma a respeitar o ritmo atmosférico e a continuidade dos fenômenos. Assim, a série que se inicia em 1996, por exemplo, tem nesse ano os meses de dezembro de 1995 e janeiro a março de 1996.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Interpretando os parâmetros da distribuição gama

Para que por meio da análise dos parâmetros da distribuição gama seja possível dissertar sobre o comportamento da chuva em determinado local, os parâmetros de forma e escala devem ser interpretados conjuntamente. Liang et al. (2012), defendem essa ideia, já que da interação entre os parâmetros de forma e escala pode-se classificar uma região entre “dominada pela forma” ou “dominada pela escala”. Nos regimes de chuva dominados pelo parâmetro de forma, a tendência é se observar um comportamento de chuvas consistentes e com menos eventos extremos. Por sua vez, a um regime dominado pelo parâmetro de escala, correspondem chuvas mais variáveis e eventos extremos mais frequentes.

Husak et al. (2007) trazem uma contribuição interessante, ao dizer que, via de regra, os postos pluviométricos submetidos à distribuição gama respondem de três maneiras distintas: (1) postos dominados pelo parâmetro de escala, onde a variabilidade é maior, (2) postos dominados pelo parâmetro de forma, onde a chuva é constante e sua distribuição mais homogênea, e (3) áreas onde a pluviosidade é muito baixa, com dificuldades em sustentar agricultura (Figura 18).

Vale dizer, entretanto, que o próprio autor não estabelece os limites para o que ele chama de valores baixos ou altos dos parâmetros de forma e escala, portanto, não se optou, aqui, por classificar os parâmetros baseados em valores, mas, sim, por analisar o conjunto dos dados para todos os postos comparativamente entre si e entre seus períodos.

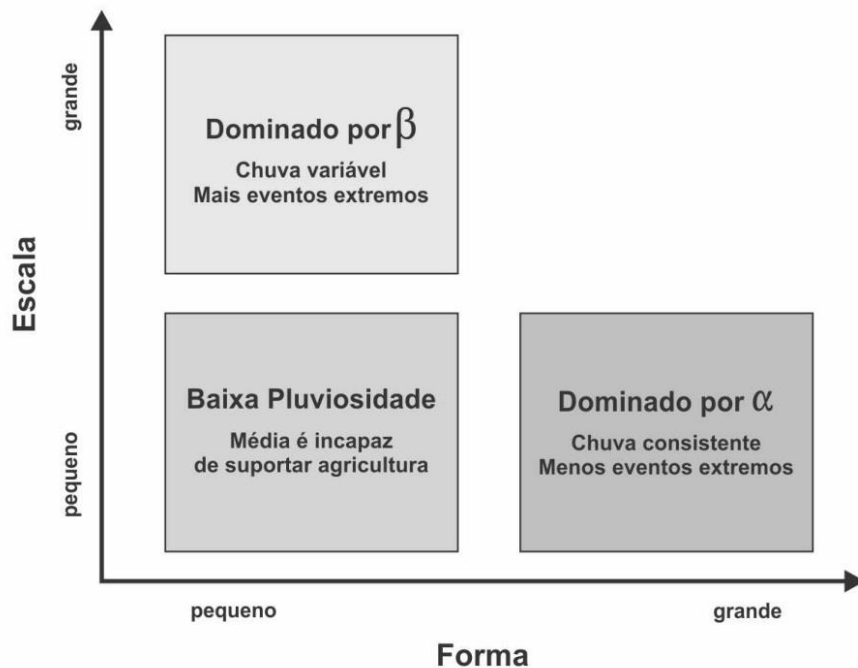


Figura 18. Tipologia das estações meteorológicas baseadas na relação do parâmetro de forma (eixo x) com o parâmetro de escala (eixo y). Fonte: adaptado de HUSAK et al., 2007.

No estado de São Paulo é possível observar pelo menos dois dos grupos apontados pelo autor: os postos dominados pelo parâmetro de forma, que correspondem ao sul e ao litoral, o que estaria atrelado ao aporte relativamente constante de umidade ao longo do ano que o sul recebe das massas polares e que o litoral recebe da brisa marítima, e os postos dominados pelo parâmetro de escala, que correspondem aos setores central e norte do estado (Figura 19). Por característica própria do clima da região, não são encontrados postos na terceira categoria, já que os que apresentam valores de α muito baixos, apresentam, ao mesmo tempo, valores de β elevados, garantindo, ainda que irregularmente, pluviosidade suficiente para manter as atividades agrícolas.

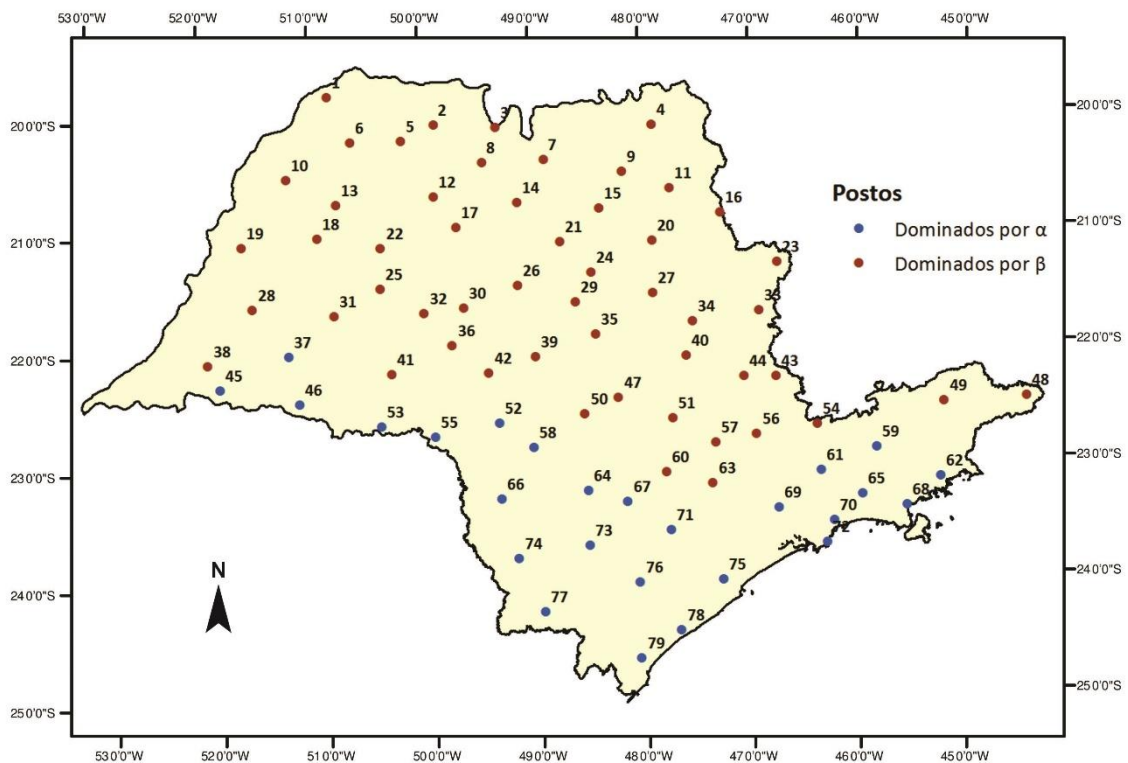


Figura 19. Relação dos postos dominados tanto pelo parâmetro de forma (α) quanto pelo parâmetro de escala (β) no estado de São Paulo, considerando dados de chuvas mensais no intervalo de 1973 a 2012. Fonte: elaborado pelo autor.

Husak et al. (op.cit.) definem as classes da seguinte maneira: 1) postos dominados pelo parâmetro α : descreve um padrão em que a pluviosidade tende a ser simetricamente distribuída, indicando que eventos mais chuvosos que a média são tão recorrentes quanto eventos menos chuvosos que a média; são áreas que historicamente recebem chuva de maneira consistente, e no estado de São Paulo, os melhores exemplos dessa categoria são os postos pluviométricos situados no litoral; 2) postos dominados pelo parâmetro β : são áreas onde a pluviosidade é mais variável; assim, se o parâmetro de forma é mantido constante enquanto o parâmetro de escala é elevado, o resultado é uma distribuição com média maior e maior variância, o que é possível de se observar em muitos dos postos pluviométricos do estado de São Paulo, notadamente os localizados no norte do estado como Santa Albertina, Ituverava, Icem e Américo de Campos (postos 1, 2, 3 e 4, respectivamente).

Na Figura 20 é apresentado o gráfico de dispersão dos postos do estudo em relação aos parâmetros α e β , primeiro, para o período de 1973 a 1992 (P1), segundo para 1993 a 2012 (P2).

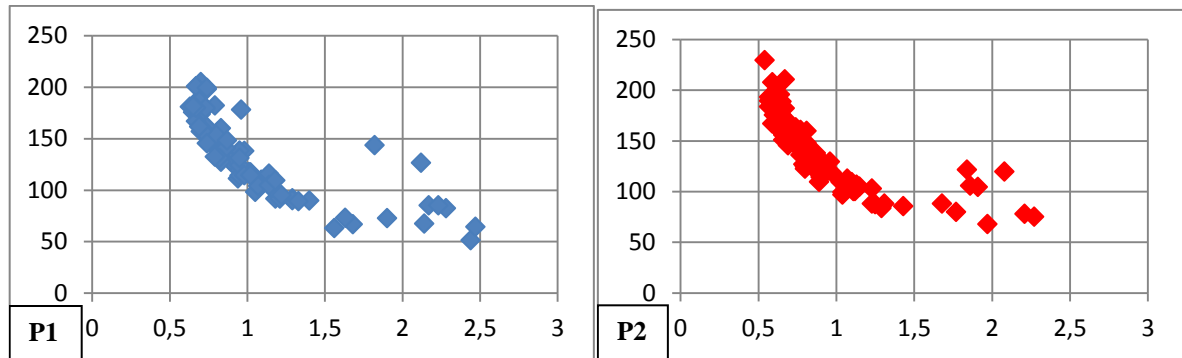


Figura 20. Gráfico de dispersão dos postos estudados em relação aos parâmetros de forma (eixo x) e de escala (eixo y), para os períodos de 1973-1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2). Fonte: elaborado pelo autor.

De maneira geral, à luz do que está exposto, observa-se que o estado de São Paulo apresenta uma variedade elevada em relação aos regimes de chuva. Compreende postos pluviométricos com parâmetros de forma bastante baixos, como 0,5, até mais elevados, como 2,5 – lembrando que os zeros foram incorporados na estimativa dos parâmetros; caso fossem ignorados, os valores de α seriam consideravelmente maiores. Essa diferença indica, respectivamente, que existem postos pluviométricos onde a chuva é bastante irregular e outros onde a chuva é mais bem distribuída ao longo do ano. Em relação ao parâmetro de escala, o mesmo fenômeno se observa, com dados que variam desde pouco menos de 50, até dados que beiram o valor 250. Os postos pluviométricos e seus respectivos valores dos parâmetros de forma e escala, estão no Anexo C.

A comparação entre os períodos P1 e P2 também possibilita algumas observações sobre diferenças na distribuição das precipitações do estado ao longo dos 40 anos avaliados: nota-se, de maneira geral, recuo do parâmetro de forma, ao passo que se elevam os valores do parâmetro de escala, o que sinaliza aumento sutil na irregularidade e variabilidade das chuvas.

A Figura 21 traz os postos pluviométricos e seus respectivos parâmetros de forma ordenados pela latitude crescente que, aproximadamente, seria equivalente à ordenação do interior em direção ao litoral.

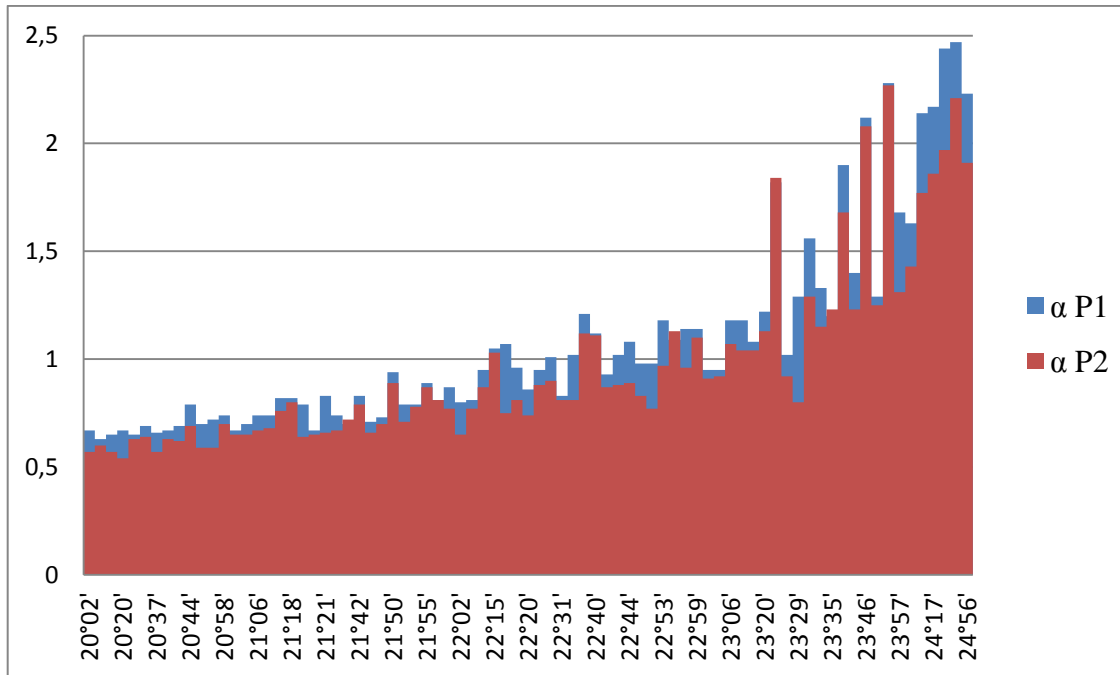


Figura 21. Parâmetros de forma (α) para os períodos P1 (1973 a 1992) e P2 (1993 a 2012), sobrepostos, de acordo com latitude crescente. Fonte: elaborado pelo autor.

Fica evidente a tendência geral de diminuição dos valores do parâmetro de forma ao longo do tempo, visto que, com raras exceções, para todos os valores de latitude há diminuição do parâmetro no P2 em relação ao P1. A Figura 21 evidencia, também, o controle latitudinal sobre a distribuição do parâmetro: observa-se claramente a tendência dos valores aumentarem de acordo com a latitude, o que significa que o norte do estado apresenta condições de maior irregularidade da distribuição das chuvas, enquanto o sul e o litoral apresentam chuvas mais bem distribuídas ao longo do tempo – o que se relaciona tanto à influência da maritimidade quanto à chegada da massa polar atlântica, carregada de umidade, que atua de maneira mais forte e mais regular no sul do estado.

É observado que em regiões do mundo onde o clima é particularmente seco e os eventos de chuva infrequentes, o parâmetro de forma é bastante baixo ou até menor que uma unidade – o que foi observado, também, por Michaelides et al. (2009) e Rodrigo (2010). O parâmetro de forma menor do que 1,0 indica grande quantidade de eventos com montantes baixos de chuva e um número reduzido de eventos de grandes proporções. Quanto menor for α , maior a probabilidade de eventos menores de precipitação para um mesmo β .

O parâmetro de escala responde de maneira semelhante, como se observa na Figura 22, onde estão os postos pluviométricos ordenados pelos respectivos parâmetros de escala, para os dois períodos do estudo, e pela latitude.

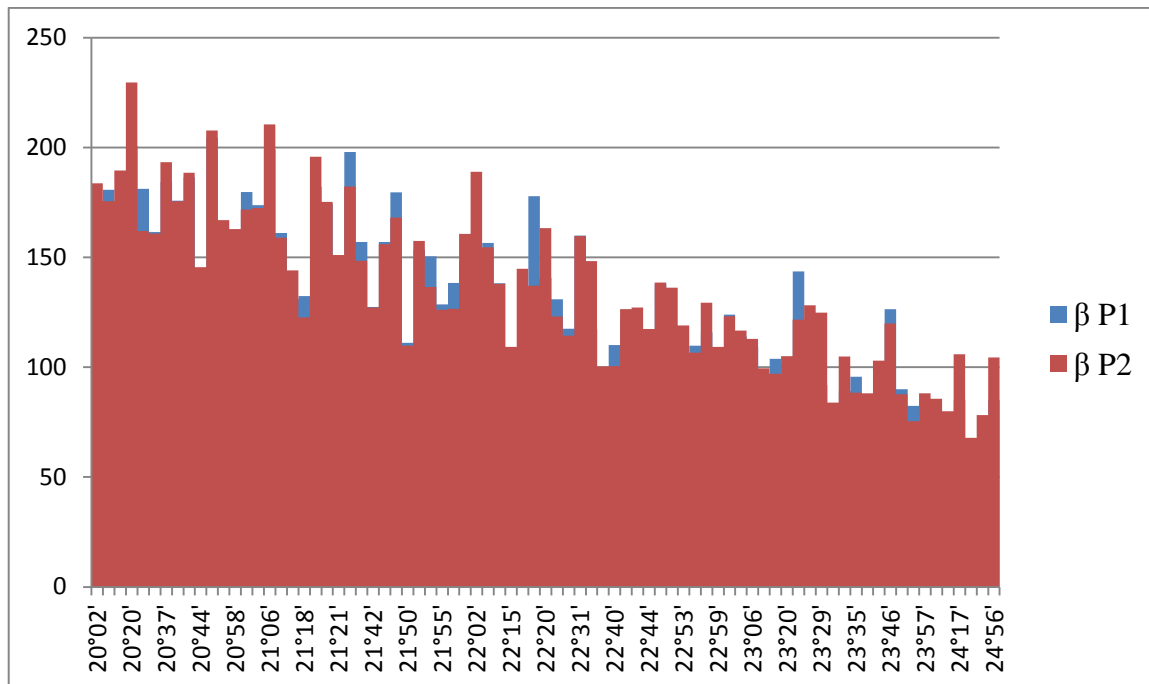


Figura 22. Parâmetros de escala (β) para os períodos P1 (1973 a 1992) e P2 (1993 a 2012), sobrepostos, de acordo com latitude crescente. Fonte: elaborado pelo autor.

A distribuição do parâmetro de escala em função da latitude crescente demonstra o mesmo comportamento observado em relação ao parâmetro de forma, só que em sentido oposto, isto é: há uma tendência de que quanto maior a latitude, menor o valor do parâmetro de escala. Em outras palavras, nota-se que o norte do estado apresenta maiores probabilidades de ocorrência de eventos extremos, pois apresenta maior variância nos seus dados; o sul e o litoral do estado, por sua vez, apresentam distribuição da chuva mais regular.

Essa comparação confirma o que se havia concluído dos gráficos de dispersão (vide Figura 20): o estado apresenta postos dominados pelo parâmetro de escala e postos dominados pelo parâmetro de forma, a variar, apenas, a intensidade dessa relação, uma vez que os postos que apresentaram maiores valores de α apresentaram, também, os menores valores de β , e vice-versa.

Evidencia-se, também, com algumas exceções ao longo do estado, a tendência geral de aumento do parâmetro de escala do P2 em relação ao P1, indicativo de condições de maior variabilidade temporal em anos recentes.

Em termos gerais, o que se observa é que uma região úmida (aquela com média de pluviosidade elevada) e com baixa variância tem o parâmetro de forma maior, enquanto uma área mais seca e com variância relativamente mais alta tende a ter valor menor desse parâmetro. De maneira análoga, valores elevados do parâmetro de escala indicam elevada variância nos dados de uma região seca (com médias baixas de pluviosidade); já valores

menores do parâmetro de escala apontam para uma variância relativamente pequena nas regiões úmidas.

Essa comparação é facilitada pela espacialização dos parâmetros α e β (Figuras 23 e 24, respectivamente).

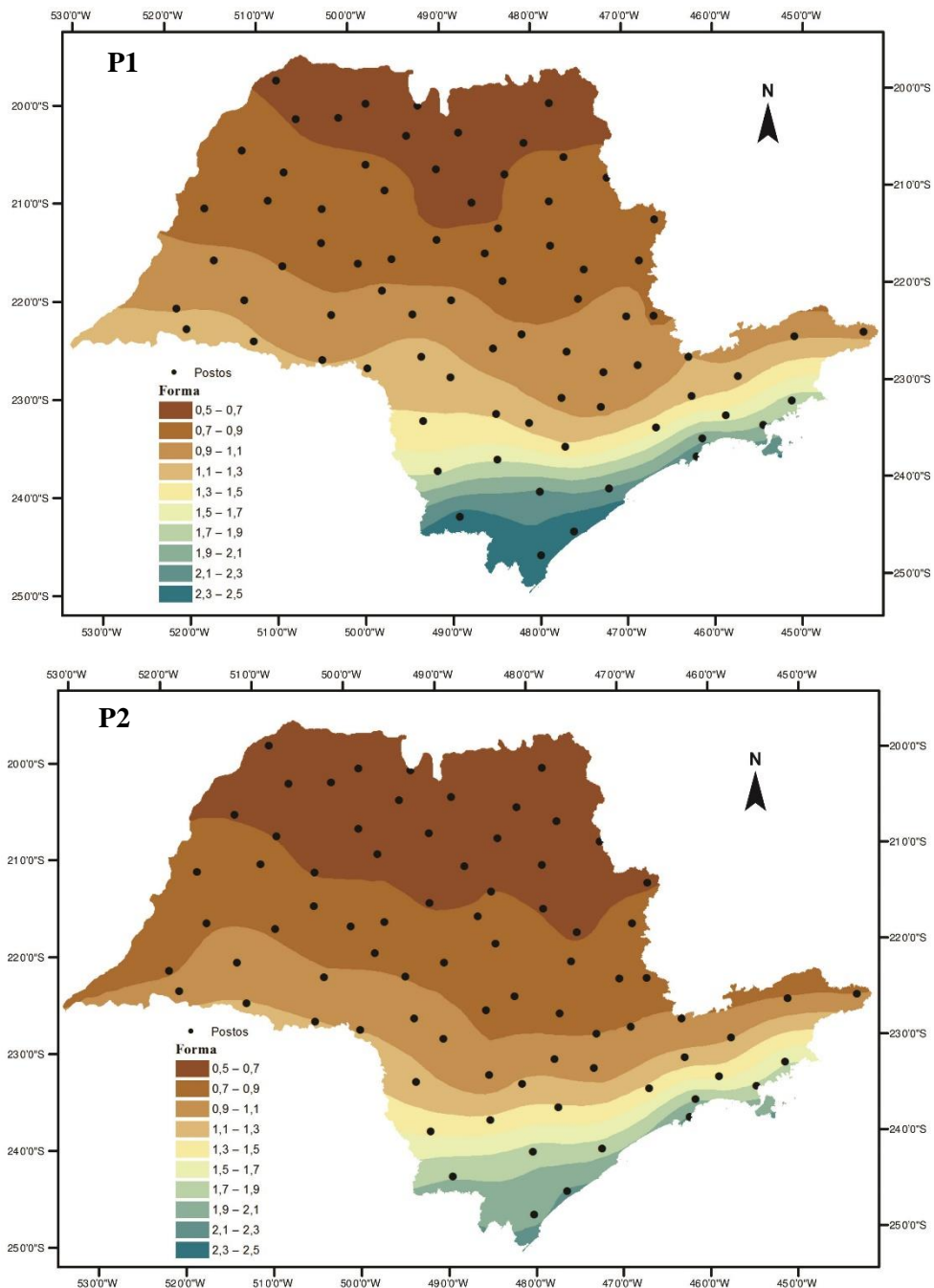


Figura 23. Evolução do parâmetro de forma no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2). Fonte: elaborado pelo autor.

Observa-se nesse caso o mesmo gradiente interior-litoral observado nos volumes anuais de chuva, ou seja: considerando o parâmetro α , entende-se que o interior do estado é dominado por um regime pluvial muito mais irregular e que tende a ser mais seco no geral, enquanto o litoral apresenta valores mais elevados do parâmetro, ou seja: maior homogeneidade. É possível observar, no segundo período, aumento da variabilidade em direção ao litoral; em outras palavras, avanço das isolinhas de menor valor em direção à costa. Nota-se redução geral, ainda que pequena, nos valores do parâmetro de forma, indicando incremento da irregularidade das chuvas para toda a área.

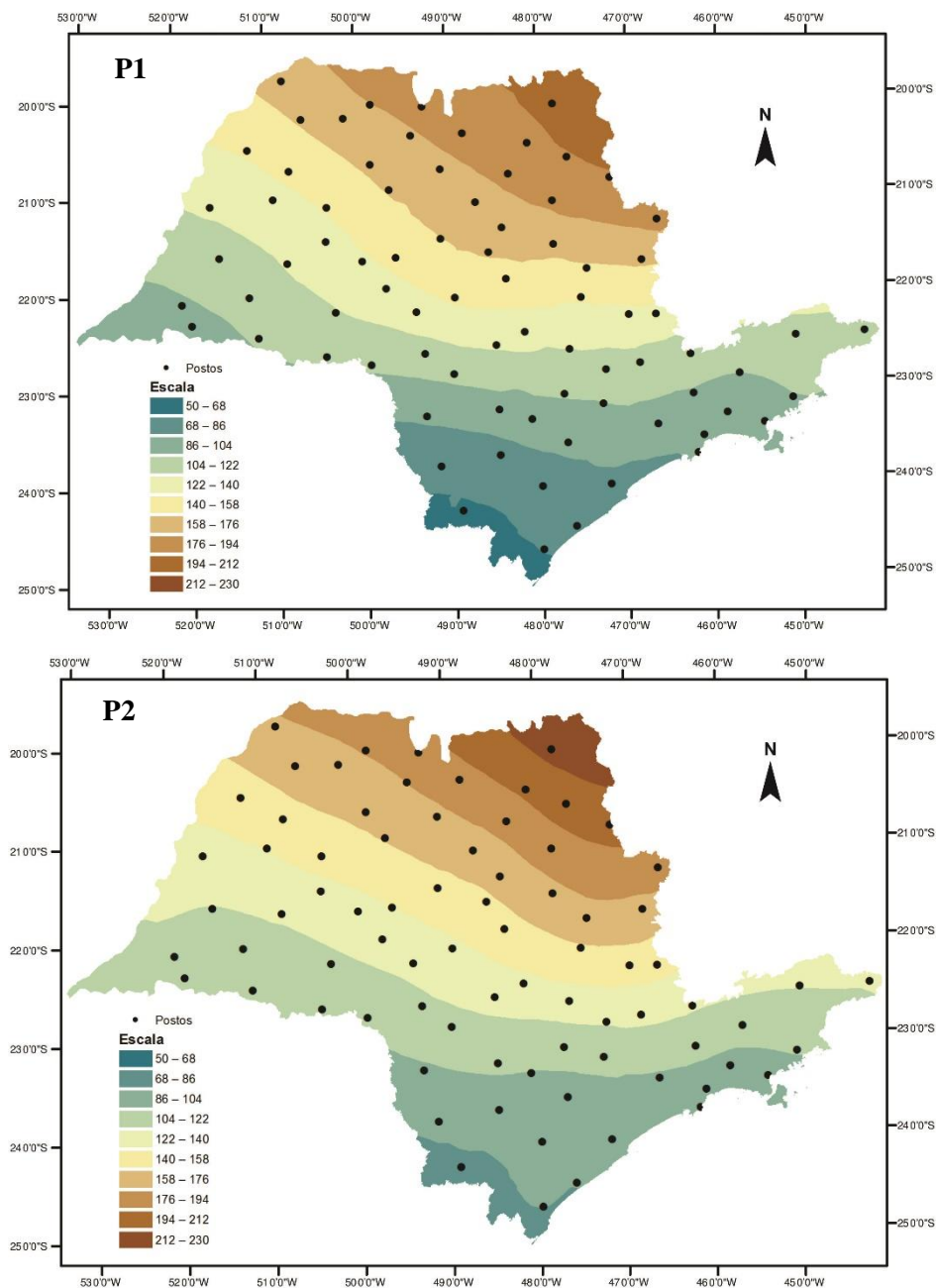


Figura 24. Evolução do parâmetro de escala no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2). Fonte: elaborado pelo autor.

A espacialização do parâmetro de escala responde de maneira oposta, conforme pode ser conferido na Figura 16: em relação ao parâmetro de forma, vê-se que ele tende a diminuir em todo o estado; para o parâmetro de escala, há uma tendência geral de aumento no sentido do interior para o litoral. O parâmetro β é indicativo da abrangência da função estatística, isto é, seu aumento implica em maior probabilidade de ocorrência de eventos extremos, tanto secos como muito chuvosos.

Como observado anteriormente, os postos pluviométricos que apresentam os maiores valores de α , têm os menores valores de β , e vice-versa: tratam-se de postos dominados pelo parâmetro de forma ou pelo parâmetro de escala. Esse comportamento é esperado, dada a natureza da distribuição estatística escolhida e do comportamento habitual das chuvas em São Paulo. Porém, chama a atenção justamente a comparação da evolução dos parâmetros entre P1 e P2.

Da análise conjunta entre forma e escala pode-se dizer que a chuva no estado de São Paulo evoluiu para um comportamento caracterizado pelo aumento da irregularidade na distribuição pluviométrica, acompanhado por um esperado aumento no número de eventos extremos, o que foi confirmado pela análise quantílica. Em outras palavras, observou-se a intensificação no período P2 das características observadas no período P1: os postos com baixos valores de α tiveram a irregularidade das chuvas alargada, os postos com elevados valores de β tiveram a probabilidade de ocorrência de extremos aumentada; já os postos com altos valores de forma e baixos valores de escala, embora de características diferentes, evoluíram nessa mesma direção.

A observação dessa tendência pode ser complementada pela análise da Figura 25, que traz as anomalias médias (o quanto choveu acima ou abaixo da média do estado) e as médias de pluviosidade para o estado de São Paulo em períodos de cinco em cinco anos, de 1973 a 2012.

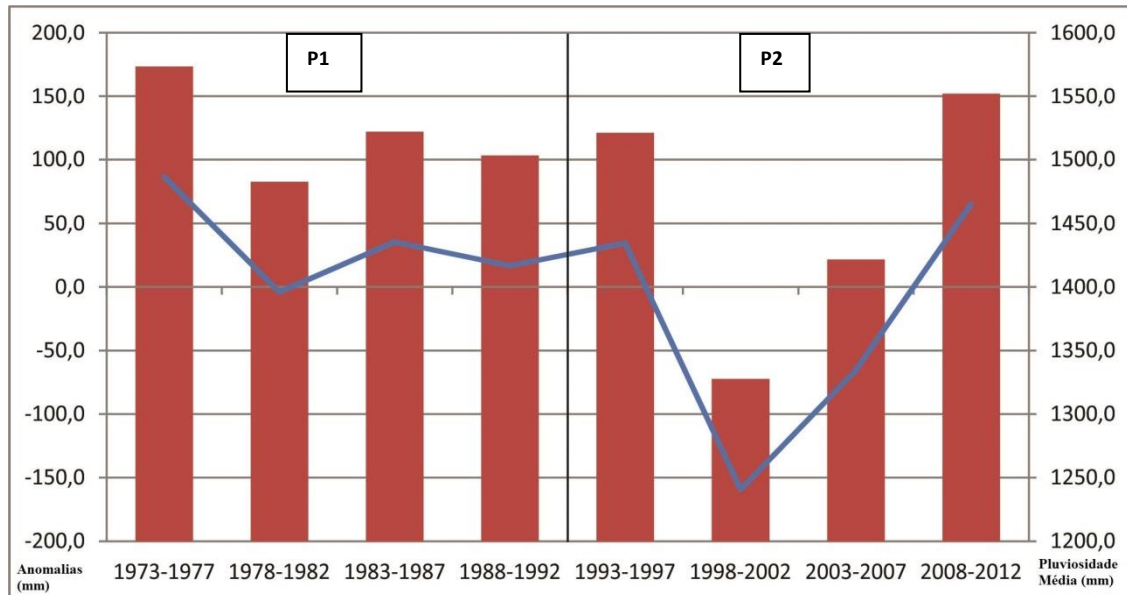


Figura 25. Anomalias médias de chuva (linha) e pluviosidade média (colunas) em milímetros para períodos quinquenais de 1973 a 2012, divididos entre P1 (1973 a 1992) e P2 (1993 a 2012). Fonte: elaborado pelo autor.

Averigua-se ter havido aumento da irregularidade das chuvas no período mais recente: o período P2, de 1993 a 2012, é marcado por elevada variabilidade em termos de totais pluviométricos considerando os intervalos quinquenais. A pluviosidade média no estado variou desde montantes maiores que 1.800,0 mm anuais até valores próximos a 1.000,0 mm. As anomalias médias de chuva respondem da mesma maneira, tendo no quinquênio 1998-2002 uma variação negativa de mais de 150,0 mm de chuva em relação à média geral do estado. O ano de 2000, em particular, apresentou o menor total pluviométrico de toda a série histórica, com média de 1018,0 mm no estado, o que poderia estar relacionado ao fato de que nesse ano, as temperaturas de superfície do Oceano Pacífico estiveram significativamente abaixo do normal para todo o ano⁹, contribuindo provavelmente para a estiagem no oeste de São Paulo e queda geral na média de pluviosidade do estado e também à presença anômala de vórtices ciclônicos de altos níveis que atuaram de maneira mais frequente no continente, conforme sugeriram Cavalcanti e Kousky (2001).

⁹ www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml

3.1.1. Evolução sazonal dos parâmetros de forma e escala

Após análise dos comportamentos de α e β entre os períodos P1 e P2 em nível anual, cabe a análise da evolução dos valores em escala sazonal, a fim de identificar se há, em determinado momento do ano, tendências que respondam pela alteração desses parâmetros ao longo dos quarenta anos estudados – isto é, tentar identificar a participação de cada estação do ano na alteração dos valores de forma e escala observados ao longo do tempo.

Como mencionado anteriormente (vide Figura 5), foram consideradas apenas duas estações climáticas diferentes: estação chuvosa e estação sub-úmida a seca. Foram agrupados, portanto, primavera e verão correspondendo à estação chuvosa, e outono e inverno, formando a estação sub-úmida a seca.

A Figura 26 traz a espacialização do parâmetro de forma para a estação seca nos períodos P1 e P2.

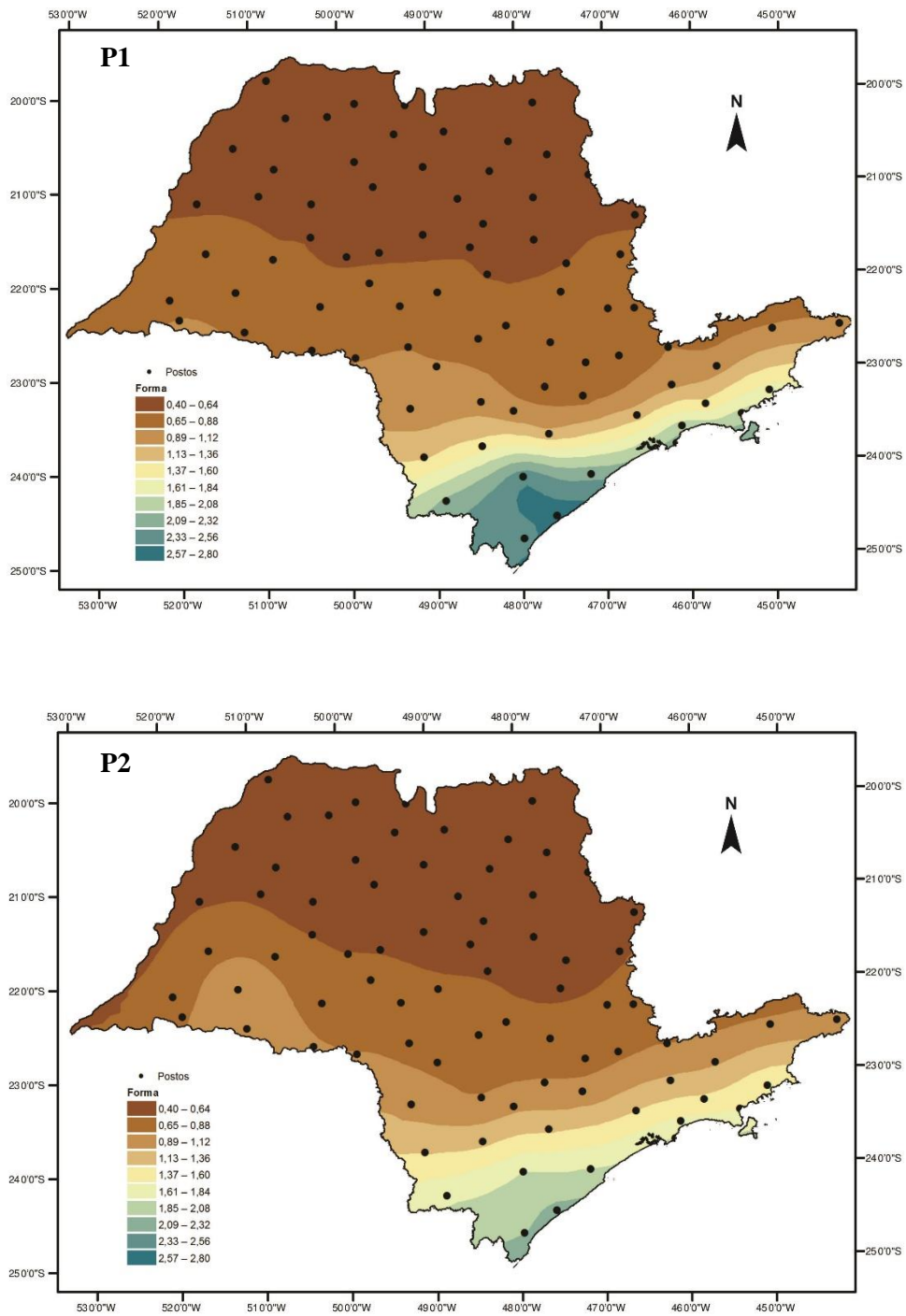


Figura 26. Evolução do parâmetro de forma na estação sub-úmida a seca no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2). Fonte: elaborado pelo autor.

A Figura 27, por sua vez, traz a evolução no tempo do parâmetro de forma para a estação chuvosa.

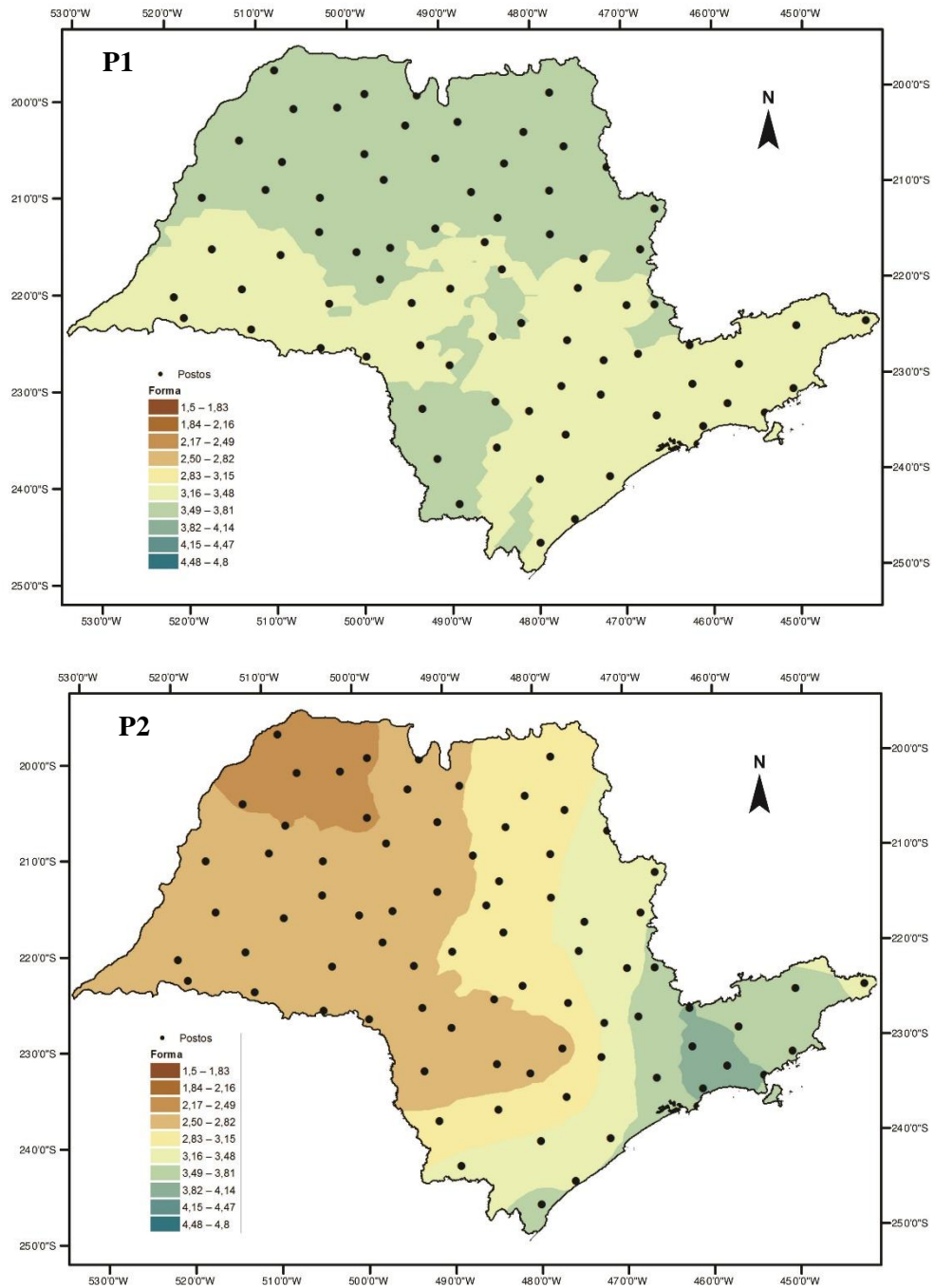


Figura 27. Evolução do parâmetro de forma na estação chuvosa no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2). Fonte: elaborado pelo autor.

É notável que, apesar de ligeira mudança no comportamento da variável na estação seca – especialmente a tendência de redução do valor na faixa litorânea e Vale do Ribeira – o maior contraste entre P1 e P2 encontra-se na estação chuvosa. Nesse caso, observa-se ligeiro aumento dos valores de α na região do Vale do Paraíba e litoral norte, mas em contrapartida, significativa redução no restante do estado, sobretudo no sentido norte e oeste.

Se no caso da estação seca a tendência de redução dos valores de α na faixa litorânea é, de certa forma, balanceada pelo ligeiro aumento observado na estação chuvosa, o mesmo não ocorre no sentido ao interior de São Paulo, onde a forte redução do valor do parâmetro de forma indica a evolução da distribuição pluvial no sentido de maior irregularidade e concentração ao longo do tempo, especialmente nos meses de primavera e verão, que correspondem, usualmente, a ao menos dois terços da precipitação total anual.

Em relação ao parâmetro de forma, como os montantes de chuva registrados nos meses da estação chuvosa são bastantes superiores aos registrados nos meses de outono e inverno, alterações nos padrões de pluviosidade nesse período tendem a ser mais impactantes nas atividades sociais do que as alterações ocorridas na estação mais seca – uma vez que se tratam dos maiores totais de chuva registrados ao longo do ano. Em outras palavras, o aumento da concentração da distribuição da chuva nos meses com maiores totais pluviométricos tende a ter mais impacto do que o aumento dessa concentração nos meses de inverno, quando chuvas abundantes já não são esperadas; com exceção do litoral, setor onde a chuva é mais bem distribuída ao longo do ano, onde a redução do parâmetro de forma na estação sub-úmida pode ter efeito semelhante ao observado no interior do estado na estação chuvosa.

Conhecendo as alterações ocorridas nos valores do parâmetro de forma para cada estação climática, resta saber como responde o parâmetro de escala na mesma situação, a fim de descobrir se o aumento da irregularidade na distribuição das chuvas é acompanhada de um aumento na probabilidade de eventos extremos.

De maneira geral, o parâmetro de escala responde de modo semelhante, com alterações mais significativas nos valores no semestre chuvoso. A Figura 28 mostra a interpolação dos valores do parâmetro de escala para a estação sub-úmida a seca.

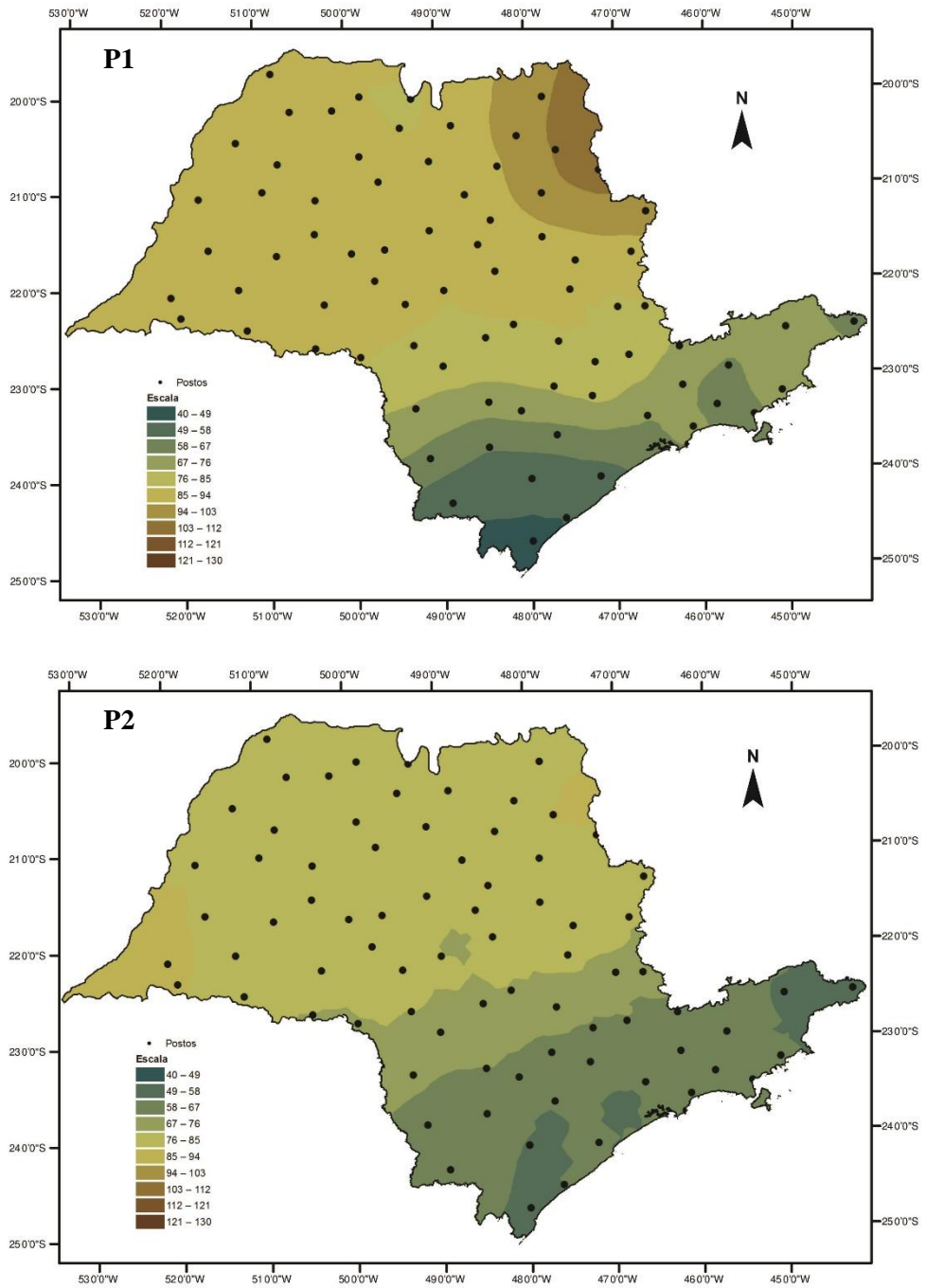


Figura 28. Evolução do parâmetro de escala na estação sub-úmida a seca no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2). Fonte: elaborado pelo autor.

As alterações ocorridas no parâmetro de escala para a estação chuvosa está representada na Figura 29.

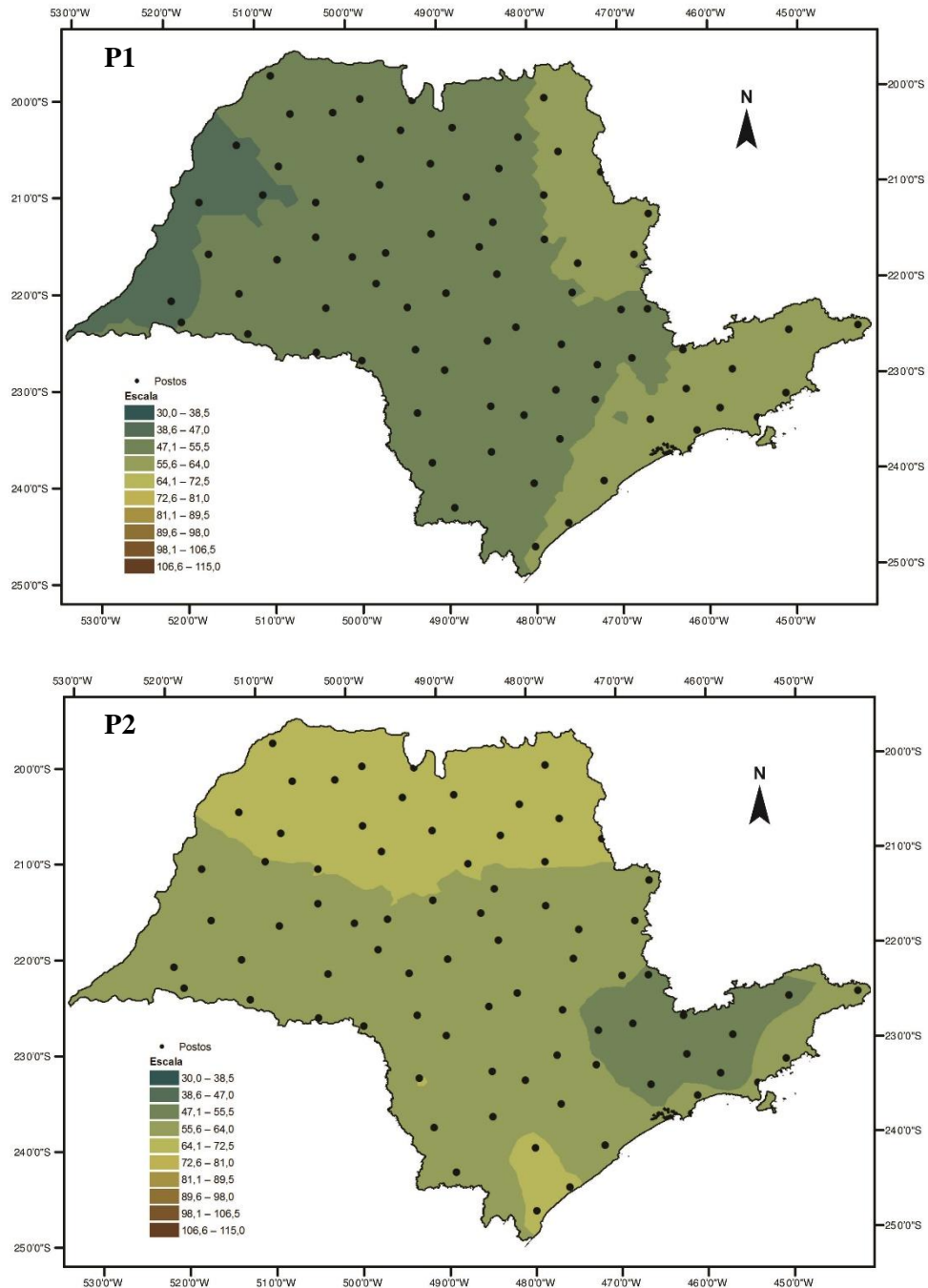


Figura 29. Evolução do parâmetro de escala na estação chuvosa no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2). Fonte: elaborado pelo autor.

Da mesma maneira que o ocorrido com o parâmetro de forma, o parâmetro de escala mostra alterações mais significativas ao longo do tempo quando se observa a estação chuvosa em comparação com a estação sub-úmida a seca.

Se na estação mais seca se mesclam pontos onde houve redução do valor de β , – nordeste do estado, na divisa com Minas Gerais e na faixa transicional entre o litoral e o Planalto Ocidental, compreendendo a Depressão Periférica Paulista e o Planalto Atlântico – e pontos onde houve aumento – notadamente no Planalto Ocidental e Litoral Sul de São Paulo – na estação chuvosa, com exceção da região do Vale do Ribeira, houve aumento do valor do parâmetro de escala em todas as outras áreas do estado.

Esse aumento do valor do parâmetro de escala entre P1 (1973-1992) e P2 (1993-2012) observado nos meses de primavera e verão implica em alteração do regime pluvial no sentido de uma maior probabilidade de ocorrência de eventos extremos, uma vez que o parâmetro indica a amplitude dos valores compreendidos na distribuição estatística da chuva. Porém, como a análise se limita a um pequeno período temporal, não é possível afirmar se essa tendência é permanente.

Analisando ambos os parâmetros conjuntamente, pode-se dizer que a tendência geral observada em nível anual, discutida no item anterior, isto é, modificação no regime pluvial no sentido de aumento da concentração e da amplitude da distribuição estatística da pluviosidade no estado, pode ser atribuída às mudanças ocorridas principalmente nos meses mais chuvosos, uma vez que o montante de chuva registrado no semestre chuvoso é substancialmente maior do que o registrado no semestre mais seco. A exceção se dá no litoral, onde as chuvas são melhor distribuídas durante o ano e alterações ocorridas nos meses de inverno também têm papel importante na composição da tendência geral analisada anteriormente.

3.2. Análise de eventos extremos

Complementando os resultados obtidos pela aplicação da distribuição gama às chuvas do estado, cabe a separação – e comparação de sua evolução – dos eventos extremos, de acordo com percentis de intensidade. Isso se fez necessário para confirmar a hipótese de que o regime de chuvas no estado sofreu mudanças recentes: aumento da irregularidade da pluviosidade e do número de eventos extremos.

A Figura 30 mostra a espacialização do percentil 0,05 (extremos secos) para o estado de São Paulo no período de 1973 a 2012 e a Figura 31 para o percentil 0,95 (extremos chuvosos), calculados para cada posto pluviométrico.

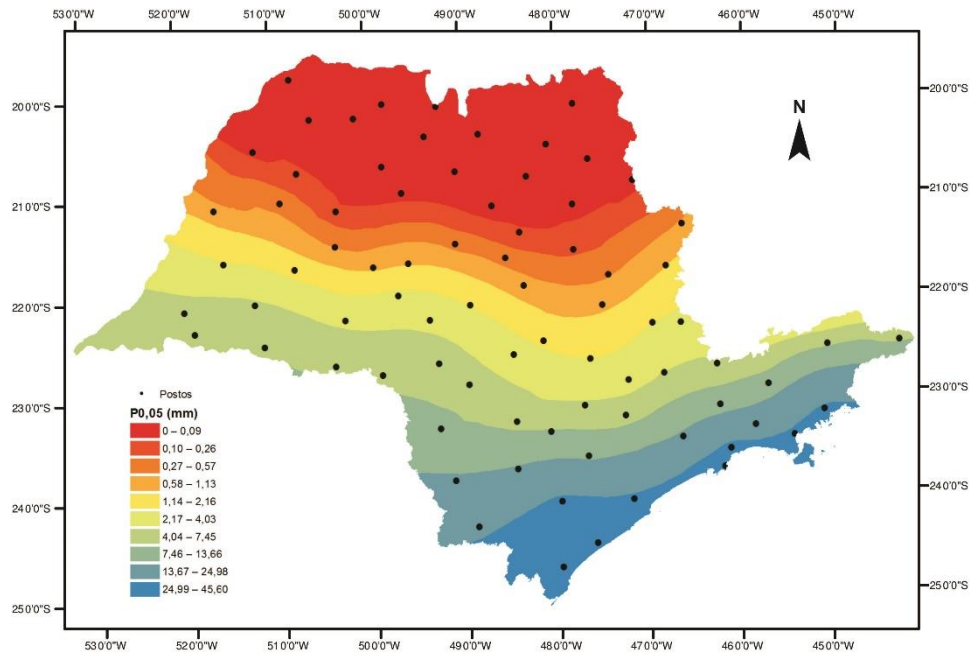


Figura 30. Valores do percentil 0,05 para o estado de São Paulo, considerando a série de 1973 a 2012. Fonte: elaborado pelo autor.

Em relação aos extremos secos, é notável o mesmo escalonamento latitudinal dos valores interpolados no território de São Paulo. Os menores valores do percentil de extremos secos encontram-se no norte do estado; esses valores diminuem gradualmente na medida em que se avança em direção ao sul e ao litoral do estado de São Paulo, locais com influência acentuada da maritimidade, no caso do litoral, e de chuvas frontais de inverno, no caso da divisa com o Paraná. Considerando os valores absolutos, há claro contraste entre o litoral do estado com o interior: até o contorno que separa o litoral do estado e o Vale do Ribeira do restante de São Paulo, os percentis de extremos secos não ultrapassam os 10 mm mensais, caracterizando regimes climáticos significativamente mais secos e irregulares, no geral, nessa porção do território – especialmente nos meses de inverno.

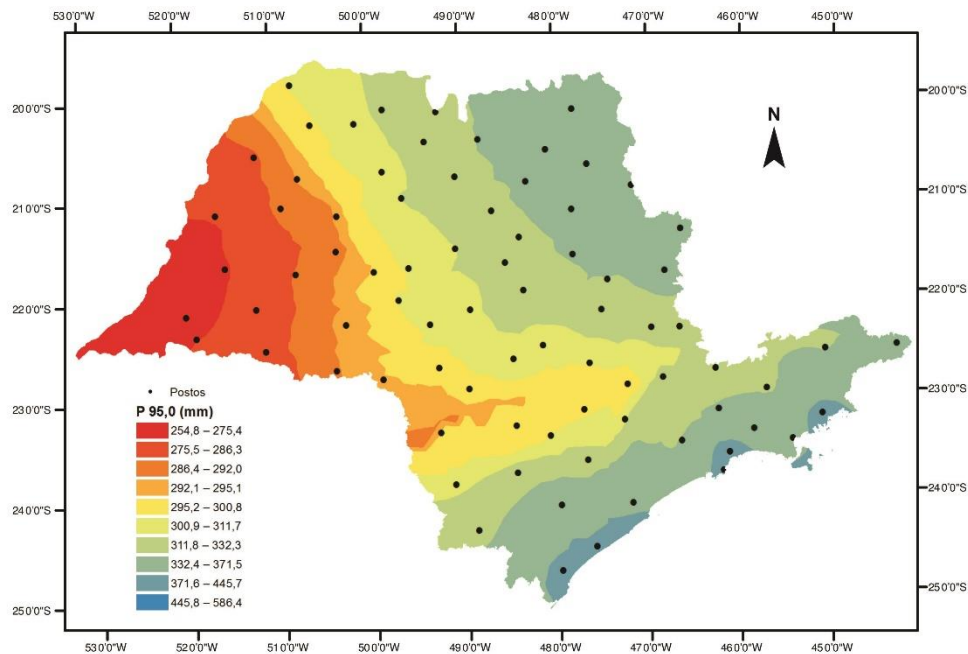


Figura 31. Valores do percentil 0,95 para o estado de São Paulo, considerando a série de 1973 a 2012. Fonte: elaborado pelo autor.

Os valores do percentil de extremos chuvosos, por sua vez, comportam-se de modo bastante diferente do que o percentil de extremos secos. Nesse caso, não se observa o gradiente latitudinal dos valores, mas, sim, uma distribuição maior dos valores mais altos por regiões diversas do estado.

Primeiramente, nota-se que o litoral e o Vale do Ribeira se mantêm como os setores com os mais altos valores do percentil, assim como ocorreu com o percentil de extremos secos. Por outro lado, parte do norte e nordeste do estado também apresentou valores mais altos do percentil 95%, o que poderia estar relacionado à orografia local, já que a

faixa de maior pluviosidade encontra-se sobre a Serra da Mantiqueira, na divisa com Minas Gerais, região caracterizada por chuvas intensas nos meses de outubro a março e muito reduzidas nos meses de abril a setembro já que a influência das frentes frias polares nessa porção do território é menor comparativamente ao sul do estado, que tem chuva mais bem distribuída. Por sua vez, o oeste do estado, no Planalto Ocidental, registrou os menores valores do percentil 95%, sendo a porção do estado que apresenta, também, os menores montantes pluviométricos anuais.

A evolução entre os períodos, por sua vez, é apresentada na Figura 32, onde estão discriminados os postos pluviométricos que apresentaram crescimento no percentil 0,95 no período P2 em relação ao período P1 (a) e os postos que apresentaram redução nos valores do percentil 0,05 ao longo do tempo (b). Vale lembrar que, nesse caso, os percentis são calculados separadamente para cada posto e período.

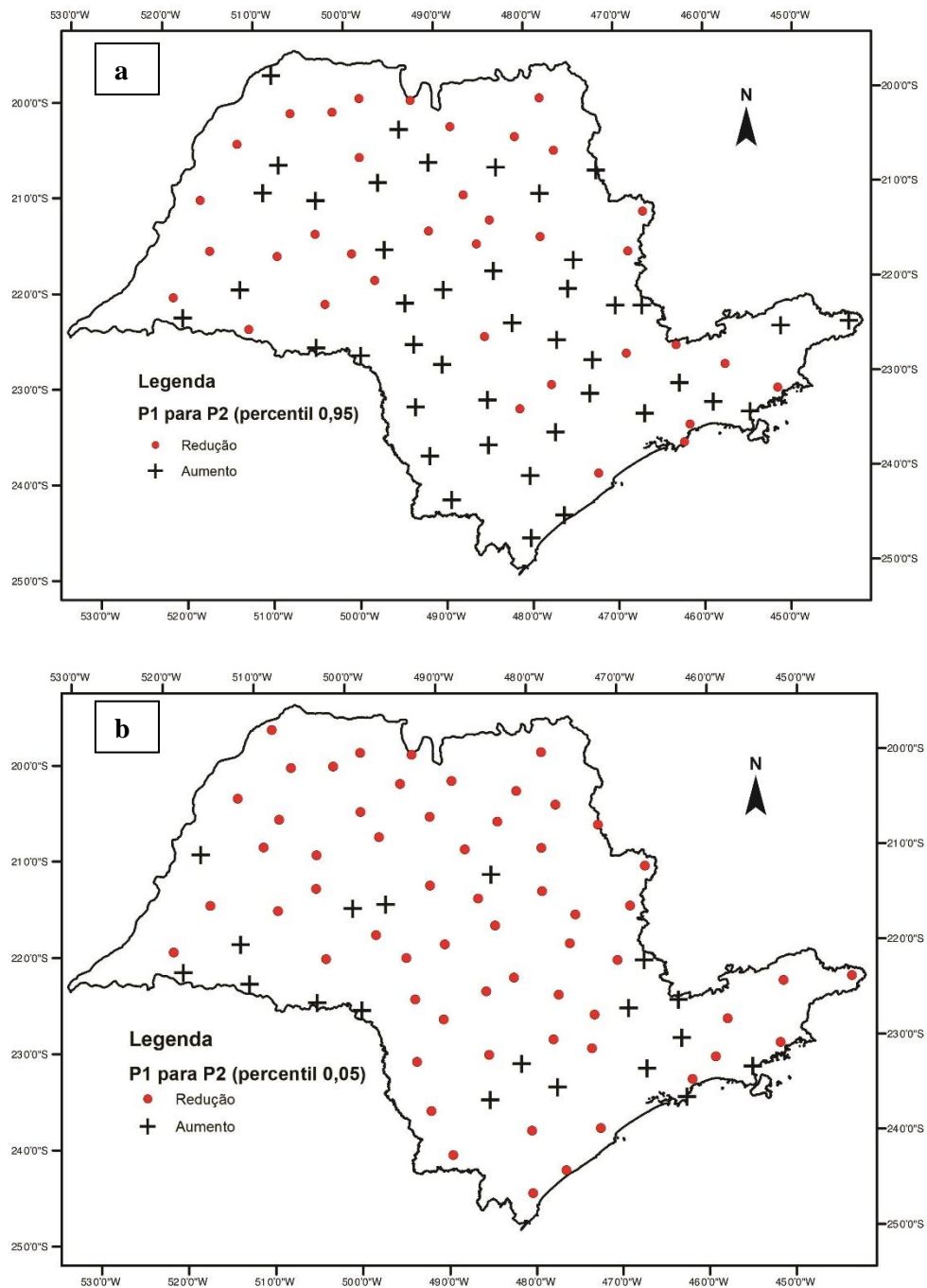


Figura 32. Representação da evolução dos valores dos percentis 0,95 (a) e 0,05 (b) do período 1 (1973 a 1992) para o período 2 (1993 a 2012). Fonte: elaborado pelo autor.

Observa-se, em relação ao percentil 0,95, que 43 dos 79 postos pluviométricos apresentaram crescimento nos valores dos eventos extremos úmidos (aproximadamente 55%). Por sua vez, os valores do percentil 0,05 apresentaram redução em 60 dos 79 postos, o que significa um aumento da intensidade dos eventos extremos secos em 76% dos postos. Essas observações estão em sincronia com a redução do parâmetro de forma e aumento do parâmetro de escala, discutidos em seção anterior.

A fim de complementar a análise, foram calculados limites gerais do percentil de eventos extremos secos e chuvosos para o total do estado de São Paulo. Tais limites foram comparados, então, com os limites calculados anteriormente para cada posto de maneira individual. Em seguida, foram contados os números de eventos de cada posto que excedessem esses limites gerais do estado, a fim de se conhecer o número de eventos extremos e sua evolução em relação aos períodos do estudo.

Esses limites gerais foram calculados pela média dos limites individuais dos 79 postos pluviométricos utilizados na pesquisa. Portanto, para o percentil 0,95 foi adotado o limite de 319,7 mm e para o percentil 0,05 o limite de 6,1 mm ao mês – o que significa que todos os valores mensais acima de 319,7 mm são considerados eventos extremos chuvosos e os que estão abaixo de 6,1 mm, eventos extremos secos.

Na comparação entre os períodos de 1973-1992 e 1993-2012, foi possível observar o aumento de eventos extremos (Figura 33), o que condiz com a evolução temporal do parâmetro de escala da distribuição gama: foi observado aumento de cerca de 10%, para cada caso, em um período de apenas vinte anos.

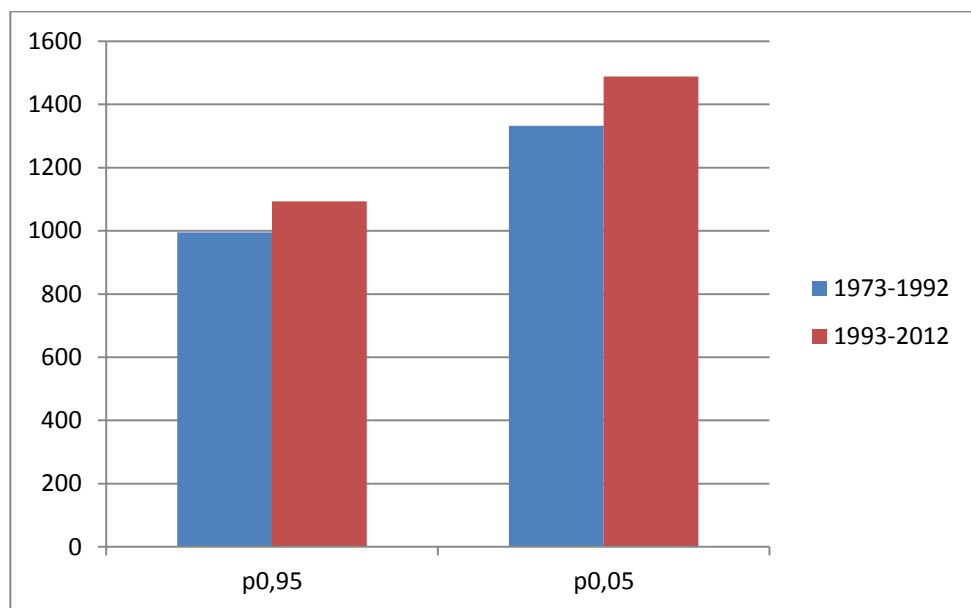


Figura 33. Número de eventos extremos para o conjunto dos postos pluviométricos do estado de São Paulo, para dois períodos. Fonte: elaborado pelo autor.

Por fim, nota-se que o número de eventos extremos correspondentes ao percentil 0,05 é mais elevado do que o número de eventos extremamente chuvosos, o que também está de acordo com o que foi apontado pela distribuição estatística aplicada anteriormente, uma vez que o estado, como um todo, é dominado por valores do parâmetro α próximos a 1 –

indicador de forte irregularidade no regime de chuvas e distorção positiva na curva da distribuição, isto é, maior quantidade de eventos de menor porte.

O aumento na quantidade de eventos extremos secos e chuvosos, para uma média pluviométrica que pouco se alterou do primeiro para o segundo período do estudo (Figura 25), indica, de fato, o aumento na concentração dos eventos pluviométricos em São Paulo ao longo do tempo.

3.2.1. Sazonalidade dos eventos extremos

Nessa etapa os percentis relacionados aos extremos de precipitação negativos (percentil 0,05) ou positivos (percentil 0,95) são avaliados sazonalmente, de maneira a revelar características que poderiam não ser detectadas em uma análise temporal mais ampla, como anual.

Além desse fato, há que se destacar a relação entre os percentis de extremos e os parâmetros da distribuição gama, em especial o parâmetro de escala, uma vez que este se relaciona com a abrangência dos valores da distribuição estatística – dando a ideia da probabilidade de eventos extremos – e as classes de eventos extremos escolhidas para o estudo localizam-se exatamente nas caudas da distribuição. Tal fato garante aos percentis de extremos relação direta com a abrangência dos valores da distribuição e, portanto, com o parâmetro de escala.

No que se refere à estação chuvosa, é possível observar a evolução dos percentis chuvosos na Figura 34 e secos na Figura 35.

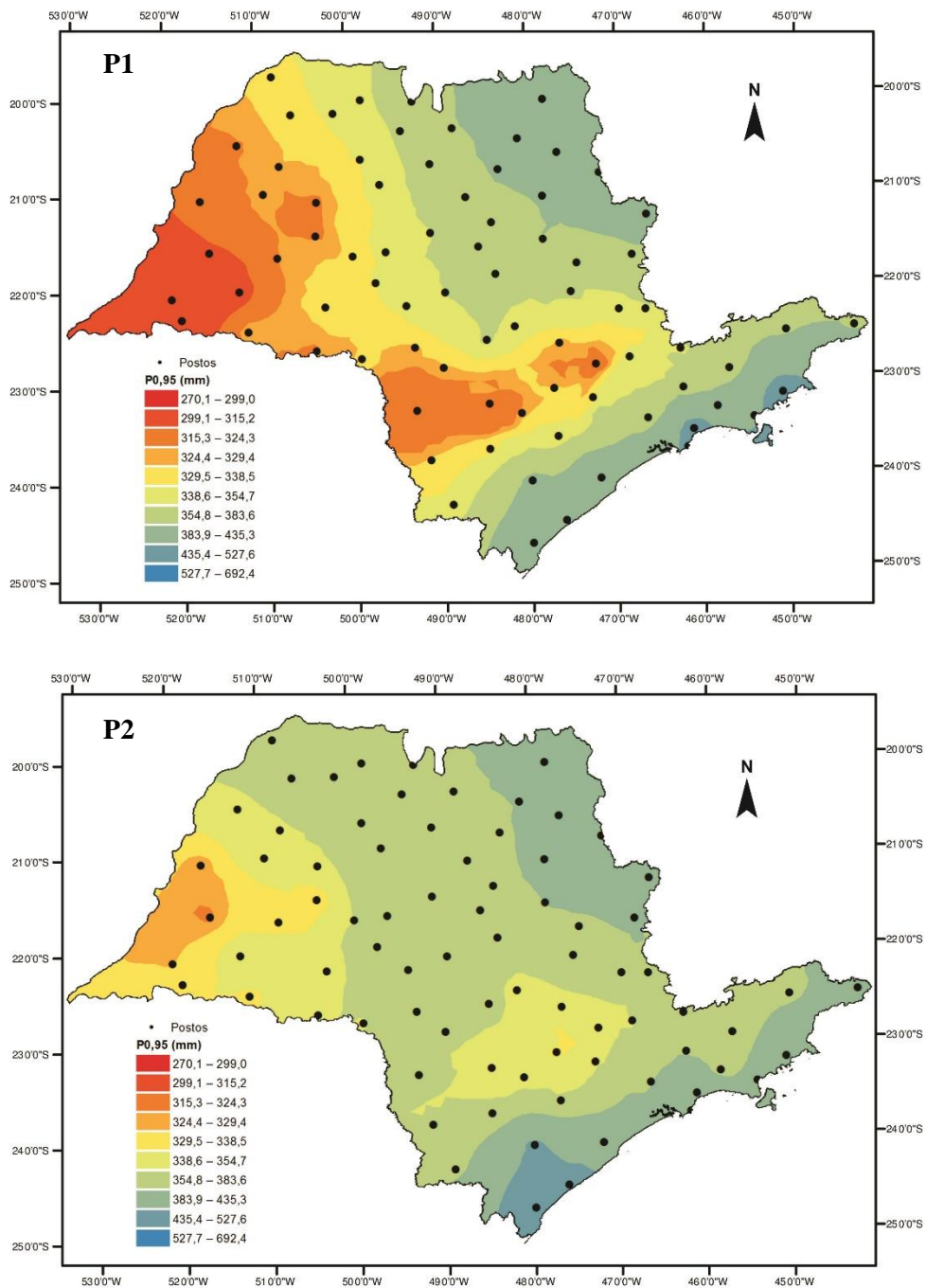


Figura 34. Evolução do percentil de extremos chuvosos na estação chuvosa no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2). Fonte: elaborado pelo autor.

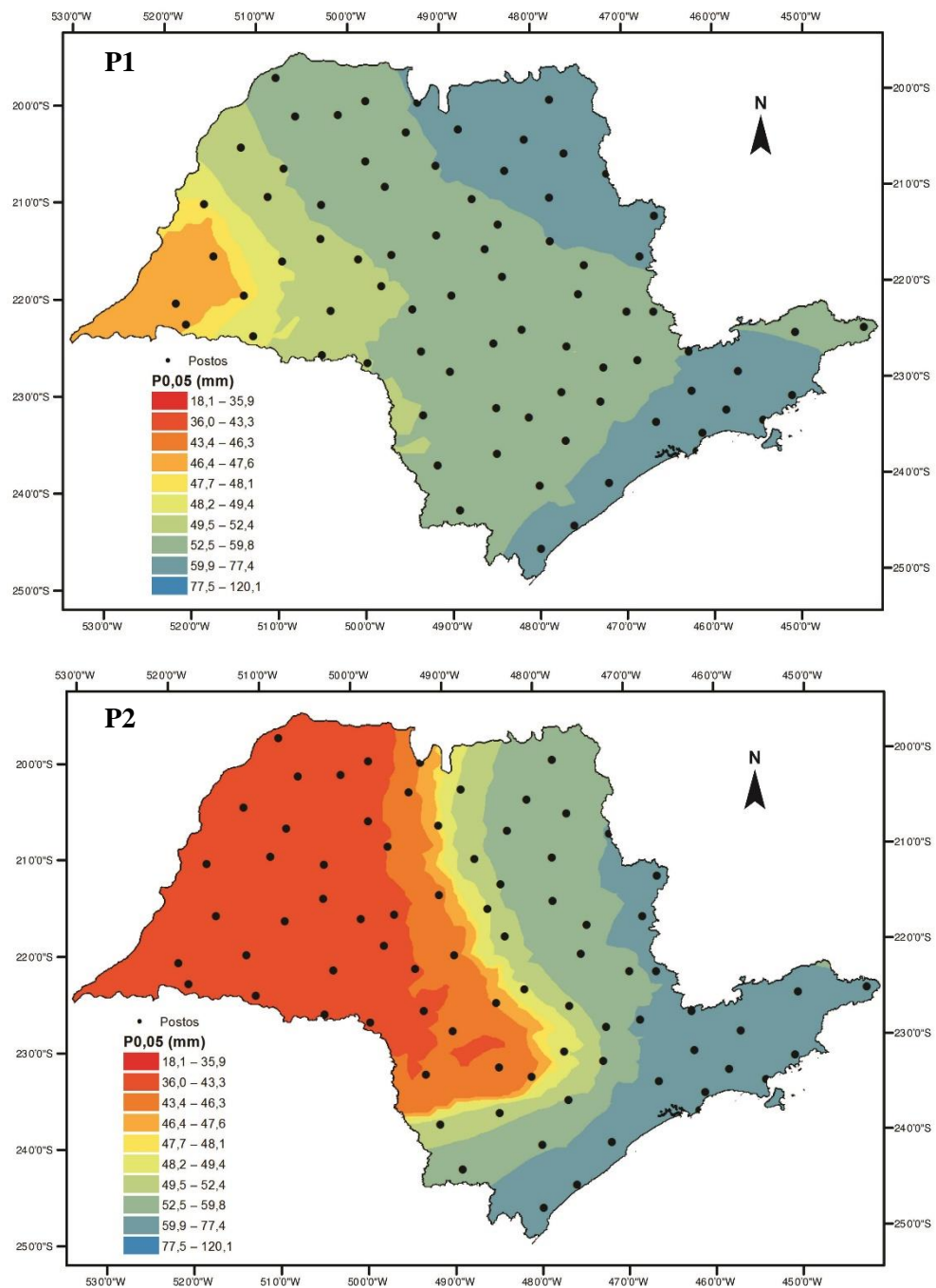


Figura 35. Evolução do percentil de extremos secos na estação chuvosa no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2). Fonte: elaborado pelo autor.

Para a estação chuvosa é nítida a observação de duas tendências distintas. Primeiro, considerando os eventos extremos chuvosos (Figura 34), o que se nota é o claro aumento dos valores medidos ao longo dos períodos do estudo. Essa tendência é observada, sobretudo, no oeste e no centro do estado, onde intervalos de classes do percentil 0,95 de valores mais baixos foram substituídos por classes de valores mais altos.

O oposto ocorre no caso do percentil de extremos secos, que apresenta diminuição nos valores do percentil 0,05, com substituição de intervalos de classes intermediários a altos por valores de pluviosidade mais reduzidos. Porém, um ponto em comum, é a mesma tendência de alteração dos valores no oeste e centro do estado, áreas mais continentais e que assim não recebem umidade do oceano, e que pela menor disponibilidade de umidade não registra igual participação de chuvas convectivas.

De maneira geral, pode-se dizer que na estação chuvosa os valores dos extremos positivos tornaram-se maiores ao passo que valores do percentil de extremos secos foram reduzidos. Tal fato está em consonância com o incremento, em geral, dos valores do parâmetro de escala no estado (Figura 24), indicando maiores probabilidades de ocorrência de extremos.

Na estação subúmida a seca, no entanto, a resposta dos percentis ao longo do tempo foi bastante diferente, principalmente no caso dos extremos chuvosos (Figura 36). O que se nota nesse caso, sobretudo no sentido norte a sul, é a diminuição dos valores do percentil 0,95 do Período 1 para o Período 2. Esse fato é bastante pronunciado nas porções norte e central do estado, que passam a ser dominados pelas classes representadas pelas isolinhas de menor valor na escala utilizada.

Apesar de ser uma tendência geral para o estado de São Paulo, a redução dos valores do percentil de extremos chuvosos para a estação mais seca foi menor na medida em que se avança ao sul do estado, na divisa com o Paraná – o que era de certa forma esperado, considerando os outros resultados da pesquisa, visto se tratar de uma zona que recebe bastante umidade vinda do sul durante os meses frios. De maneira complementar, a pronunciada redução do percentil 0,95 no nordeste do estado, segunda área do estado com os maiores totais pluviométricos registrados na estação chuvosa, também está de acordo com o observado mais adiante na análise de agrupamentos e ajuda a entender o porquê de ser uma região com elevados valores do parâmetro de escala: registra elevada precipitação nos meses chuvosos e reduzida precipitação nos meses de inverno, fenômeno que se agravou do primeiro período do estudo para o segundo.

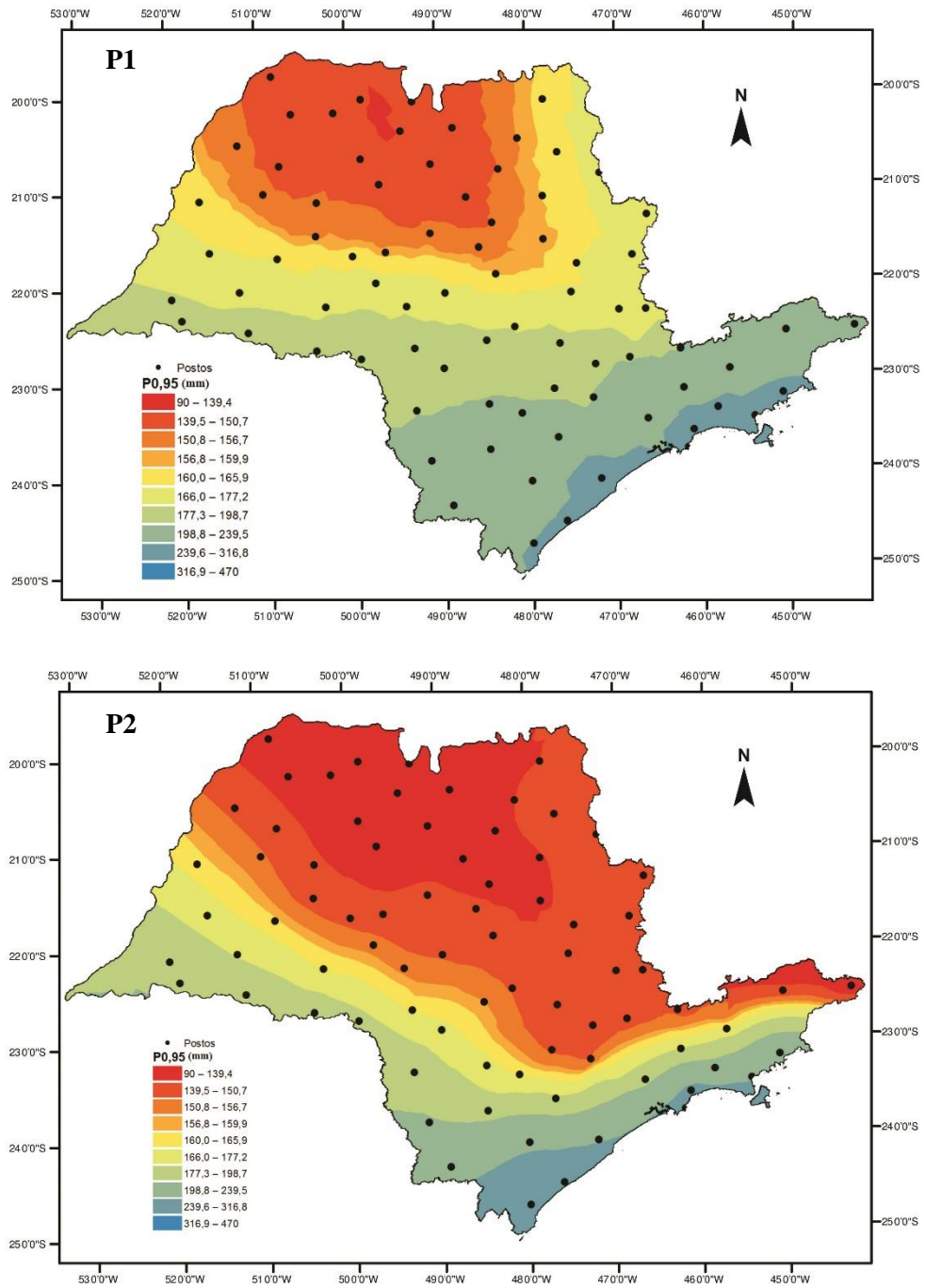


Figura 36. Evolução do percentil de extremos chuvosos na estação subúmida a seca no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2). Fonte: elaborado pelo autor.

A Figura 37 traz a espacialização dos valores do percentil 0,05 (extremos secos) para a estação seca no estado de São Paulo do P1 para P2.

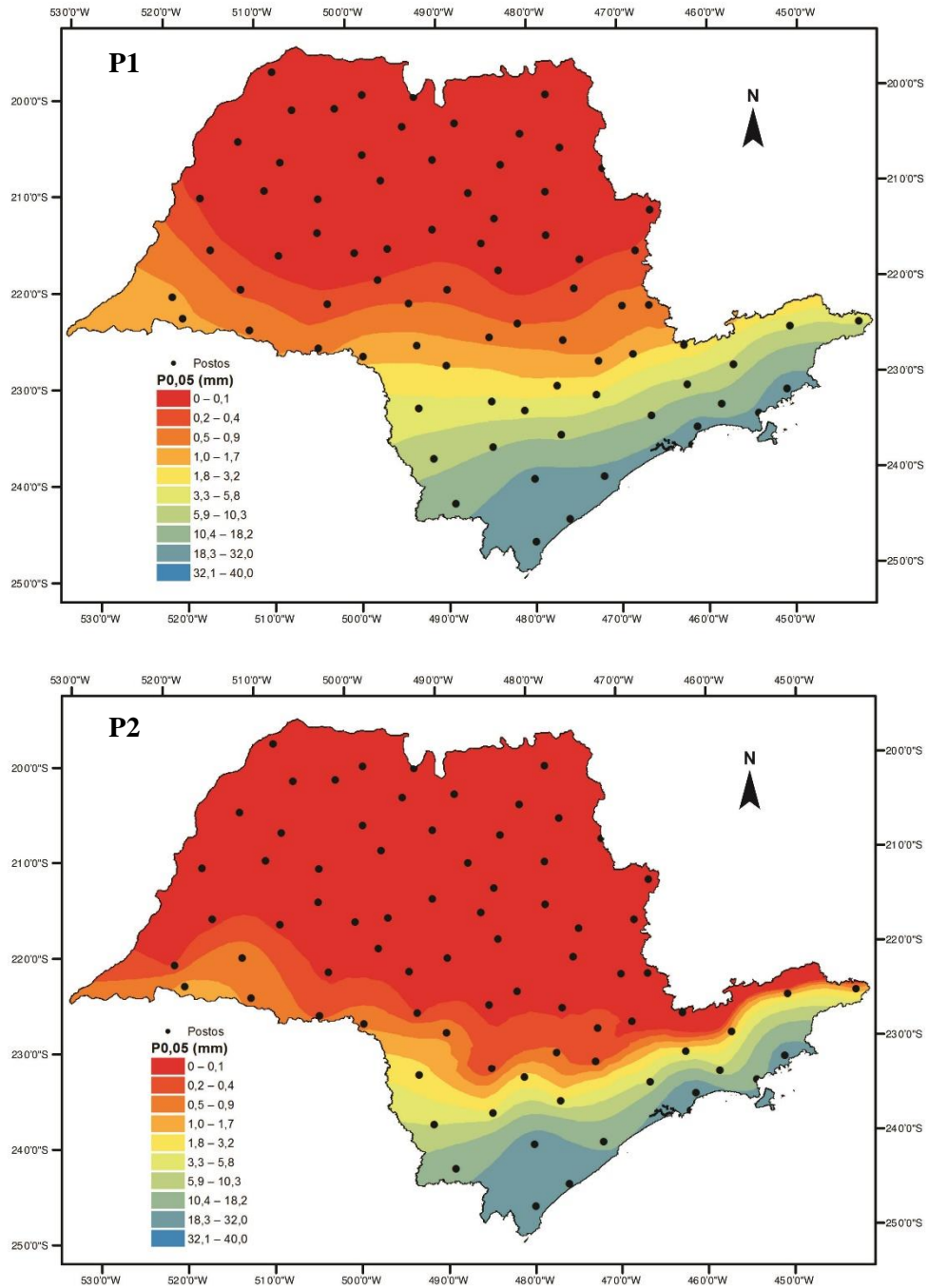


Figura 37. Evolução do percentil de extremos secos na estação sub-úmida a seca no estado de São Paulo, para dois períodos: 1973 a 1992 (P1) e 1993 a 2012 (P2). Fonte: elaborado pelo autor.

Também na estação mais seca—nota-se tendência de redução dos valores dos percentis de extremos - desta vez, dos extremos secos. Há que se salientar, porém, que se trata de uma tendência menos pronunciada do que a ocorrida com os percentis de extremos chuvosos, mas, mais uma vez, essa tendência se dá no centro e norte do estado.

Nessa redução dos extremos secos é particularmente notável a formação de um gradiente norte-sul, com os menores valores (de 0 a 1,7mm de chuva mensal) dominando grande parte do estado de São Paulo, especialmente no norte, no centro e no oeste. Esse gradiente, como mencionado anteriormente, relaciona-se à característica da gênese das chuvas no estado: nos meses de inverno, com a diminuição da atividade convectiva e menor transporte de umidade na Amazônia sobre o estado, as massas úmidas vindas do sul e as brisas marítimas correspondem à principal fonte de chuvas em São Paulo, lembrando que a força de penetração dessas massas diminui na medida em que se avança para norte e que a participação das brisas é restrita às proximidades do litoral. Tanto a diminuição dos valores de extremos secos quanto o aumento dos valores de extremos úmidos sugerem que ou os mecanismos responsáveis pelas chuvas poderiam estar se alterando e com isso haveria um aumento na variabilidade das precipitações mais permanente, ou processos menos frequentes poderiam estar em uma fase de atuação e nesse caso essa tendência seria passageira. Tal hipótese se associaria a maior irregularidade da pluviosidade intra e inter anual, (ou seja, ao longo do ano e dos anos) e carece de novos estudos. Porém, os sinais dessa alteração são constatáveis, porque apesar das médias pluviométricas terem sido semelhantes nos períodos P1 e P2, o aumento das chuvas extremas, bem como a intensificação das secas são indicativos de maior irregularidade dos padrões de chuva no estado.

Como já mencionado, o sul e o litoral de São Paulo são menos suscetíveis a variações drásticas da pluviosidade ao longo do ano, ainda que por motivos distintos: o litoral é largamente influenciado pela atividade convectiva e pela brisa marítima, que traz umidade à região durante o ano todo; o sul do estado, por sua vez, também apresenta ritmo de pluviosidade anual mais constante que o restante do estado pelo fato de receber maior influência das massas de ar úmido vindas do sul nos meses de inverno. Lima et al. (2009) constataram que de 1960 a 2005 aproximadamente metade dos extremos de precipitação sobre o sul e sudeste do Brasil ocorreram devido à presença de sistemas frontais, enquanto a outra metade esteve associada à Zona de Convergência do Atlântico Sul.

Nesse sentido, o norte do estado torna-se mais suscetível a mudanças dessa magnitude na sua distribuição de chuva, uma vez que são menos os fatores “compensatórios” caso haja alguma alteração nos principais fatores geradores de chuva na região.

3.3. Análise de agrupamentos

Com o intuito de identificar padrões de comportamento semelhante entre os postos pluviométricos do estudo, foi realizada a análise de agrupamentos pelo método *k-means* com os 79 postos. O método não pressupõe nenhuma dependência espacial, *a priori*, entre as variáveis do estudo – ainda que seja possível observá-la com os resultados obtidos – aumentando a confiabilidade dos resultados. Os dados de entrada para a realização da análise foram as médias mensais, de janeiro a dezembro, para os 40 anos da série histórica (1973 a 2012).

Inicialmente, foi utilizada a opção do programa (*ArcGis 10.1*) que procurava identificar automaticamente o número ideal de grupos para a compartimentação do estado em regiões de comportamento semelhante da pluviosidade anual. O programa então dividiu os postos em dois grupos: um grupo composto pelo litoral de São Paulo, caracterizado por totais pluviométricos anuais próximos dos 3000 mm – bastante acima da média do estado, que é de cerca de 1500 mm anuais, considerando os 79 postos em análise – e outro grupo composto pelo restante do estado, dominado por um tipo de clima notadamente mais seco, com totais anuais que podem chegar a apenas 1000 mm em alguns postos.

Esse resultado está atrelado ao fato da discrepância existente entre a precipitação registrada no litoral da registrada no restante do estado, porém, no interior do estado é possível encontrar áreas bastante diferentes umas das outras, sobretudo em relação ao regime anual de chuvas, que varia bastante no sul e no norte do estado, por exemplo.

Portanto, com o intuito de criar uma classificação mais completa, caracterizando novos grupos no interior de São Paulo, foram realizadas duas novas classificações: uma com três grupos e outra com cinco grupos. Nos dois casos o litoral foi mantido em um mesmo grupo, pois, como dito anteriormente, o contraste entre essa região com as outras do estado é muito acentuado.

Na análise realizada com três grupos é possível observar a divisão do interior de São Paulo em dois novos grupos, um mais ao norte e outro mais ao sul; o litoral mantém-se como um único grupo, composto pelos mesmos postos pluviométricos. Na análise de agrupamentos com cinco grupos, por sua vez, o interior do estado deu origem a quatro novos grupos, formando camadas com sentido aproximado norte-sul – o litoral, mais uma vez se manteve com os mesmos postos e mesma forma.

A Figura 38 traz o resultado dessa análise de agrupamentos, com cinco grupos, pelo método *k-means*.

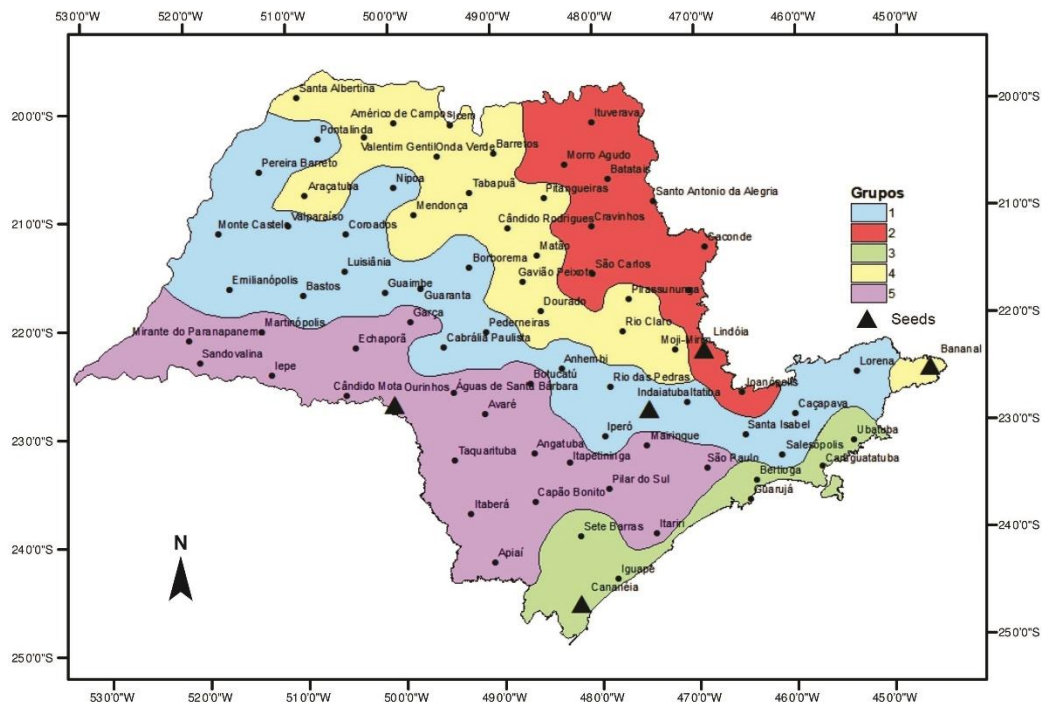


Figura 38. Agrupamentos semelhantes de pluviosidade no estado de São Paulo pelo método *k-means* com cinco grupos. Em destaque os 5 municípios utilizados como base para o cálculo dos grupos. Fonte: elaborado pelo autor.

É interessante notar que mesmo o método *k-means* não condicionando os grupos a formarem polígonos contínuos – os postos, mesmo vizinhos, poderiam ser agrupados em qualquer um dos cinco grupos – os postos pluviométricos, organizados apenas pelos dados de pluviosidade mensal se agruparam de forma contínua, evidenciando a força dos condicionantes atmosféricos de escala zonal e regional no ritmo das precipitações anuais no estado de São Paulo. A Figura 39 mostra a distribuição anual da pluviosidade média para os cinco grupos da análise de agrupamentos.

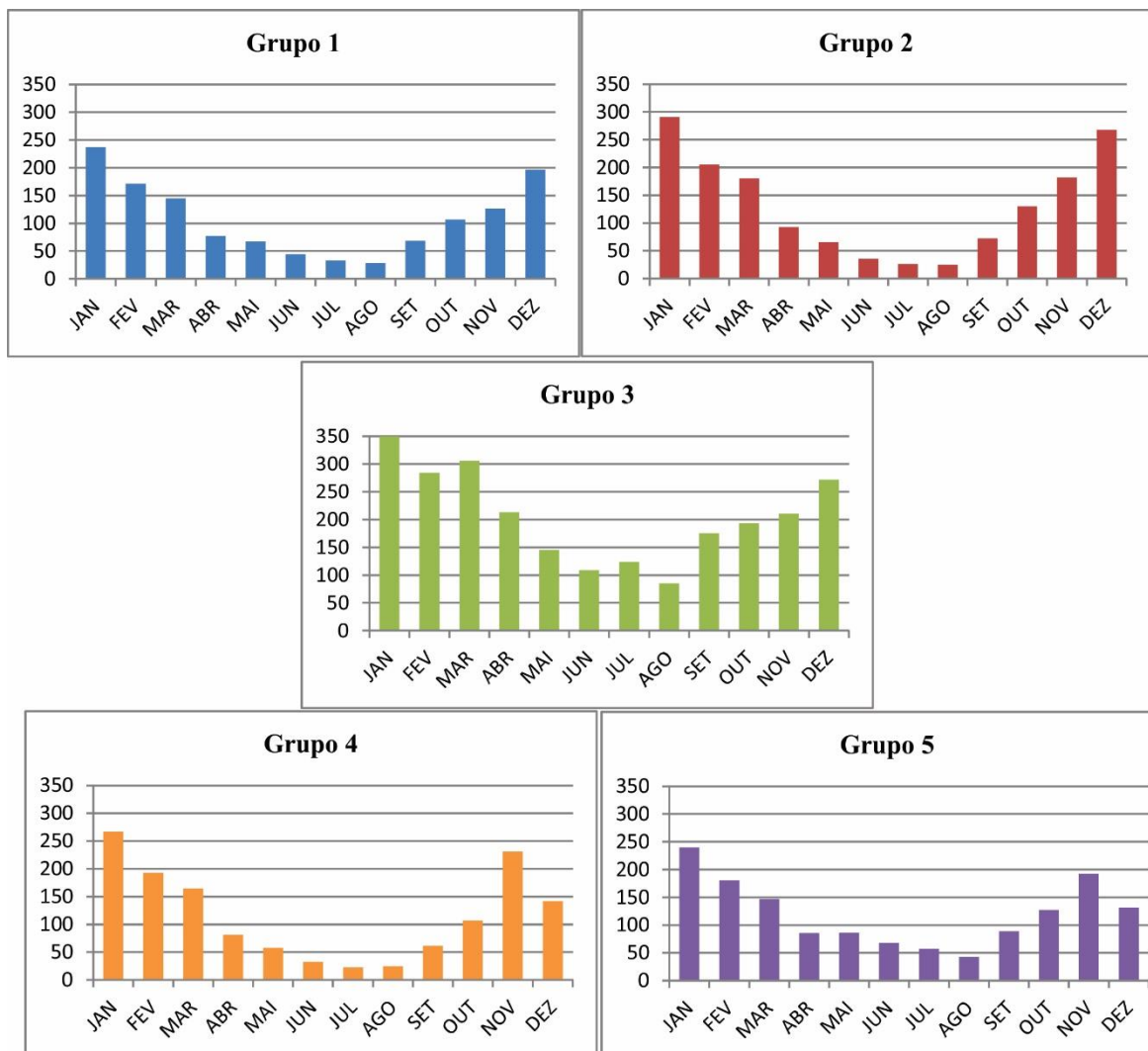


Figura 39. Pluviosidade média mensal para o período de 1973 a 2012 para os cinco grupos da análise de agrupamentos. Fonte: elaborado pelo autor.

No sentido de norte a sul, o Grupo 2, composto por 10 postos pluviométricos, é caracterizado por apresentar os menores volumes pluviométricos nos meses da estação seca, juntamente com o Grupo 4; porém, apresenta o segundo maior total pluviométrico na estação chuvosa, atrás do Grupo 3, na faixa costeira – o que confere ao grupo o maior valor do parâmetro de escala e o menor valor do parâmetro de forma, dada a elevada concentração e amplitude da pluviosidade ao longo do ano. O grupo está situado no Nordeste do estado, se estendendo da divisa com o Sul de Minas até os limites das Cuestas Basálticas com o Planalto Ocidental, onde se inicia o Grupo 4.

Este grupo, com 18 postos pluviométricos, se caracteriza pelas menores alturas pluviométricas na estação seca, juntamente com o Grupo 1, e pelo terceiro maior total pluviométrico, dentre os cinco grupos, na estação úmida. Nesse sentido, apresenta o segundo maior valor do parâmetro de escala e o segundo menor valor do parâmetro de forma. O comportamento semelhante ao Grupo 2, apesar da diferença entre os totais pluviométricos na estação chuvosa ser considerável, explica o fato de serem grupos vizinhos na análise de agrupamentos. A maior parte dos postos pluviométricos desse Grupo está localizada na metade superior do Planalto Ocidental do estado de São Paulo.

O Grupo 1, por sua vez, é composto por 23 postos localizados em uma faixa que se estende do Vale do Paraíba até o limite do Planalto Ocidental com o estado de Mato Grosso do Sul. Apresenta os menores totais pluviométricos na estação chuvosa e montantes intermediários nos meses de estação seca. Apesar de contar com postos pluviométricos bastante distantes dentro do estado de São Paulo, se estendendo desde a região do Paranapanema até as proximidades da Serra do Mar, o Grupo 1 se manteve praticamente idêntico, em testes realizados com uma classificação com 10 grupos- o que confirma o comportamento semelhante das chuvas essa faixa do estado.

O Grupo 5 conta com 21 postos pluviométricos e está compreendido pela região vizinha do Vale do Ribeira, alongando-se por uma faixa na divisa com o estado do Paraná em direção ao Planalto Ocidental. Esse grupo é caracterizado por totais pluviométricos bastante elevados em relação aos outros nos meses de estação seca (Abril a Setembro), atrás apenas dos postos localizados na costa do estado, e por totais pluviométricos relativamente mais baixos nos meses da estação chuvosa (Outubro a Março), o que garante ao grupo uma distribuição pluviométrica mais regular ao longo do ano.

Por fim, o Grupo 3, correspondente aos 7 postos pluviométricos litorâneos, tem como característica a elevada regularidade do regime pluviométrico, com os mais altos volumes pluviométricos ao longo de todo o ano, tanto na estação chuvosa quanto na estação

seca – que nessa região deve ser considerada sub-úmida, já que não há como se considerar uma estação seca nessa região. O grupo conta com os maiores valores médios dos parâmetros de forma e os menores valores do parâmetro de escala, reflexo da regularidade anual da precipitação. A disposição das Serras do Mar e da Mantiqueira apresenta-se quase perpendicular ao escoamento médio da baixa troposfera, que associado às perturbações extratropicais provoca aumento considerável da precipitação a barlavento das montanhas.

De maneira geral, observa-se que em São Paulo os totais pluviométricos atingem valores máximos no verão e mínimos no inverno. No verão, os raios solares incidem perpendiculares no Trópico de Capricórnio, o que gera maior aquecimento da superfície do que no inverno. Esse aquecimento favorece a ascensão do ar, o que possibilita forte atividade convectiva. Além disso, nesta época os alísios de nordeste estão mais intensos (DRUMMOND, 2008), tais ventos transportam umidade para o interior do continente e favorecem a formação do Jato de Baixos Níveis (JBN) a leste dos Andes, que por sua vez transporta umidade para os subtropicais contribuindo para o aumento da atividade convectiva (REBOITA et al., 2012). Ainda no verão, ocorre a formação da zona de convergência de umidade sobre o continente, que se estende no sentido noroeste-sudeste desde a Amazônia até o sudeste do Brasil e oceano Atlântico Sul.

À medida que o inverno se aproxima, os sistemas atmosféricos que tinham se desenvolvido no verão se enfraquecem e a chuva atinge o mínimo anual. Alguns sistemas atmosféricos, no entanto, contribuem para elevar a precipitação ao longo de todo o ano no sul do estado de São Paulo, como a passagem de frentes frias – predominante no grupo 5 da análise de agrupamentos –, ciclones costeiros, linhas de instabilidade tropicais e pré-frontais e a circulação de brisa – caso do litoral do estado, grupo 3.

Na costa do estado a quantidade de chuva recebida ao longo do ano faz com que na área não ocorra deficiência hídrica, nem se configure uma estação seca, e sim menos chuvosa no semestre outono-inverno, boa parte relacionada à influência da brisa marítima. Já a parte sul de São Paulo a atuação da massa polar atlântica carregada de umidade é um mecanismo importante na promoção das chuvas ao longo do ano, principalmente no inverno (MONTEIRO, 1973).

No declive da Serra do Mar, nas proximidades da costa, os montantes de chuva se elevam até quase 4.000 mm, como registrado nos postos de Bertioiga e Ubatuba.

No entanto, no interior encontram-se regiões de apenas pouco mais de 1.000 mm anuais. No setor da chamada sombra de chuvas da Serra do Mar, à sotavento, as quantidades de chuva diminuem rapidamente e as precipitações ocorrem predominantemente no semestre

de verão (outubro a março), sendo encontrados os valores mensais mais elevados nos meses mais quentes. As chuvas de inverno tornam-se sempre mais escassas e na parte norte do estado, em direção ao Rio Grande, nos limites com Minas Gerais, o período de chuvas se restringe apenas aos meses de outubro a março, havendo ausência quase absoluta nos meses de inverno.

Complementarmente à análise de agrupamentos realizada anteriormente, também foram avaliados os períodos P1 e P2 de forma separada. A metodologia adotada foi a mesma, isto é: utilização de dados de pluviosidade média para os meses de janeiro a dezembro para cada ano de cada período, divisão do estado em cinco grupos e uso do método de *cluster k-means* – de forma a não obter uma contiguidade espacial artificial nos grupos.

A representação gráfica dos agrupamentos para cada período pode ser visualizada na Figura 40.

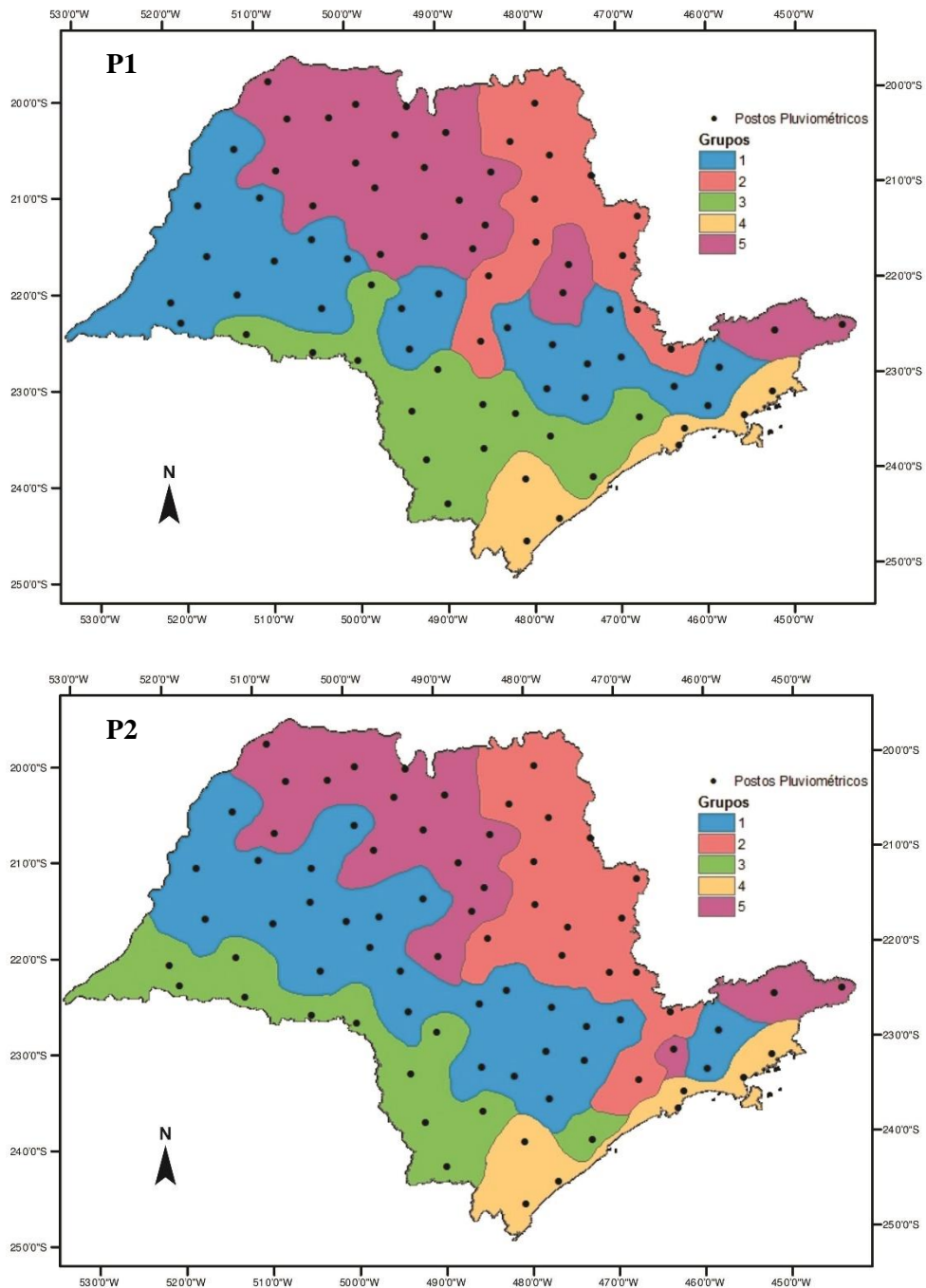


Figura 40. Agrupamentos de pluviosidade no estado de São Paulo pelo método *k-means* com cinco grupos, para cada período (P1 – 1973 a 1992 e P2 – 1993 a 2012). Fonte: elaborado pelo autor.

A divisão de agrupamentos obtida tanto para o primeiro quanto para o segundo período se assemelha à divisão alcançada quando considerado o total da série (Figura 38), apesar de terem sido realizadas de maneira independente. O fato de os grupos terem se mantido em uma certa contiguidade espacial, à exceção de postos isolados, também merece destaque, uma vez que o modelo não força esse tipo de resultado, corroborando o fato de que os grupos formados têm, de fato, comportamento pluvial semelhante.

De uma maneira geral, pode-se dizer que em ambos os períodos os agrupamentos se mantiveram equivalentes, com alterações pontuais (especialmente nos grupos 2 e 5), não tendo sido observada mudança importante de configuração entre um período e outro.

Os agrupamentos ficaram caracterizados da seguinte maneira:

- Grupo 1: ocupando a faixa central do estado e se estendendo desde oeste no Pontal do Paranapanema até os limites meridionais da Serra da Mantiqueira, à leste, conta com 27 postos no primeiro período e 23 no segundo e se caracteriza por ter a menor diferença de pluviosidade entre os meses mais secos e os mais chuvosos. Em geral, os postos do grupo 3 são definidos por terem as menores médias pluviométricas entre todos os grupos nos meses de outubro a março (menores de 200 mm ao mês) e por apresentarem inverno bem seco.

- Grupo 2: este grupo, em contrapartida, apresenta os maiores contrastes entre os meses de inverno e verão, com médias de pluviosidade elevadas para os meses de outubro a março (menores apenas do que o observado no litoral do estado) e as menores médias nos meses de inverno, em especial julho e agosto. Compõem o grupo 15 postos em P1 e 12 postos em P2 e, de maneira geral, se localizam no nordeste do estado, nos arredores da Serra de Franca até a Serra da Mantiqueira.

- Grupo 3: grupo que compreende os postos do sul do estado, com exceção dos litorâneos. Conta com 12 postos em P1 e 14 postos em P2 e é caracterizado por apresentar os maiores totais pluviométricos do estado nos meses de inverno, à exceção do litoral, quando a força de penetração das massas úmidas vindas do sul do continente é menor do que nos meses de verão.

- Grupo 4: neste grupo, que abrange o litoral do estado e que conta com 7 postos pluviométricos em ambos os períodos, o aspecto principal é a abundância de chuvas ao longo de todo ano – é onde são registrados os maiores totais pluviométricos tanto nos meses de verão como de inverno. É interessante notar que o litoral do estado se manteve idêntico nas duas classificações, o que assinala a sua homogeneidade.

- Grupo 5: localizado majoritariamente no norte do estado, conta com 18 postos pluviométricos no primeiro período e 22 no segundo, tendo como atributo principal, assim como o grupo 2, o contraste significativo entre a estação chuvosa (outubro a março) e a estação sub-úmida a seca (abril a setembro). A diferenciação, nesse caso, se dá pelo fato do contraste no grupo 5 não ser tão elevado quanto no grupo 2, uma vez que os montantes registrados das chuvas de verão não são tão elevados quando se comparam esses dois grupos. Os dados de pluviosidade média de cada grupo para cada período podem ser observados nas Figuras 41 e 42.

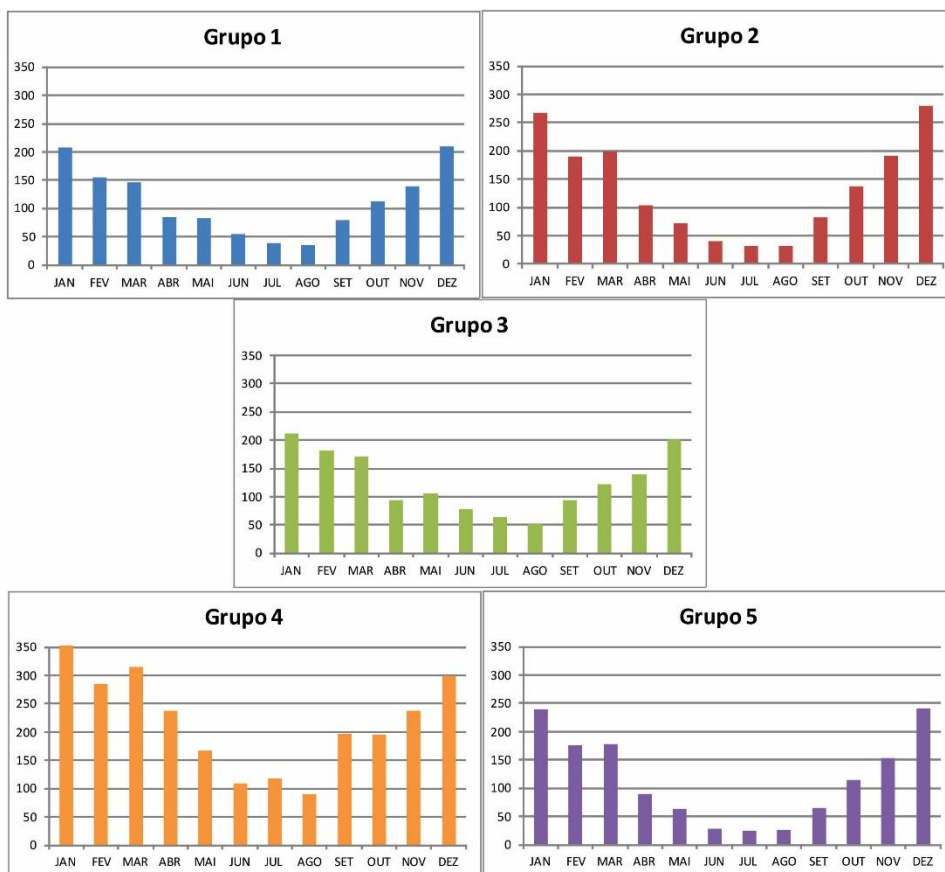


Figura 41. Pluviosidade mensal média para os cinco grupos da análise de agrupamentos no período P1(1973 a 1992). Fonte: elaborado pelo autor.

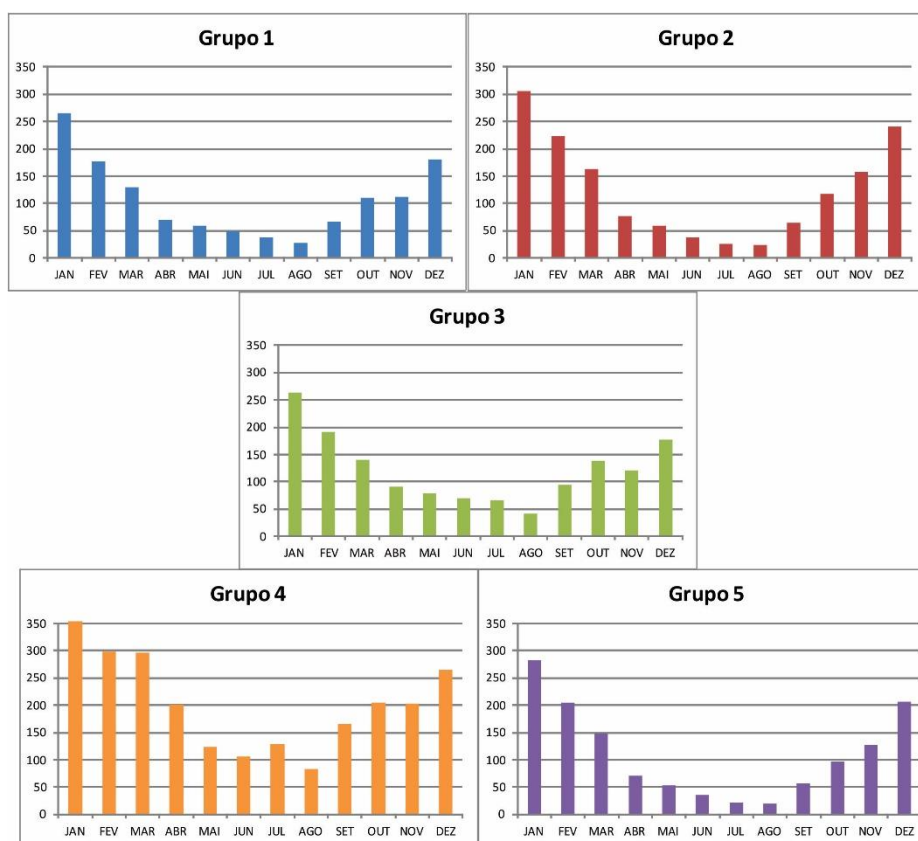


Figura 42. Pluviosidade mensal média para os cinco grupos da análise de agrupamentos no período P2 (1993 a 2012). Fonte: elaborado pelo autor.

Para finalizar, vale notar que, apesar de os grupos nos dois períodos terem de certa forma permanecido com o mesmo aspecto geral nos dois casos, as médias de chuva mensal para os meses de verão foi significativamente maior no período de 1993 a 2012 do que no anterior – em especial nos meses mais chuvosos: janeiro, fevereiro e dezembro. Esse fato corrobora as análises dos parâmetros da distribuição gama, ou seja: os padrões das chuvas no estado de São Paulo estão tendendo para uma configuração de maior intensidade ao longo do tempo. Juntamente com o fato de que o número de eventos extremos registrados nos dois períodos também aumentou no mais recente, o incremento observado no volume de chuvas de verão em São Paulo permite o entendimento que, de fato, o regime de chuvas no estado pode estar se tornando mais concentrado e intenso.

3.4. As teleconexões e as chuvas em São Paulo

Nesta seção é apresentada a relação entre os índices IOS e SAM e a pluviosidade para os 5 postos pluviométricos selecionados, bem como para cada um dos grupos derivados da análise de agrupamentos.

A abordagem inicialmente adotada, que consistia no cálculo da correlação entre as séries de pluviosidade em diversos períodos (mensal, sazonal e anual) e os índices de teleconexão disponíveis, mostrou-se ineficaz para a compreensão da relação entre esses fenômenos e a dinâmica pluvial de São Paulo – que todavia existe e será mostrada adiante.

Todos os índices de correlação calculados – 1) IOS x pluviosidade mensal, sazonal e anual e 2) SAM x pluviosidade mensal, sazonal e anual; para cada um dos 5 postos selecionados (Lindóia, Bananal, Indaiatuba, Ourinhos e Cananéia) e para cada um dos 5 grupos derivados da análise de agrupamentos – retornaram resultados próximos a 0,00 e não se observou tendências estatisticamente significantes.

Esse fato não anula a possível influência desses modos de variabilidade nas chuvas do estado de São Paulo; mostra, entretanto, a dificuldade dessa metodologia em captá-las.

3.4.1. O Índice de Oscilação Sul – IOS

Diante do exposto anteriormente, optou-se pela utilização de uma forma de comparação menos direta entre os índices, nesse caso o IOS, e os dados de chuva em São Paulo. Os dados padronizados, tanto do índice quanto da pluviosidade, foram sobrepostos e curvas de média móvel são evidenciadas e comparadas. Dessa maneira, torna-se possível avaliar a evolução das duas variáveis e os possíveis impactos e associações derivadas de tal relação.

As análises foram realizadas para cada grupo da análise de agrupamentos e para cada município utilizado como base para os *clusters* e serão apresentadas em sequência, pela posição de cada grupo, de norte a sul.

A Figura 43 traz o grupo 2 e seus municípios, localizado mais ao norte do estado de São Paulo, e as Figuras 44 e 45 os gráficos de comparação entre as médias móveis do índice IOS com os municípios de Lindóia e com a média de pluviosidade do grupo, respectivamente.

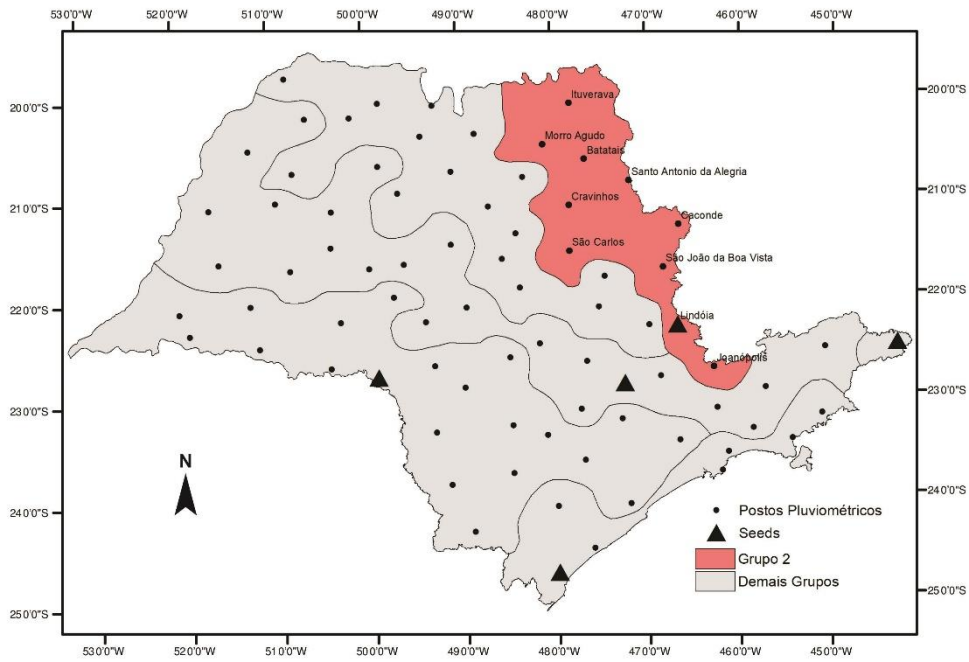


Figura 43. Localização do grupo 2 e da cidade de Lindóia no estado de São Paulo. Fonte: elaborado pelo autor.

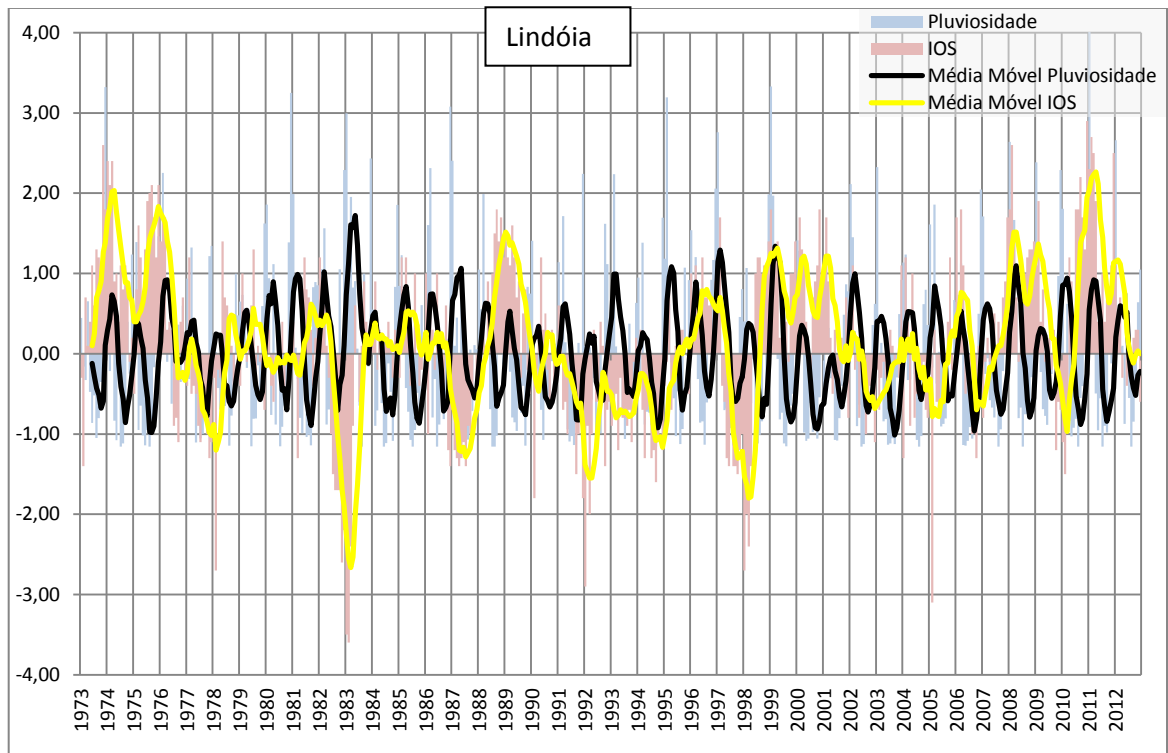


Figura 44. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o posto de Lindóia. As curvas representam a média móvel de 6 meses para cada variável. Período 1973 a 2012. Elaborado pelo autor.

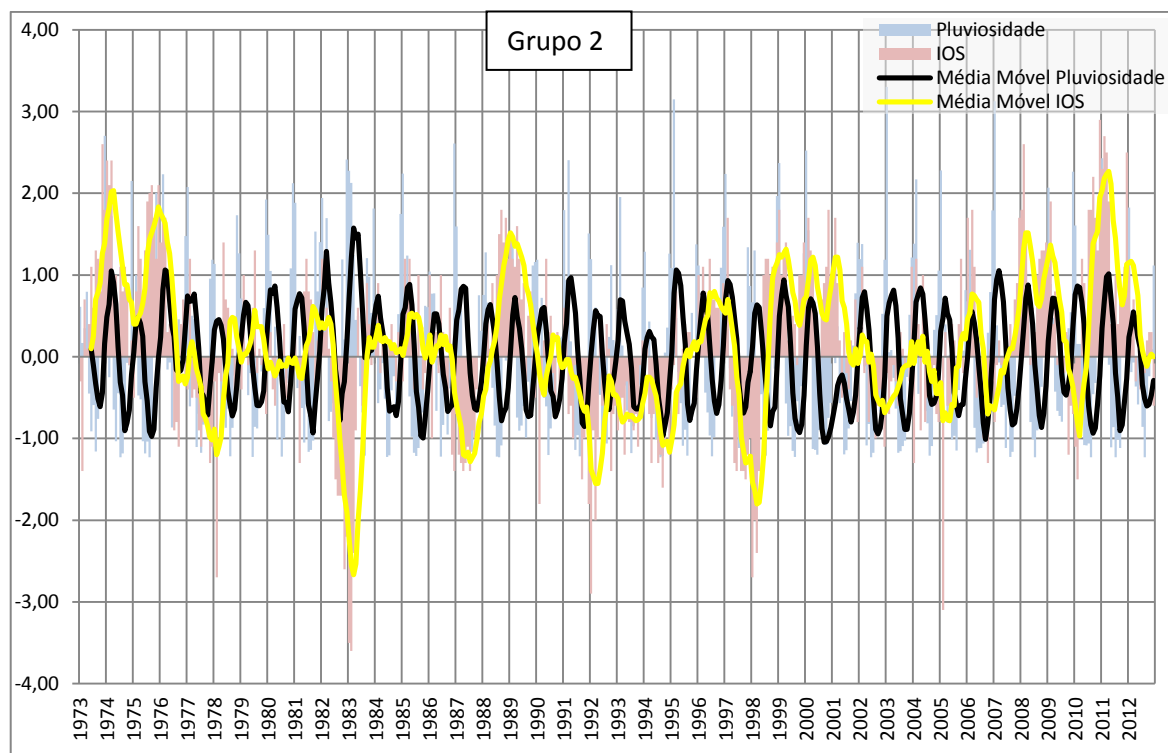


Figura 45. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o grupo 2. As curvas representam a média móvel de 6 meses para cada variável. Período 1973 a 2012. Elaborado pelo autor.

As figuras evidenciam realmente não haver significativa correlação direta entre as variáveis; no entanto, pode-se observar que quando ocorrem eventos fortes de El Niño (valores negativos que ultrapassam a linha de -1,0) como 1977/1978, 1982/1983, 1986/1987, 1991/1992, 1997/1998, 2005 e 2010, as chuvas mostram comportamento inverso. Essa relação entre valores negativos do IOS e valores positivos da pluviosidade indica que eventos fortes de El Niño influenciam o comportamento das chuvas em São Paulo, como será mostrado a partir das comparações dos outros grupos.

O comportamento das chuvas em relação à La Niña, por sua vez, não apresenta efeitos contrários ao El Niño, isto é, a curva de pluviosidade não diminui na medida em que se observa aumento do IOS. Pelo contrário, anos fortes de La Niña também apresentam picos de anomalias de pluviosidade, ainda que sejam menos definidos do que o ocorrido com relação aos anos de forte El Niño. A resposta da pluviosidade aos valores positivos do IOS são mais variadas, mas permitem identificar padrões nessa variabilidade.

Há que se notar que os maiores picos do índice IOS coincidem com picos positivos de pluviosidade - sobretudo nos eventos mais fortes, no início e final da série histórica, durante os anos de 1988/1989 e 1998 a 2000 - sugerindo que talvez possa existir relação entre anos extremos de La Niña e aumento da pluviosidade no estado de São Paulo.

Como os picos positivos do IOS e da pluviosidade não estão alinhados como o que ocorre com o El Niño, pode-se entender que tal influência na pluviosidade se dê nos meses seguintes aos da medição do índice.

Seguindo a apresentação da relação entre IOS e pluviosidade em São Paulo, a Figura 46 destaca o grupo 4 e seus municípios, localizado abaixo do grupo 2, também no norte do estado de São Paulo, e as Figuras 47 e 48, os gráficos de comparação entre as médias móveis do índice IOS com os municípios de Bananal e com a média de pluviosidade do grupo respectivamente.

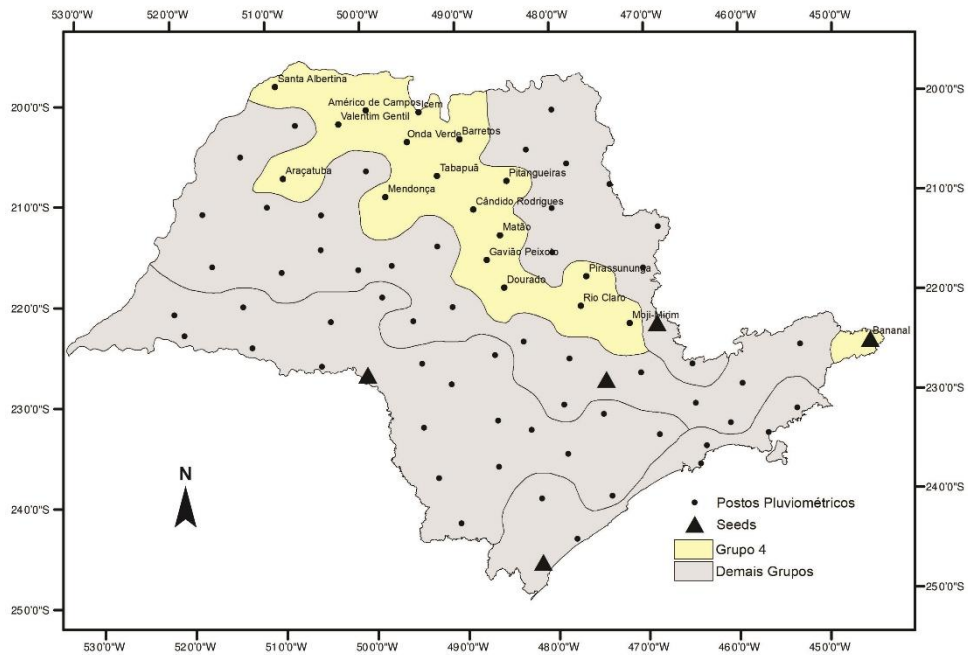


Figura 46. Localização do grupo 4 e da cidade de Bananal no estado de São Paulo. Fonte: elaborado pelo autor.

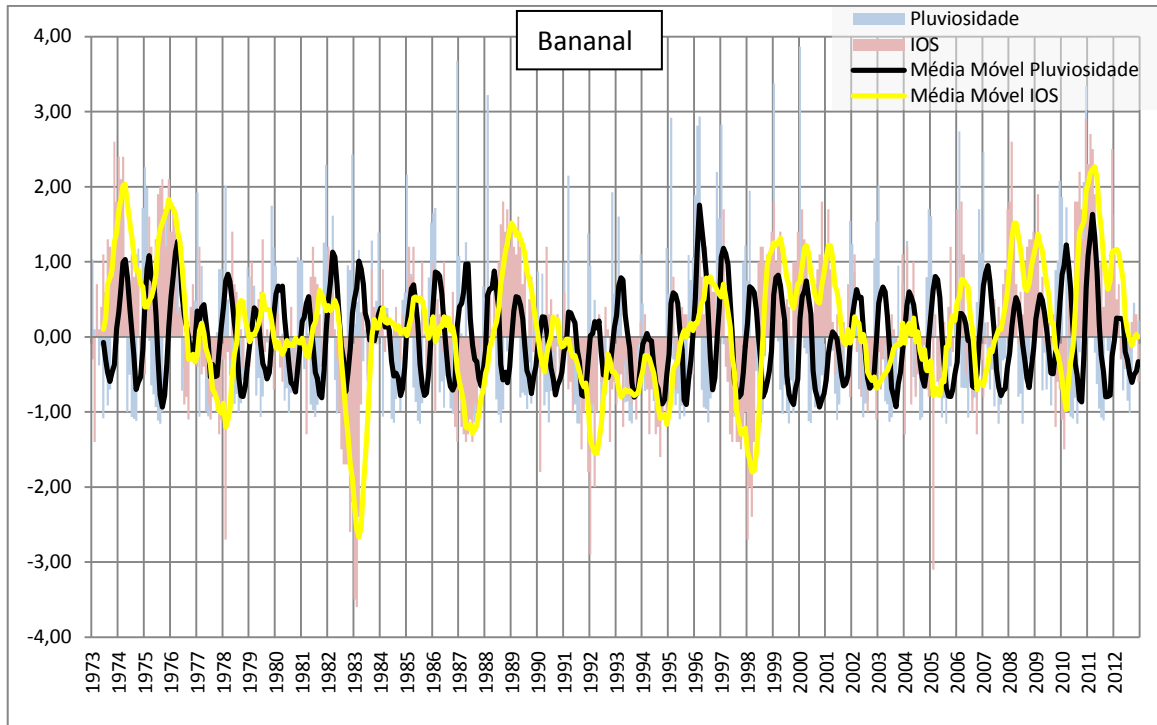


Figura 47. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o posto de Bananal. As curvas representam a média móvel de 6 meses para cada variável. Período 1973 a 2012. Elaborado pelo autor.

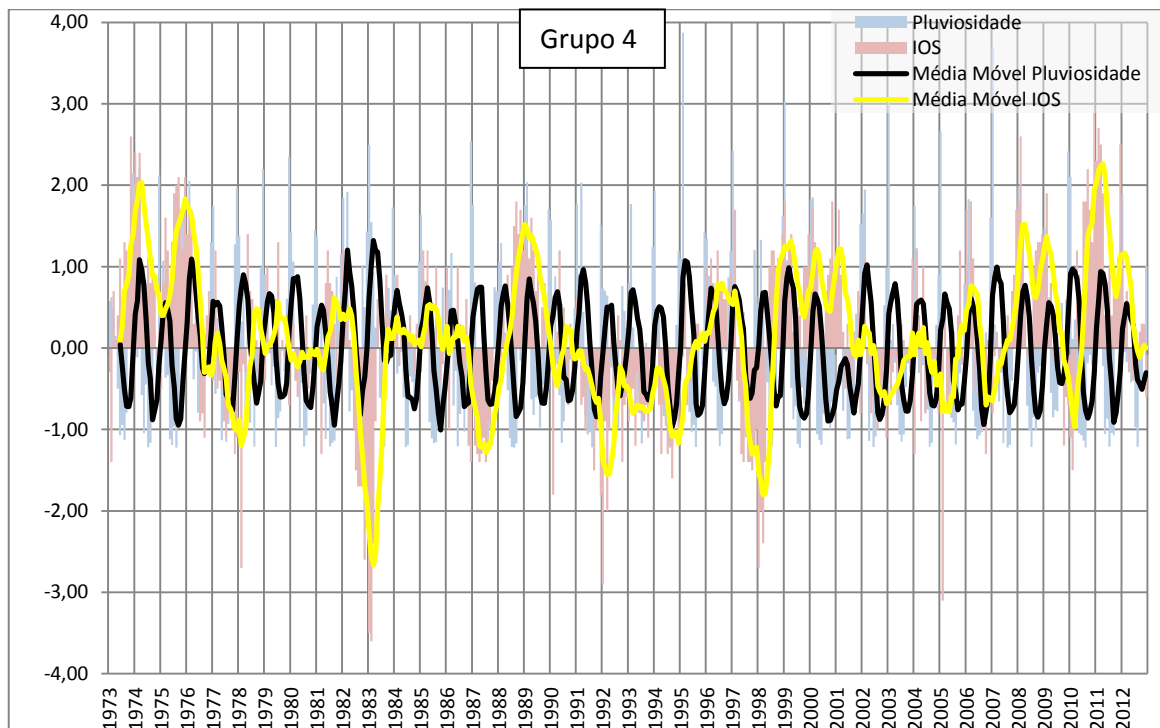


Figura 48. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o grupo 4. As curvas representam a média móvel de 6 meses para cada variável. Período 1973 a 2012. Elaborado pelo autor.

Aqui o comportamento, de certa maneira, se repete: quando há eventos fortes de El Niño (valores negativos) a chuva responde de maneira inversa, com picos de anomalias positivas. Existem pequenas diferenças entre o gráfico de Bananal com o gráfico de seu grupo, sobretudo no pico de anomalia positiva de chuva em 2011, ano de forte La Niña, porém, no geral, apresentam comportamento semelhante.

O grupo 3, que conta com 23 postos pluviométricos e que têm Indaiatuba como o posto mais representativo da região, representa uma área de transição dentro do estado de São Paulo. Os postos pluviométricos dessa área se caracterizam por apresentar montantes elevados de chuva no verão, porém não tão altos quanto os demais grupos, e chuvas fracas no inverno (mais uma vez, não tão fracas quanto os grupos ao norte). O grupo 3 e a cidade de Indaiatuba estão caracterizados na Figura 49. A comparação da pluviosidade e IOS de Indaiatuba e seu grupo estão representados nas Figuras 50 e 51.

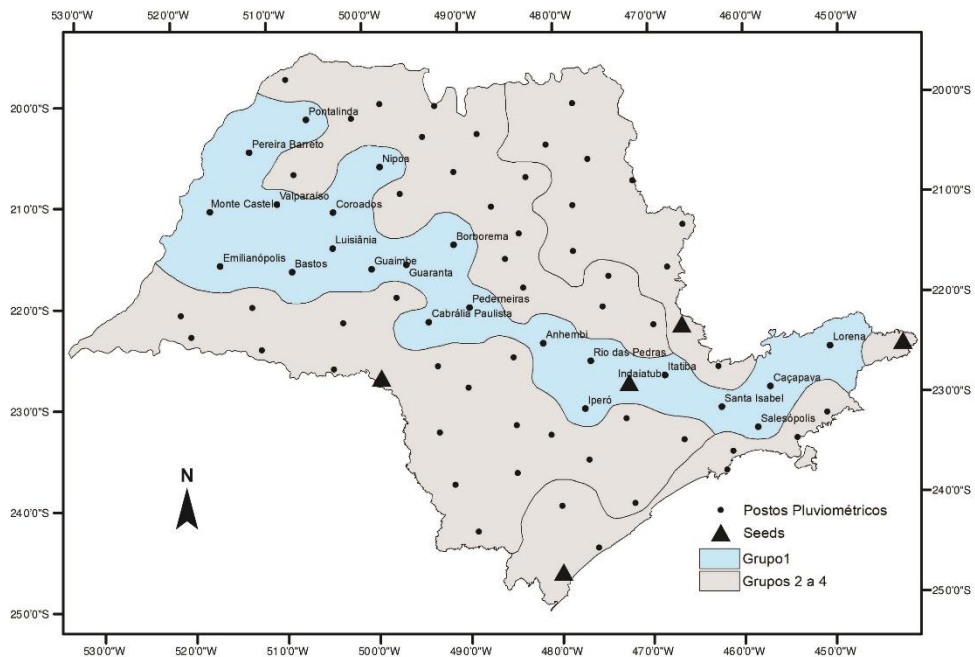


Figura 49. Localização do grupo 1 e da cidade de Indaiatuba no estado de São Paulo. Fonte: elaborado pelo autor.

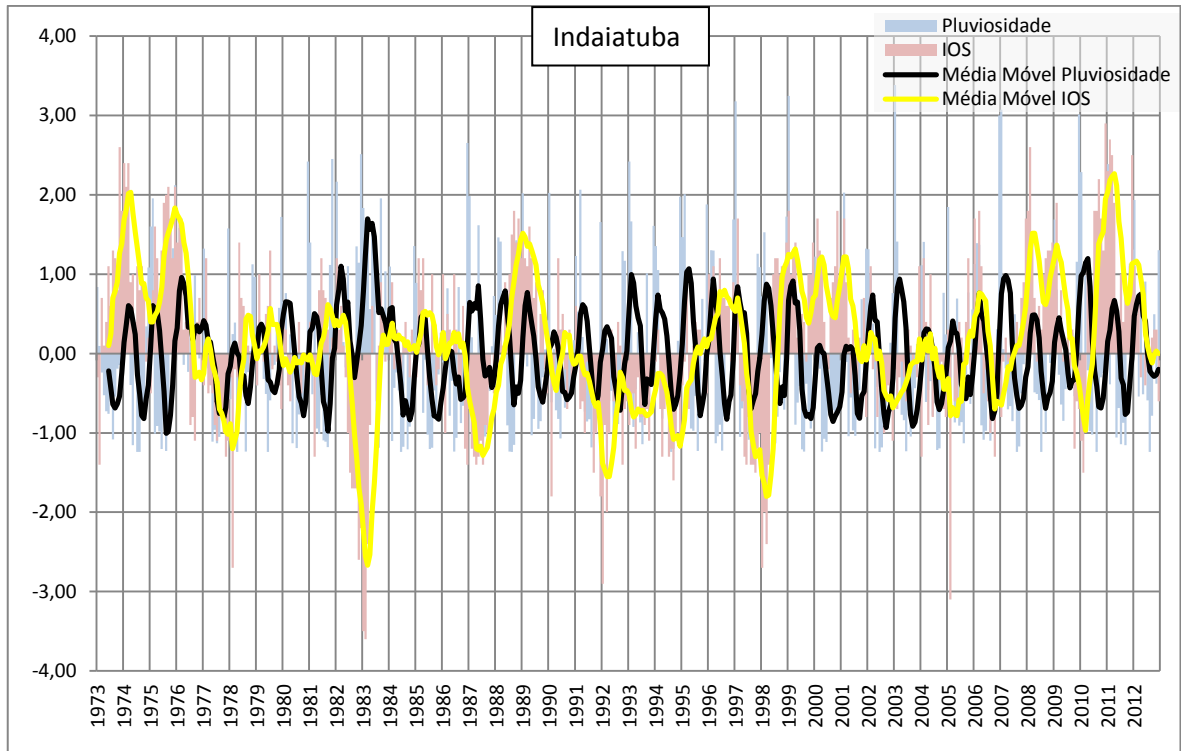


Figura 50. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o posto de Indaiatuba. As curvas representam a média móvel de 6 meses para cada variável. Período 1973 a 2012. Elaborado pelo autor.

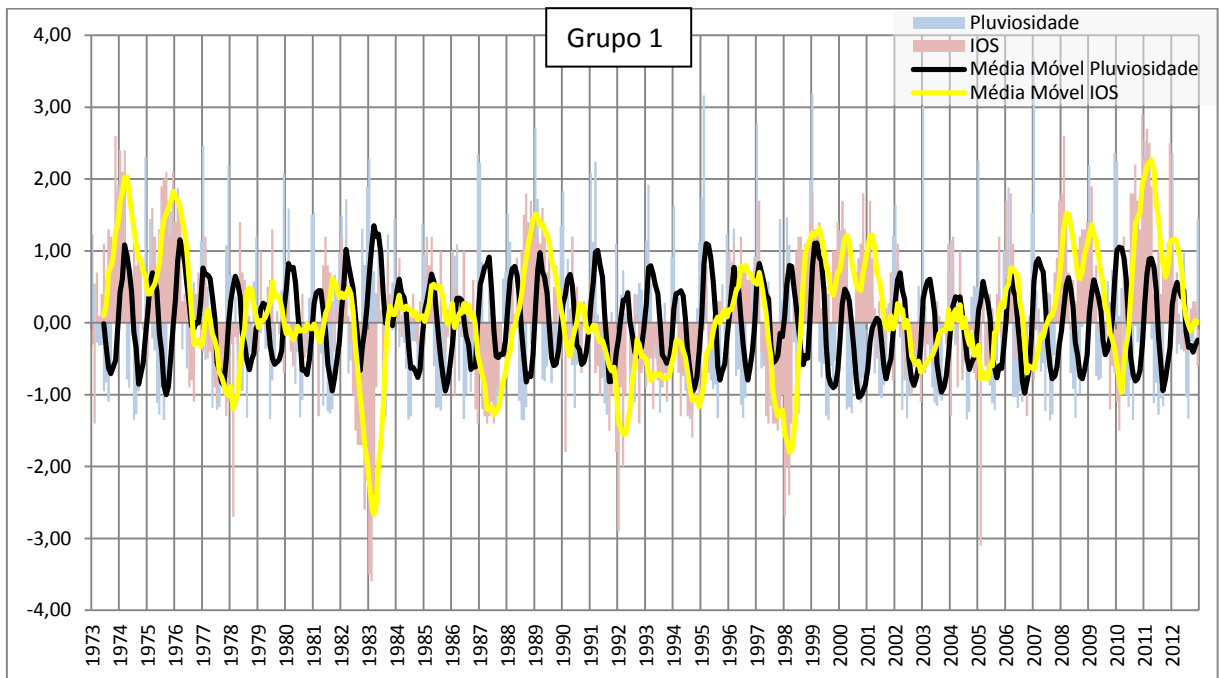


Figura 51. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o grupo 1. As curvas representam a média móvel de 6 meses para cada variável. Período 1973 a 2012. Elaborado pelo autor.

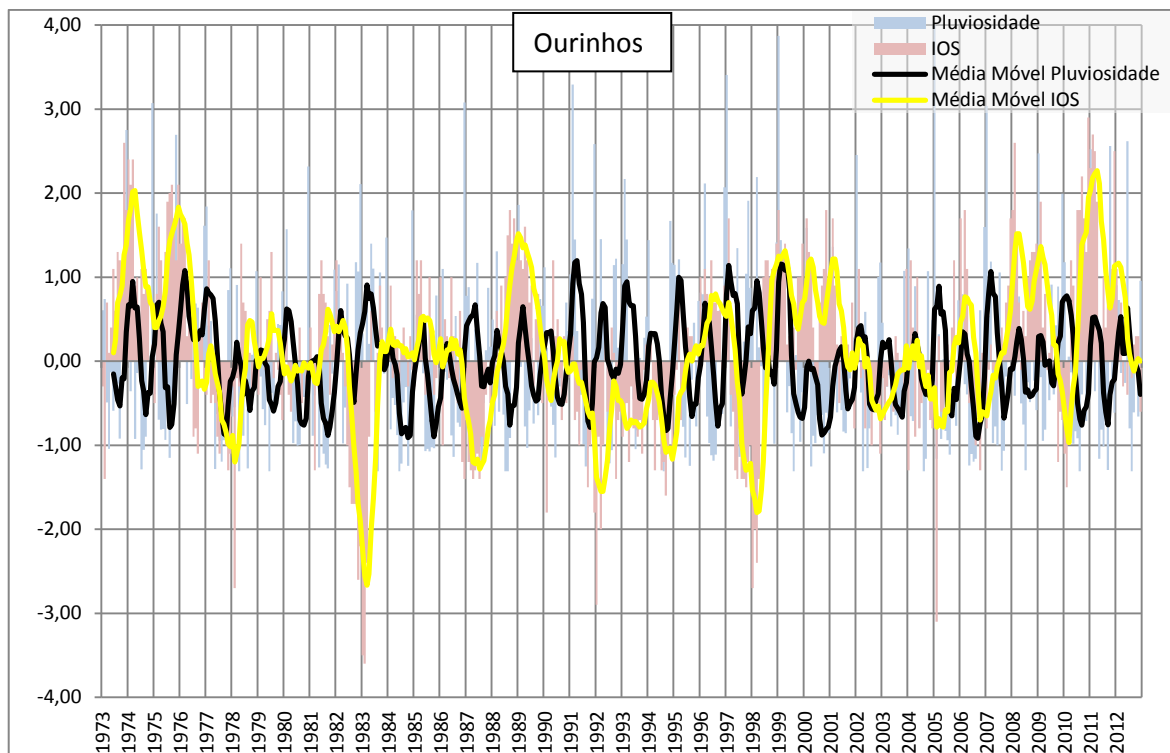


Figura 53. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o posto de Ourinhos. As curvas representam a média móvel de 6 meses para cada variável. Período 1973 a 2012. Elaborado pelo autor.

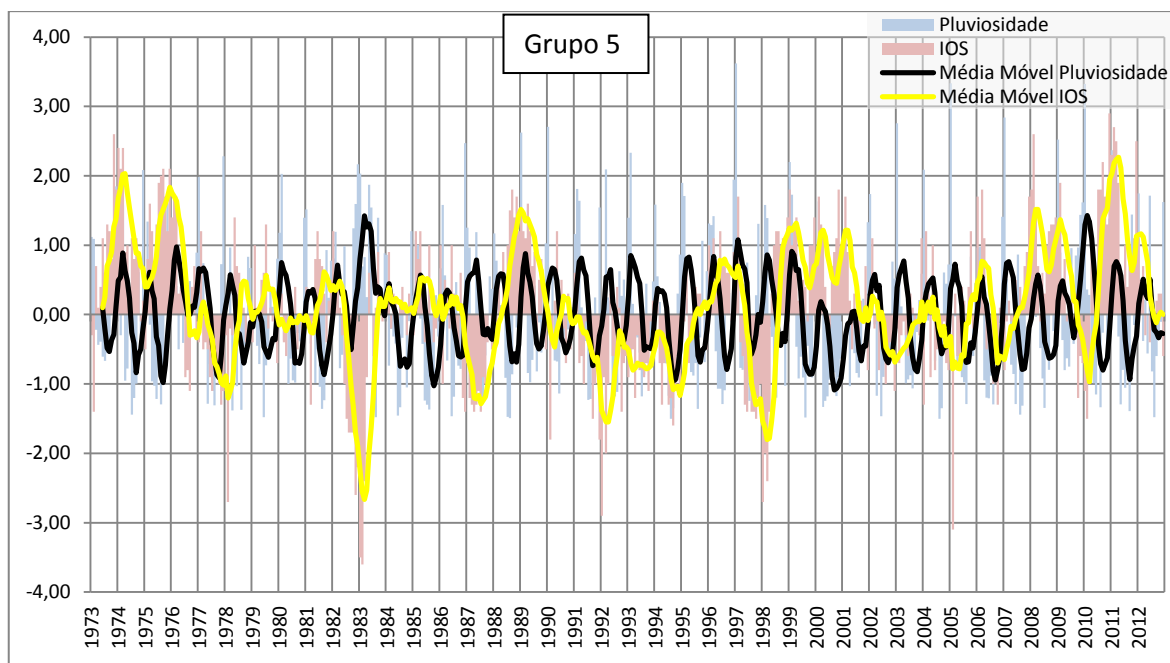


Figura 54. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o grupo 5. As curvas representam a média móvel de 6 meses para cada variável. Período 1973 a 2012. Elaborado pelo autor.

Assim como para todos os casos anteriores, a relação entre o IOS e a pluviosidade mantém o mesmo padrão de comportamento quando se observam os dados de Ourinhos e da média do grupo 4: anos de forte-de El Niño são acompanhados por anomalias positivas de pluviosidade, anos de forte de La Niña continuam a mostrar sinais positivos de pluviosidade e anos neutros do IOS apresentam comportamento variável.

Por fim, é apresentado o grupo 3 (Figura 55), representando a zona costeira do estado de São Paulo em conjunto com o vale do Ribeira, a região na posição mais austral do estado. A relação entre IOS e Cananéia está representada na Figura 56 e a comparação com a média dos postos do grupo na Figura 57.

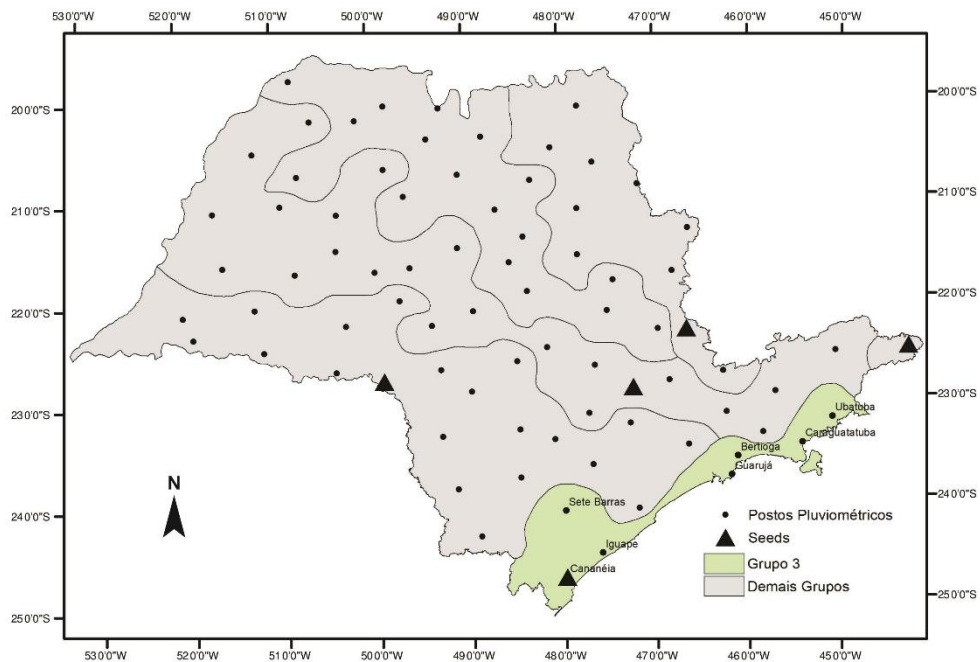


Figura 55. Localização do grupo 3 e da cidade de Cananéia no estado de São Paulo. Fonte: elaborado pelo autor.

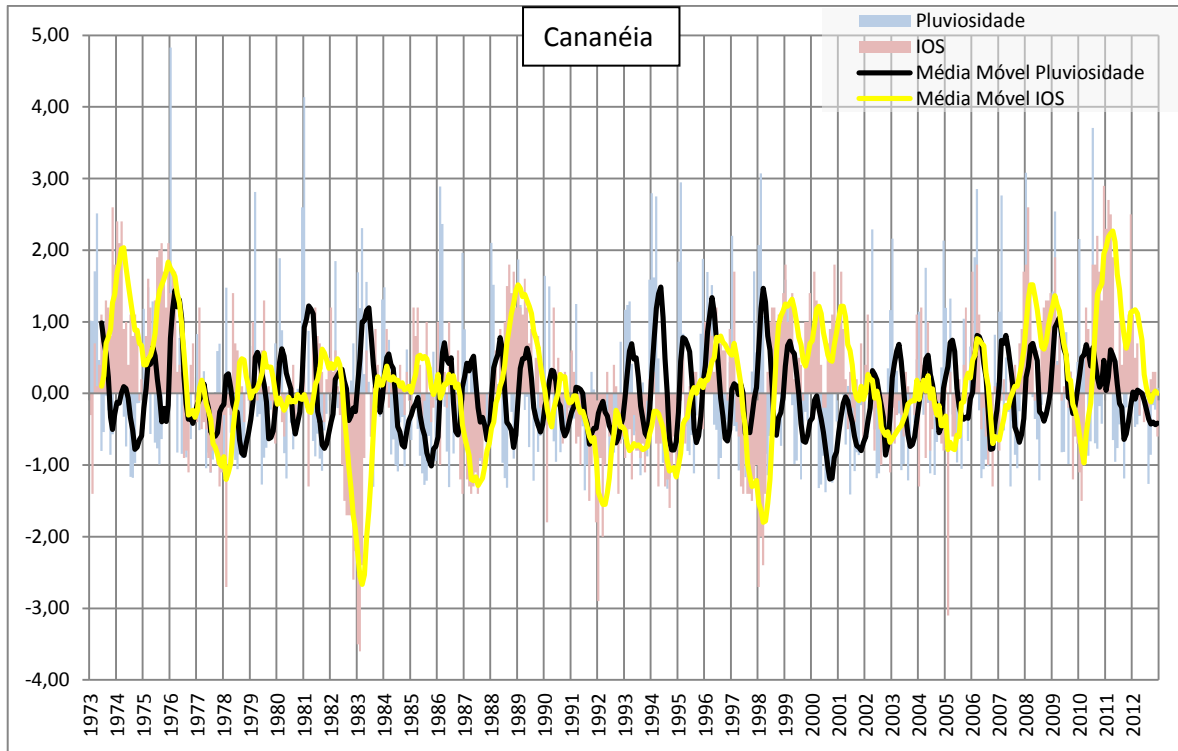


Figura 56. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o posto de Cananéia. As curvas representam a média móvel de 6 meses para cada variável. Período 1973 a 2012. Elaborado pelo autor.

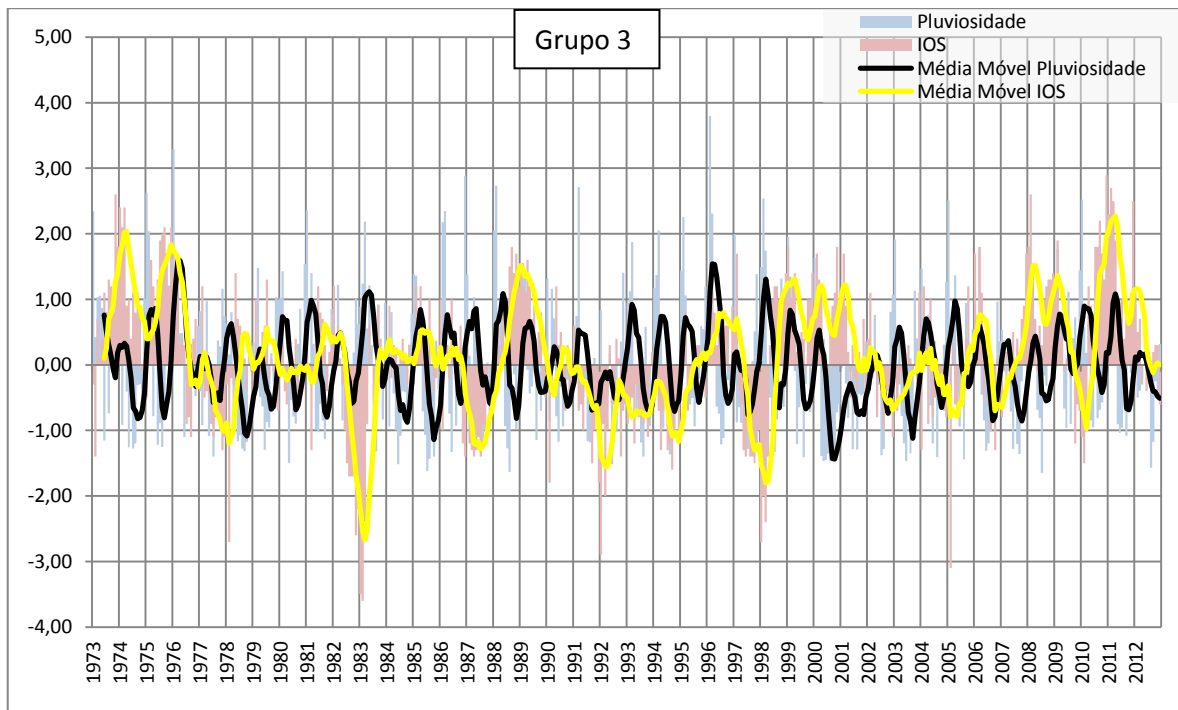


Figura 57. Relação entre dados mensais padronizados de pluviosidade e Índice de Oscilação Sul para o grupo 3. As curvas representam a média móvel de 6 meses para cada variável. Período 1973 a 2012. Elaborado pelo autor.

O litoral apresentou comportamento semelhante frente ao IOS em relação aos outros grupos do estado de São Paulo, embora tenha sido o grupo com comportamento mais diferente entre os cinco. Dois episódios em particular marcam essa diferença: primeiro em relação ao forte episódio de La Niña de 1974, quando o litoral foi o único grupo a não apresentar anomalias positivas significativas de pluviosidade nesse período. Segundo, foi o único grupo que apresentou anomalias negativas de pluviosidade para o evento ENOS de 1992. Há que se notar, entretanto, que apesar de negativas, tais anomalias formam um pico para cima, indicando ainda assim um aumento na pluviosidade relativa em resposta ao IOS.

O evento de El Niño de 1994/1995 na comparação se mostra particularmente interessante, uma vez que é o único evento moderado e/ou forte que é acompanhado de diminuição nos montantes de pluviosidade. Tal fato acontece em todas as comparações, sejam as dos postos individuais, sejam as das médias de cada grupo.

Outro ponto em comum entre os 5 postos pluviométricos destacados se refere aos eventos de 1982/1983 e 1997/1998, os mais fortes entre os registrados de 1973 a 2012. Tais eventos provocaram algumas das respostas mais expressivas do regime pluvial no estado de São Paulo: à excessão de alguns postos, o maior pico positivo da curva de pluviosidade ocorre justamente nos anos de maiores picos correspondentes ao El Niño.

Merece menção o evento do El Niño de 2009/2010, que é considerado de médio porte de acordo com o CPTEC/INPE (vide Figura 10), que utiliza a metodologia de classificação do El Niño baseada nas anomalias de TSM: com a utilização do IOS, tal evento pode ser classificado como forte e provocou resposta positiva significativa da pluviosidade em todos os casos estudados.

A maior parte da bibliografia referente aos impactos do ENOS no Brasil deixam bastante claro sua influência no Nordeste e Sul do Brasil: em anos de El Niño as chuvas tendem a diminuir no Nordeste e aumentar no Sul, em anos de La Niña geralmente ocorre o contrário.

A presente análise, porém, mostra que parece haver, de fato, influência na pluviosidade em anos de El Niño moderados e fortes no estado de São Paulo, o que é destacado por Nunes (1997) analisando outra série temporal. Adicionalmente, são realçados também os efeitos da La Niña, representados por valores positivos do Índice de Oscilação Sul e que são estudados em muito menor escala que o El Niño: anos de forte La Niña também mostram potencial para influenciar o comportamento da pluviosidade em São Paulo, já que em anos com fortes anomalias positivas do IOS, também pode-se observar anomalias positivas de pluviosidade em São Paulo.

Apesar de haver grau de relação entre ENOS e pluviosidade no estado de São Paulo, não se pode afirmar, entretanto, que o ENOS seja responsável pelas alterações no comportamento das chuvas em São Paulo ao longo dos últimos 40 anos. A evolução temporal do fenômeno, tanto quando analisada à partir da diferença da pressão atmosférica ao nível do mar (IOS) quanto à partir das anomalias de TSM (ENOS 3.4), não sugere que sua variabilidade esteja diretamente relacionada com as mudanças observadas na pluviosidade do estado.

3.4.2. Modo Anular Sul/Oscilação Antártica e possíveis influências na pluviosidade de São Paulo

Pscheidt e Grimm (2009) lembram que embora o ENOS possa realçar a pluviosidade extrema, existem modos de variabilidade não relacionados a ele e que podem modular significativamente a frequência de eventos extremos no Brasil.

A figura 58 mostra a relação entre as médias móveis de 12 meses para o SAM em relação aos 5 postos selecionados para as análises. A Figura 59, por sua vez, traz a mesma relação, porém para os 5 grupos de pluviosidade semelhante.

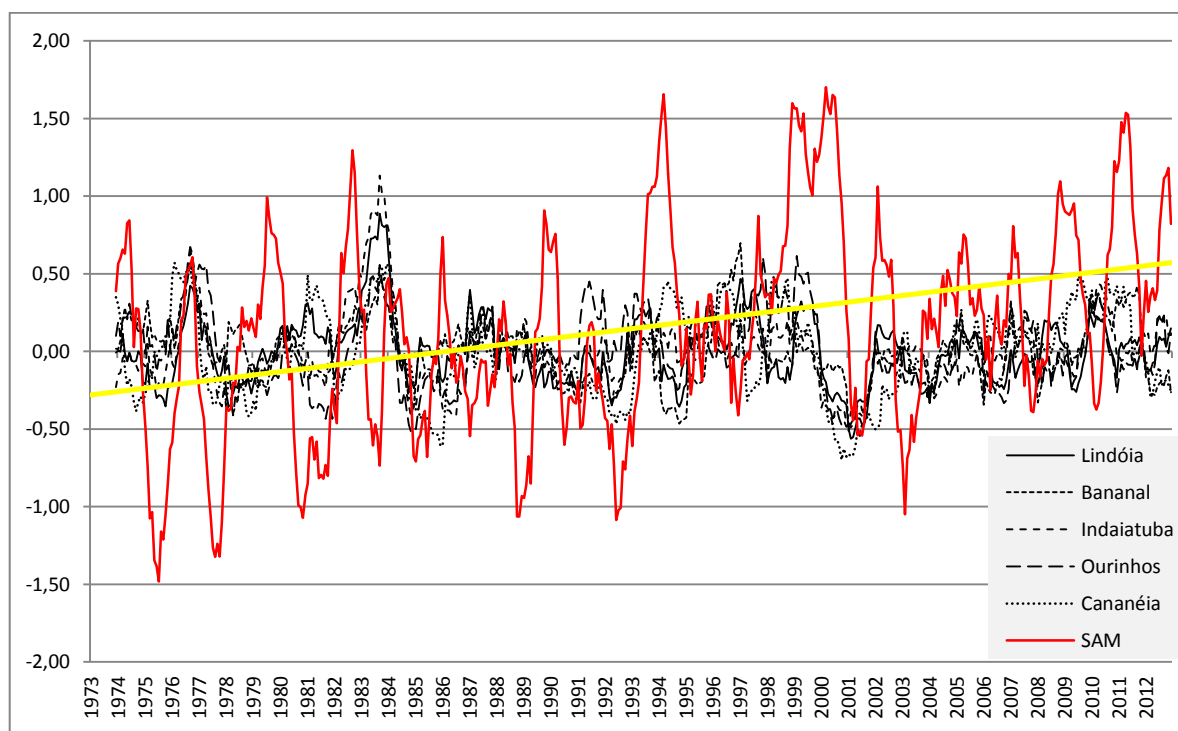


Figura 58. Médias móveis (6 meses) de pluviosidade dos cinco postos pluviométricos selecionados em relação à média móvel de 6 meses do índice SAM para o período de 1973 a 2012. Em destaque (amarelo), a linha de tendência de evolução do SAM. Elaborado pelo autor.

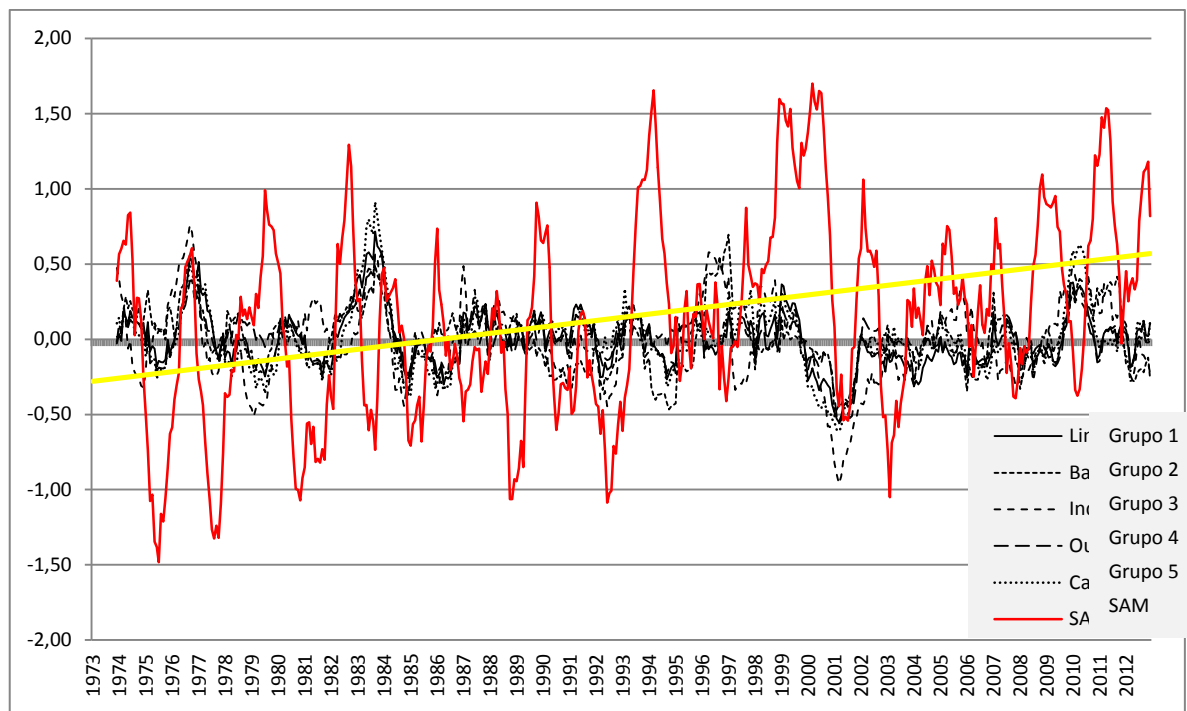


Figura 59. Médias móveis de pluviosidade (6 meses) dos cinco grupos da análise de agrupamentos em relação à média móvel de 6 meses do índice SAM para o período de 1973 a 2012. Em destaque (amarelo), a linha de tendência de evolução do SAM. Elaborado pelo autor.

Quanto ao Modo Anular Sul (SAM), tanto o coeficiente de correlação quanto a análise da relação das médias móveis não mostraram tendência clara de comportamento na comparação desse índice com a pluviosidade dos postos e grupos selecionados.

Diferentemente do que acontece com fenômenos fortes de El Niño, as variações do SAM não parecem exercer influência marcada na pluviosidade observada. Os picos positivos verificados nas curvas do índice do SAM ora coincidem com picos positivos nas curvas de pluviosidade, ora negativos. O inverso também ocorre: picos negativos do SAM coincidindo tanto com picos positivos quanto com picos negativos das chuvas. Assim, não se nota padrão definido de influência das variações do Modo Anular Sul na pluviosidade do estado de São Paulo.

Não se descarta, todavia, a possibilidade do SAM impactar de alguma maneira a pluviosidade da região. Porém, caso exista, tal influência tem papel significativamente menor que a do ENOS e, por isso, pode ter sido escamoteada por outros condicionantes climáticos que agregam à variabilidade pluvial.

Outros tipos de análises (AQUINO, 2012) mostram correlação entre variações do SAM e temperatura no sul da América do Sul. Na fase negativa do SAM ocorre maior frequência de ciclones extratropicais e frentes frias na região de latitudes médias; o contrário é esperado na fase positiva.

Variações deste índice podem desencadear processos atmosféricos em escala global, mas que dificilmente são perceptíveis na comparação direta com a pluviosidade. Apesar do SAM apresentar em geral valores maiores nos últimos 20 anos comparados aos primeiros 20 anos (1973 a 1992), a chuva em si não parece responder tão definidamente quanto o El Niño às variações do índice. Sua influência, documentada em estudos já citados, parece ser muito mais sutil.

Uma importante consideração acerca do comportamento de longo prazo do Modo Anular Sul se refere à sua tendência positiva ao longo do tempo. Nos últimos 20 a 30 anos da série temporal observa-se mais fases positivas do índice do que fases negativas; além disso, as fases positivas estão mais fortes do que anteriormente, e as fases negativas significativamente mais fracas.

Thompson e Solomon (2002) atentam para o fato de que o fortalecimento dos ventos de oeste em altas latitudes (associados às fases positivas do SAM) promove o decréscimo da incidência de Massas Polares – esse padrão estaria relacionado ao aumento da temperatura média na Península Antártica e América do Sul (MARSHALL et al., 2005).

Essa redução da penetração das massas de ar vindas do pólo, causada pela fase positiva do SAM a partir do fim da década de 1980, pode estar relacionada ao aumento da severidade dos extremos secos observados durante a estação sub-úmida a seca no estado de São Paulo, como evidenciado anteriormente pela análise dos parâmetros da distribuição gama associados à análise dos percentis de eventos extremos. Tal fato, entretanto, requer estudos posteriores específicos para completo conhecimento.

Gillett et al. (2006) apud Aquino (2012) apontam que o SAM encontra-se em tendência positiva recente e que resultados de simulações em modelos de circulação atmosférica sugerem o aumento na concentração de gases de efeito estufa como causa principal dessa tendência – o que vem sendo cada vez mais discutido por órgãos internacionais e nacionais, como o IPCC e CPTEC/INPE.

3.5. A Zona de Convergência do Atlântico Sul e as chuvas de verão em São Paulo

O sul e sudeste do Brasil são altamente vulneráveis à pluviosidade extrema, devido, sobretudo, à elevada densidade populacional e à influência de sistemas meteorológicos capazes de produzir chuvas intensas. A região sudeste, em especial o estado de São Paulo, está entre as áreas mais afetadas pelas chuvas extremas no verão e uma das razões é a atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul. A maior parte da precipitação

do estado está concentrada na estação úmida com início em outubro, como mostrado anteriormente, e pode causar, entre outros, inundações e deslizamentos, especialmente na área costeira.

A fim de compreender a influência desse sistema no comportamento pluviométrico do estado de São Paulo, o número de dias de ocorrência de ZCAS para cada ano da série histórica disponível foi comparado à média pluviométrica de cada posto selecionado e cada grupo proveniente da análise de *cluster*. Ambos estão representados nas Figuras 60 e 61, respectivamente.

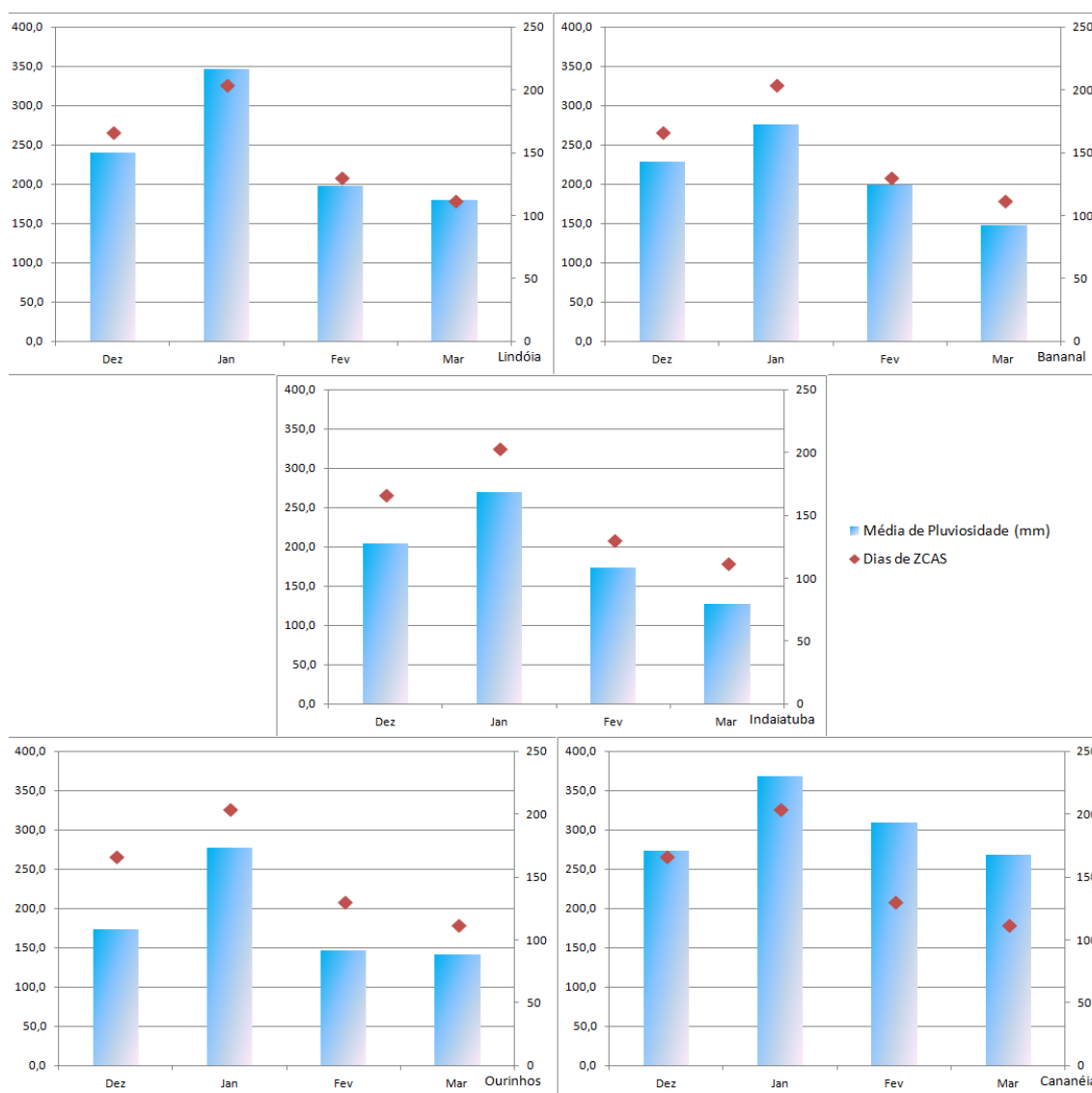


Figura 60. Relação entre a média pluviométrica (mm) dos 5 postos representativos da variabilidade pluviométrica do estado de São Paulo com o número de dias de ocorrências de ZCAS nos meses de verão. Elaborado pelo autor.

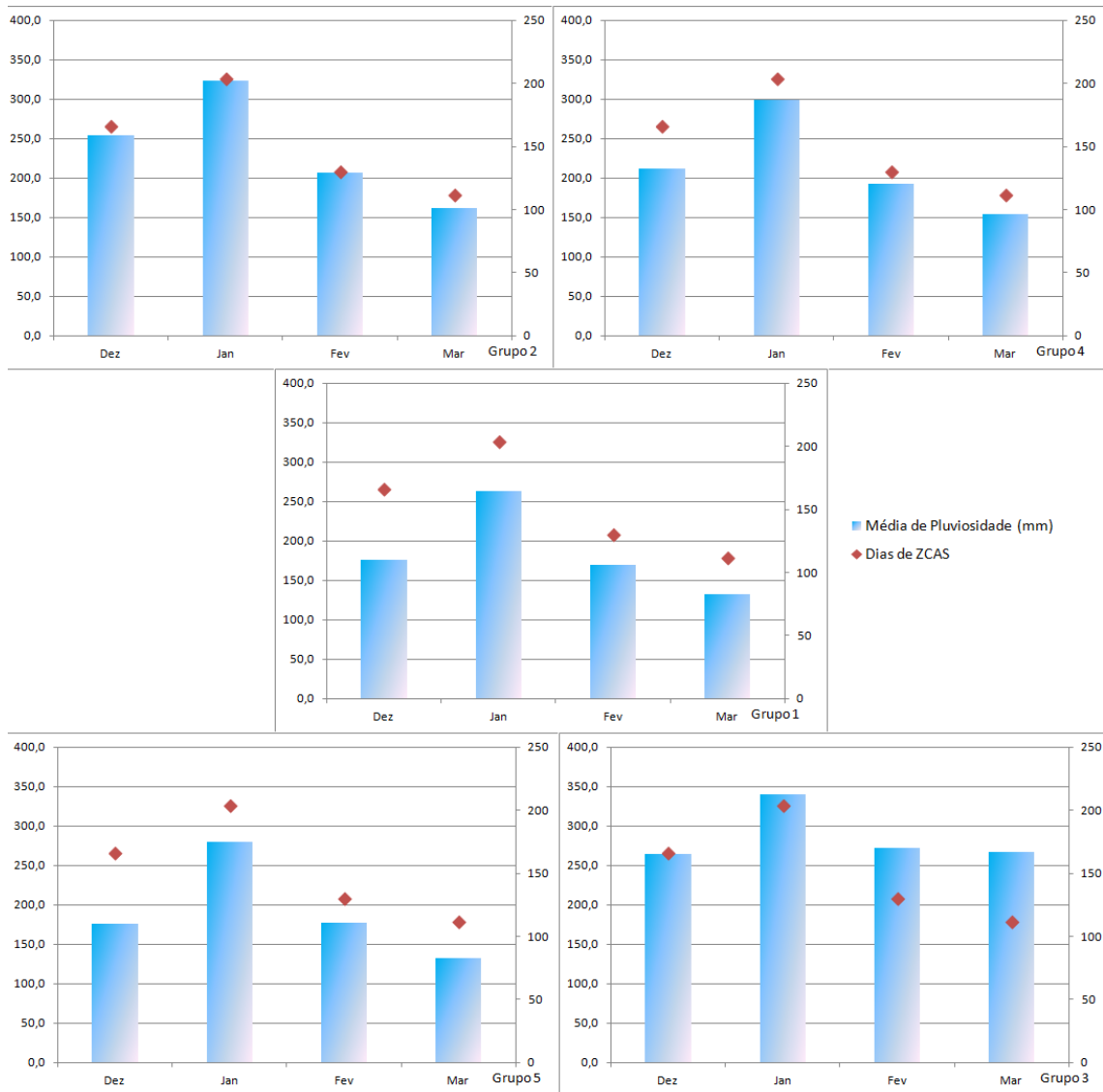


Figura 61. Relação entre a média pluviométrica (mm) dos 5 grupos derivados da análise de agrupamentos com o número de dias de ocorrências de ZCAS nos meses de verão. Elaborado pelo autor.

Da análise das figuras pode-se notar a elevada correlação entre pluviosidade e número de dias com ocorrência de ZCAS durante os meses de verão. Todos os exemplos aqui expostos mostraram maior média pluviométrica no mês de janeiro, justamente o mês em que se registrou o maior número de dias de ocorrência da Zona de Convergência do Atlântico Sul. Depois de janeiro, os meses com maior média pluviométrica registrada foram Dezembro, Fevereiro e Março, nessa ordem – com exceção de Cananéia, localizada no grupo 3, e o próprio grupo 3, onde a pluviosidade foi maior em fevereiro do que em dezembro. Novamente, coincidindo com a ordem dos meses de maior ocorrência de ZCAS.

Dada a elevada correlação entre pluviosidade na estação úmida de São Paulo com os dias em que a Zona de Convergência estava presente, claramente perceptível para o

período em que existem essas informações (a partir de 1996), é possível que alterações nos padrões de ocorrência desse sistema se atrelem a grande parte da variabilidade das chuvas nos meses de sua ocorrência.

Zilli et al. (2017) afirmam que uma vez que a ZCAS representa o mais importante fenômeno climatológico modulador da precipitação na região sudeste, uma possível explicação para a tendência positiva do total da pluviosidade sobre São Paulo seria uma mudança para o sudoeste do posicionamento da ZCAS em décadas recentes. Com base em Liebmann et al. (2004) e em cenários de mudanças climáticas discutidos por Jones e Carvalho (2013), esse autor sugere que tal deslocamento da posição da ZCAS já é detectável em série histórica.

A tendência positiva da pluviosidade no estado de São Paulo, bem como a tendência do número de dias de ocorrência de ZCAS estão representados na Figura 62.

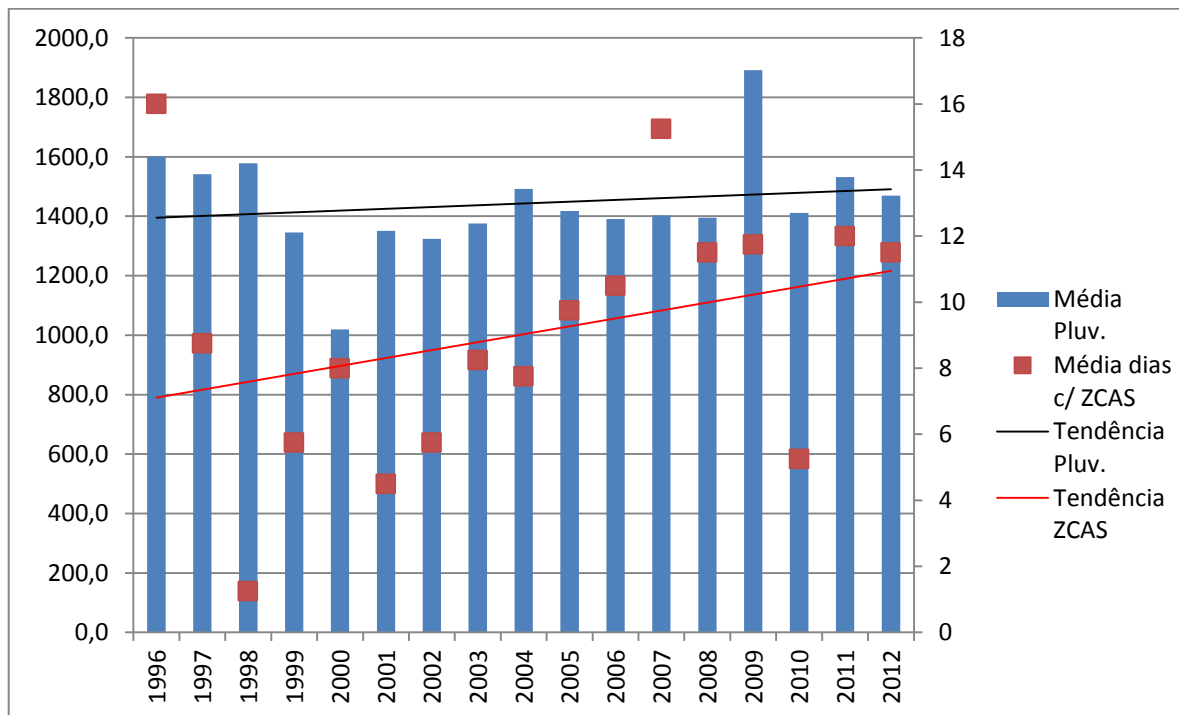


Figura 62. Pluviosidade média do estado de São Paulo (de acordo com os postos pluviométricos do estudo) comparada com o número de dias de ocorrência de ZCAS por ano, desde 1996. Em destaque as linhas de tendência para cada variável. Elaborado pelo autor.

A forte relação entre número de dias com presença de ZCAS e o total de pluviosidade nos meses em que ocorre, sugere que esse sistema seja o fator mais importante da dinâmica da pluviosidade em São Paulo e alterações na sua frequência ou intensidade devem impactar significativamente o regime pluvial do estado. Vale lembrar que à exceção do litoral e parte do sul de São Paulo, aproximadamente três quartos do total pluviométrico anual está concentrado nos meses de ocorrência da Zona de Convergência (vide Figura 5). Portanto, alterações na dinâmica da ZCAS carregam potencial para impactar nas chuvas de São Paulo como um todo, mesmo quando analisadas as contribuições das frentes e células convectivas.

4. CONCLUSÕES

Os resultados do estudo sinalizam que nos últimos anos houve alteração significativa dos padrões de distribuição das chuvas no estado de São Paulo, observadas tanto nos parâmetros da distribuição gama quanto no número de eventos extremos, definidos por classes de quantis, aspectos que não são passíveis de serem detectados por meio de análise dos totais pluviométricos.

O uso de postos pluviométricos com medições ponto a ponto complementa conclusões de estudos anteriores sobre as tendências observadas na pluviosidade em São Paulo, nos quais comumente são utilizadas grades de precipitação média com resolução relativamente esparsa.

A hipótese do estudo foi parcialmente comprovada. Em um primeiro momento foram, de fato, registradas mudanças nos padrões de variabilidade das chuvas em São Paulo no período de 1993 a 2012 em relação ao período de 1973 a 1992, entretanto, não é possível afirmar que essas mudanças estão diretamente relacionadas à variabilidade das teleconexões atmosféricas.

Os padrões atuais (1993 a 2012) da pluviosidade em São Paulo, em comparação com o período anterior (1973 a 1992), evoluíram no sentido de um aumento da irregularidade da distribuição das chuvas e do incremento do número de eventos extremos, tanto muito como pouco chuvosos. Nesse sentido, Dufek e Ambrizzi (2007) também apontam mudanças na intensidade da pluviosidade no estado de São Paulo em anos recentes; concluem que as chuvas recentes estariam concentradas em um menor número de dias e sugerem possíveis relações dessa mudança com a queima de biomassa, lançamento de aerossóis e mudanças no uso da terra.

Impactos severos em atividades humanas, como produção agrícola e gerenciamento de recursos hídricos e novos eventos de seca e inundações, podem resultar de novos extremos de pluviosidade, que são evidentes tanto na análise dos parâmetros da distribuição gama quanto na análise da evolução dos eventos extremos.

Alguns eventos naturais são registrados com maior frequência e, portanto, a sociedade se estruturaria de forma a absorvê-los, adaptando-se ao seu ritmo e considerando-os como habituais. Por sua vez, na maior parte dos casos um evento extremo acarreta impactos negativos, por se desenrolar de forma diferente da habitual, extrapolando a capacidade de absorção de suas consequências pela sociedade, que se encontra organizada com base nos parâmetros habituais para o local.

A intensificação da irregularidade da distribuição das chuvas aumenta a dificuldade de previsão relacionada ao regime pluvial, com importantes implicações nas atividades humanas, como gestão de recursos hídricos e planejamento agrícola, principalmente no que se refere às épocas ideais de plantio e colheita e ao planejamento da quantidade e frequência dos sistemas de irrigação. O incremento no número de eventos extremos, por sua vez, traz implicações, além das citadas acima, para as atividades de prevenção e mitigação de desastres naturais.

Vale salientar que, apesar de terem sido estudadas mudanças na pluviosidade com base em dados mensais e em blocos de 20 anos, trabalhos baseados no uso de dados de pluviosidade diária mostram tendências semelhantes às encontradas neste trabalho. Dufek e Ambrizzi (2007) observaram aumento do número de dias de elevada precipitação junto com o aumento do número de dias consecutivos sem chuva no estado de São Paulo – o que guarda relação com o exposto aqui: aumento na concentração das chuvas (representado pela diminuição do parâmetro de forma e aumento do parâmetro de escala). Nesse sentido, Zilli et al (2017) também apontam que tendências de aumento do total pluviométrico sazonal e da precipitação média diária estão relacionadas ao aumento na frequência e intensidade de eventos extremos em São Paulo. Da mesma maneira, Rampazo e Nunes (2017) notaram maior heterogeneidade na distribuição das precipitações diárias nas áreas que registram menores volumes pluviométricos, o que vai ao encontro das conclusões da presente investigação.

O aumento na quantidade de eventos extremos complementa a conclusão de que as chuvas em São Paulo estão mais concentradas no tempo. No período de 1973 a 1992, a pluviosidade média anual no estado foi de 1519,3mm, enquanto que no segundo período (1993 a 2012), esse número foi de 1452,0 mm: uma diferença de apenas 67,3mm. No entanto, ao longo dos 40 anos do estudo, observou-se um aumento de 10% na ocorrência de eventos extremos, secos e chuvosos. Tais resultados indicam que a distribuição da chuva está, de fato, mais concentrada em anos recentes, o que é refletido, também, no aumento (diminuição) dos valores dos limites percentis de eventos extremos chuvosos (secos) na maioria dos postos pluviométricos analisados.

Os principais controles climáticos sobre os fenômenos observados tendem a ser o controle latitudinal e sua influência na atividade das massas de ar atuantes em São Paulo e a proximidade com o oceano, uma vez que as características observadas da pluviosidade, bem como suas alterações no tempo, apresentam forte gradiente norte/sul, ou interior/litoral. Pode-se notar, também, a influência da orografia na formação desse gradiente interior/litoral.

A Análise de Agrupamentos, que resultou em uma regionalização das chuvas no estado de São Paulo, reflete a influência desses controles climáticos na região e a própria gênese das chuvas no estado. O fato dos *clusters* terem se organizado em grupos contínuos e no sentido norte-sul e litoral-interior, mesmo sem qualquer condicionante de proximidade espacial selecionada antes da análise, corroboram com essa conclusão.

Os grupos mostraram uma redução da pluviosidade nos meses de inverno na medida em que se posicionam no território de São Paulo, seguindo uma tendência de redução no sentido de sul a norte, ou seja, postos pluviométricos localizados no sul do estado de São Paulo formam grupos que contam com melhor distribuição das chuvas ao longo do ano, ao passo que os postos localizados mais ao norte formam grupos em que as chuvas são mais concentradas nos meses de verão. A exceção a esse comportamento corresponde ao grupo formado pelos postos pluviométricos dos municípios costeiros, uma vez que a proximidade com o oceano Atlântico confere a esta área pluviosidade elevada e constante ao longo de todo o ano.

No que se refere ao papel das teleconexões, dentre os índices estudados verificou-se que o Índice de Oscilação Sul tem a maior relação com as chuvas no estado de São Paulo. Em anos de grandes anomalias do IOS, tanto positivas (EL Niño) quanto negativas (La Niña), ocorrem anomalias positivas recíprocas de pluviosidade em todo o estado. Há que se notar que os anos com maiores anomalias de chuvas no estado de São Paulo correspondem aos períodos de maiores anomalias, normalmente negativas, do IOS, que, nesse caso, representam os eventos mais fortes do ENOS.

O Modo Anular Sul, por sua vez, não apresenta relação direta entre seu índice e a pluviosidade padronizada do estado, porém não se pode descartar sua possível influência no clima das regiões Sul e Sudeste do Brasil, uma vez que mudanças na sua fase estão relacionadas à ocorrência de frentes frias originadas nas altas latitudes do Hemisfério Sul e que, como mencionado anteriormente, têm papel importante na dinâmica das chuvas em São Paulo, como bem demonstrado por Aquino (2012).

A Zona de Convergência do Atlântico Sul também se mostrou fator fundamental em modular a precipitação em São Paulo, ao menos para os meses de janeiro a março – os mais chuvosos do ano, juntamente com outubro e novembro. Observou-se elevada correlação entre o número de dias com presença de ZCAS na Região Sudeste e os montantes registrados de pluviosidade nos meses de verão, em especial o mês de janeiro. A tendência de número de dias com ocorrência de ZCAS nos meses de janeiro a março é positiva ao longo da série histórica, o que pode guardar relação com a distribuição da pluviosidade em anos recentes. A

brevidade da série histórica disponível, contudo, não permite avaliar com clareza o grau da relação entre a variabilidade da ocorrência da ZCAS ao longo do tempo e a variabilidade das chuvas em São Paulo nos últimos 40 anos.

O fato dessas alterações terem se dado simultaneamente sobre todo o território de São Paulo, ou seja, não serem espacialmente pontuais, abre novas possibilidades de interpretação dessas modificações, além de condicionantes locais e regionais, sobretudo num contexto de mudanças climáticas globais.

Fica evidente, a partir do que foi exposto, que apesar da dinâmica local poder responder pela variabilidade observada, controles regionais ou globais também têm papel decisivo.

REFERÊNCIAS

- ACARINI, E.; AMARAL, G. Métodos estatísticos para agrupamento não hierárquicos de dados. **Boletim IG-USP**, série especial, n.13, 1992.
- AHRENS, B. Distance in spatial interpolation of daily rain gauge data. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.10, 2006.
- ALLEY, RB, MAROTZKE, J, NORDHAUS, WD, OVERPECK, JT, PETEET, DM, PIELKE JR. RA, PIERREHUMBERT, RT, RHINES, PB, STOCKER, TF, TALLEY,LD, WALLACE, JM. Abrupt Climate Change. **Science**, 299, 2005-2010, 2003.
- AMANAJÁS, J. C.; BRAGA, C. C. Padrões espaço-temporal pluviométricos na Amazônia Oriental utilizando análise multivariada. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.4, 2012.
- AMBRIZZI, T. El Niño/Oscilação Sul e teleconexões atmosféricas no hemisfério austral. **Tese de Livre-Docência**, São Paulo, Universidade de São Paulo, 2003.
- ANDRÉ, R. G. B.; MARQUES, V. S.; PINHEIRO, F. M. A.; FERRAUDO, A. S. Identificação de regiões pluviometricamente homogêneas no estado do Rio de Janeiro, utilizando-se valores mensais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.4, 2008.
- AQUINO, F. E. Conexão climática entre o Modo Anular do Hemisfério Sul com a Península Antártica e o Sul do Brasil. **Tese de Doutorado**, UFRGS, Porto Alegre, 2012.
- ARAKI, R. NUNES, L. H. Vulnerability associated with precipitation and anthropogenic factors in Guarujá City (São Paulo, Brazil) from 1965 to 2001. **Terrae - Geoscience, Geography, Environment**, v.3, n.1, 2008.
- BANHOLZER, S.; KOSSIN, J.; DONNER, S. The Impact of Climate Change on Natural Disasters. In: Z. Zommers and A. Singh (eds.) **Reducing Disaster: Early Warning Systems for Climate Change**. Springer: Dordrecht, 2014.
- BARGAOUI, K. K.; CHEBBI, A. Comparison of two kriging interpolation methods applied to spatiotemporal rainfall. **Journal of Hydrology**, v.365, n.1-2, 2009.
- BECKER, C. T. Determinação de regiões homogêneas de precipitação e temperatura no estado do Rio Grande do Sul. **Dissertação de Mestrado**, Campina Grande: Universidade Federal da Paraíba, 1992.
- BEN-GAI, T.; BITAN, A.; MANES, A.; ALPERT, P.; RUBIN, S. Spatial and temporal changes in rainfall frequency distribution patterns in Israel. **Theor. Appl. Climatol**, v.61, 1998.
- BENINSTON, M.; STEPHENSON, D. B. Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. **Global and Planetary Change**, v.44, 2004.
- BERTONI, J. C; TUCCI, C. E. M. Precipitação. In: TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: UFRGS, 2001.

BLAIN, G. C.; KAYANO, M. T.; CAMARGO, M. B. P.; LULU, J. Variabilidade amostral das séries mensais de precipitação pluvial em duas regiões do Brasil: Pelotas-RS e Campinas-SP. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.1, 2009.

BOMBARDI, R. J. Variabilidade do regime de monções da América do Sul: o clima presente e projeções para o século XXI. **Dissertação de Mestrado**, São Paulo, Universidade de São Paulo, 2008.

BOUROCHE, J. M.; SAPORTA, G. **Análise de dados**. Rio de Janeiro: Zahar Editores, 1992.

BRASIL. Agência Nacional de Águas – ANA. Superintendência da Gestão da Rede Hidrometeorológica. **Orientações para consistência de dados pluviométricos**. Brasília: ANA, SGH, 2012.

BROLLO, M. J.; FERREIRA, C. J. Indicadores de desastres naturais no estado de São Paulo. In: XI Simpósio de Geografia do Sudeste. **Anais...** Águas de São Pedro/SP, 2009

BUCENE, L. C.; ZIMBACK, C. R. L. Comparação de métodos de interpolação e análise espacial em dados de pH, em Botucatu-SP. **Irriga**, Botucatu, v.8, n.1, 2003.

CALBETE, N. O.; CALBETE, S. R.; ROZANTE, J. R.; LEMOS, C. F. Precipitações intensas ocorridas no período de 1986 a 1996 no Brasil. **Revista Climanálise Especial**: edição comemorativa de 10 anos, n. especial, 1996.

CANDIDO, D.H., NUNES, L.H. Influência da orografia na precipitação em uma porção do interior paulista. **Geosp**, v.24, 2008.

CANO, W. Raízes da concentração industrial em São Paulo. **Tese de Doutorado**, Campinas: Universidade Estadual de Campinas, 1975.

CARDOSO, A. O.; DIAS, P. L. S. Identificação de trimestres extremos no regime pluviométrico do sul e sudeste do Brasil e relação com anomalias da TSM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.1, 149-162, 2004.

CASTELLANO, M. S.; NUNES, L. H. Eventos Climatológicos Extremos na Cidade de Campinas (SP) no Período de 1991 a 2000. In: II Sibraden - Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais e Tecnológicos, 2007. **Anais...** Santos, 2007.

CASTELLANO, M. S. Extremos de chuva na Região Metropolitana de Campinas (SP): impactos, análise socioeconômica e políticas públicas. **Tese de Doutorado**, Campinas, Universidade Estadual de Campinas, 2016.

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; DA SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (orgs). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

CHAMBERS, L. E. South Australian rainfall variability and trends. **BMRC RESEARCH REPORT**, v.92, Bureau of meteorology, 2003.

CHAVES, R. R., SATYAMURTY, P. Estudo das condições regionais associadas a um evento de forte ZCAS em janeiro de 2003. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n.1, p. 134-140, 2006.

COSTA NETO, P. L. O. **Estatística**. São Paulo: Edgard Blucher, 1977.

CUNHA, C. N.; JUNK, W. J. Year-to-year changes in water level drive the invasion of *Vochysia* divergence in Pantanal grassland. **Applied Vegetation Science**, n.7, 2004.

DALE, R. F. **Applied Climatology**. Indiana: Purdue University, 1968.

DOURADO, C. S.; ÁVILA, A. M. H.; OLIVEIRA, S. R. M. Regionalização da precipitação no estado da Bahia por meio de técnicas de mineração de dados. XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia, **Anais...** Gramado/RS, 2012.

DOYLE, M. E.; BARROS, V. R. Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v.15, 3394–3410, 2002.

DESER, C.; ALEXANDER, M. A.; XIE, S-P.; PHILLIPS, A. S. Sea surface temperature variability: patterns and mechanisms. **Annual Review of Marine Science**, v.2, 115-143, 2010.

DIAZ A.F.; STUDZINSKI C.D.; MECHOSO C.R. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. **J. Climate**, 11: 251-271, 1998.

DRUMOND A.; NIETO R.; GIMENO L.; AMBRIZZI T. A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin. **J. Geophys. Res.**, 113, 2008.

DUFEK, A. S.; AMBRIZZI, T. Precipitation variability in São Paulo state, Brazil. **Theor. Appl. Climatol.**, v.93, 167-178, 2007.

EASTERLING, D.R.; GERALD A. MEEHL, G.A.; PARMESAN, C.; CHANGNON, S.A.; KARL, T.R.; MEARN, L.O. Climate Extremes: Observations, Modeling, and Impacts. **Science**, v. 289, 2000, p. 2068-2074.

EISCHEID, J. K.; PASTERIS, P. A.; DIAZ, H. F.; PLANTICO, M. S.; LOTT, N. J. Creating a serially complete, national daily time series of temperature and precipitation for Western United States. **Journal of Applied Meteorology**, v.39, 2000.

FARIAS, R. F. L.; ALVES, K. M. A. S.; NÓBREGA, R. S. Climatologia de ocorrência de eventos extremos de precipitação na mesoregião do Sertão Pernambucano. **Revista Geonorte (edição especial 2)**, v.1, n.5, 2012.

FERRAZ, S. E. T.; AMBRIZZI, T. Caracterização da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) em dados de precipitação. In: **XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Florianópolis. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006.

FERREIRA, N. J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M. A. F.; Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.1, 89-98, 2004.

FONTANA, D. C. Alterações micrometeorológica na cultura da soja submetida a diferentes regimes hídricos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.27, n.5, 1992.

GADGIL, S.; JOSHI, N. V. Climatic clusters of the Indian region. **Journal of Climatology**, v.3, 1983.

GLANTZ, M. H. Introduction. In: GLANTZ, M.H., KATZ, R. W., NEVILLE, N. (Ed.) **Teleconnection linking worldwide climate**. Cambridge: Cambridge University Press, 1991.

GREGORY, S. Patterns and intensities of marked rainfall-deficit conditions in the state of Maharashtra, India, during the summer (june-september) monsoon, 1871-1984. **Trans. Inst. Indian Geographers**, v.13, n.1, 1991.

GRIMM, A. M. The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences. **Journal of Climate**, v.16, 263-280, 2003.

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

HOCHRAINER, S. S.; PFLUG, G. C. Natural disaster risk bearing ability of governments: Consequences of kinked utility. **Journal of Natural Disaster Science**, v.31, n.1, 2009.

HUSAK, G. J.; MICHAELSEN, J.; FUNK, C. Use of the gamma distribution to represent monthly rainfall in Africa for drought monitoring applications. **International Journal of Climatology**, v.27, 2007.

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change. **Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability**, 2014. Online: <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg2/>.

ISON, N. T.; FEYERHERM, A. M.; DEAN BARK, L. Wet period precipitation and the gamma distribution. **Journal of Applied Meteorology**, v.10, 1971.

JAKOB, A. A. E. A krigagem como método de análise de dados demográficos. XIII Encontro da Associação Brasileira de Estudos Populacionais. **Anais...** Ouro Preto/MG, 2002.

JENKINS, K. Extreme Weather and Climate Change Cost Assessments. **Climatology & Weather Forecasting**, Editorial, 1, 20, 2013. 1: e104. doi:10.4172/2332-2594.1000e104

JURAS, J. Some common features of probability distributions for precipitation. **Theor. Appl. Climatol.**, v.49, 1994.

KATZ, R. W; BROWN, B. G. Extreme events in a change climate: variability is more important than average. **Climatic Change**, v. 21, 1992.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; DE SOUZA, R. A. F. Relations between ENSO and the South Atlantic SST modes and their effects on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v.33, 2008-2023, 2013.

KODAMA, Y. M.; 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 of Japan**, v.71, p.581–610, 1993.

KUNKEL, K.E., PIELKE Jr., R. A., CHAGNON, S.A. Temporal fluctuations in weather and climate extremes that cause economic and human health impacts: a review. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 80, n.6 p.1077-1098, 1999.

KUNKEL, K.E.; EASTERLING, D.E.; KRISTOVICH, D.A.R.; GLEASON, B.; TOECKER, L.; SMITH, R. Meteorological Causes of the Secular Variations in Observed Extreme Precipitation Events for the Conterminous United States. **Journal of Hydrometeorology**, 13, 1131-1141, 2012.

LANDIM, P. M. B. **Introdução aos métodos de estimação espacial para confecção de mapas**. Rio Claro: UNESP, 2000.

LEGATES, D. R. The effect of domain shape on principal component analyses. **International Journal of Climatology**, v.11, n.2, 1991.

LI, Z.; BRISETTE, F.; CHEN, J. Assessing the applicability of six precipitation probability distribution models on the Loess Plateau of China. **International Journal of Climatology**, 2013.

LIANG, L.; ZHAO, L.; GONG, Y.; TIAN, F.; WANG, Zhi. Probability distribution of summer daily precipitation in the Huaihe Basin of China based on gamma distribution. **Acta Meteorologica Sinica**, v.26, 2012.

LIMA, K. C.; SATYAMURTY, P.; REYES FERNÁNDEZ, J. P. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v.101, 121-135, 2009.

LIMA, K. C.; SATYAMURTY, P. Post-summer heavy rainfall events in Southeast Brazil associated with South Atlantic Convergence Zone. **Atmospheric Science Letters**. n. 11, p. 13-20, jan. 2010.

LIMBERGER, L. Variabilidade da vazão de regiões homogêneas da bacia hidrográfica amazônica brasileira: teleconexões com a temperatura da superfície do mar (TSM) de 1976-2010. **Tese de Doutorado**, São Paulo, Universidade de São Paulo, 2015.

LIU, Z.; ALEXANDER, M. Atmospheric bridge, oceanic tunnel and global climatic teleconnections. **Reviews of Geophysics**, v.45, 2007.

LOCZY, L.; LADEIRA, E. A. **Geologia estrutural e introdução à geotectônica**. Rio de Janeiro: Ed. Edgar Blucher/CNDT, 1976.

LOMBARDO, M. A. Ilha de calor na metrópole paulistana. **Tese de Doutorado**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1984.

LUCAS, T. Z. Chuvas persistentes e ação da Zona de Convergência do Atlântico Sul na região metropolitana de Belo Horizonte. **Dissertação de Mestrado**. Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais, 2007.

MAACK, R. Notas preliminares sobre clima, solos e vegetação do estado do Paraná. **Brazilian Archives of Biology and Technology**, Curitiba, n.3, 1946.

MALTE, J. Economics of extreme weather events: Terminology and regional impact models. **Weather and Climate Extremes**, 10, 29–39, 2015.

MALVESTIO, L. M. Variabilidade da precipitação pluviométrica da região sudeste do Brasil no período chuvoso e suas consequências ambientais. **Dissertação de Mestrado**. Campinas: Universidade Estadual de Campinas, 2013.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v.17, n.12, 2004.

MARENGO, J. A. ; NOBRE, C. A. ; SELUCHI, M.E ; CUARTAS, L. A. ; ALVEZ, L. M.; MENDIONDO, E.M ; OBREGON, GUILLERMO ; Sampaio, G. . Seca e a crise hídrica de 2014-2015 em São Paulo. **Revista USP**, v. 106, p. 31-44, 2015.

MARSHALL, G. J. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. **Journal of Climate**, v.16, 4134-4143, 2003.

MARSHALL, G. J.; ORR, A.; VAN LIPZIG, N. P.; KING, J. C. The impact of a changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula summer temperatures. **Journal of Climate**, v.19, 5388-5404, 2005.

MARTINS, J. A. Caracterização do regime pluviométrico no arco das nascentes do Rio Paraguai. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.4, 2011.

MC BEAN, G. Climate Change and Extreme Weather: A Basis for Action. **Natural Hazards**, 31, 177–190, 2004.

MICHAELIDES, S. C.; TYMVIOS, F. S.; MICHAELIDOU, T. Spatial and temporal characteristics of the annual rainfall frequency distribution in Cyprus. **Atmospheric Research**, 94, 2000.

MIRANDA, J. I. Espacializando a distribuição gama com sistema de informações geográficas: o caso precipitação. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento**, Embrapa Informática Agropecuária. Campinas, 2008.

MONTEIRO, C. A. F. **A dinâmica climática e as chuvas no estado de São Paulo: estudo geográfico sob forma de atlas**. São Paulo: Laboratório de Climatologia do Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, 1973.

MORAIS, A. R.; BOTELHO, V. A. V. A.; CARVALHO, L. G.; MUNIZ, J. A.; LAGE, G. Estimativa da precipitação provável em Lavras, MG, através da distribuição Gama. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.9, n.2, 2001.

MOREIRA, A. C. A técnica dos quantis como ferramenta para classificar os anos em muito secos, secos, normais, úmidos e muito úmidos para o Rio Grande do Sul. **Dissertação de Mestrado**, Pelotas: Universidade Federal de Pelotas, 2003.

NKEMDIRIM, L. C. On the frequency of precipitation-days in Calgary, Canada. **The Professional Geographer**, v.40, n.1, 1988.

NOBRE, C. A.; Marengo, J. A. ; Seluchi, M.E ; CUARTAS, L. A. ; ALVES, L. ; ALVEZ, L. M. . Some Characteristics and Impacts of the Drought and Water Crisis in Southeastern Brazil during 2014 and 2015. **Journal of Water Resource and Protection**, v. 8, p. 252-262, 2016.

NUNES, L. H. Distribuição espaço-temporal da pluviosidade no estado de São Paulo: tendências, variabilidade, processos intervenientes. **Tese de Doutorado**. São Paulo: Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, 1997.

NUNES, L. H. Seasonal changes in the rainfall pattern in São Paulo state, Brazil. In: INTERNATIONAL FORUM ON CLIMATE PREDICTION, AGRICULTURE AND DEVELOPMENT. **Proceedings...** New York, 2000.

NUNES, L.H. Critérios para a definição de eventos extremos – estudo de caso para o litoral central paulista. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CLIMATOLOGIA GEOGRÁFICA, 8. **Anais...** Uberlândia/MG, 2008.

NUNES, L.H. Mudanças climáticas, extremos atmosféricos e padrões de risco a desastres hidrometeorológicos. In: HOGAN, D.J., MARANDOLA Jr., E. (orgs.), **População e Mudança Climática**. Campinas, NEPO/UNICAMP, 2009.

O'BRIEN, K. L.; LEICHENKO, R. M. Winners and losers in the context of global changes. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 93, 2003.

OBREGON, G. O.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Rainfall and climate variability: long-term trends in the Metropolitan Area of São Paulo in the 20th century. **Climate Research**, v.61, n.2, 93-107, 2013.

OLIVEIRA, L. G. L.; PEREIRA, G.; CAMARGO, F. F.; GUERRA, J. B.; Comparação entre o método de interpolação linear e o método estatístico de krigagem para a geração de mapas de ilhas de calor através de sistemas de informação geográfica. III Simpósio Regional de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto. **Anais...** Aracaju/SE, 2006.

OLIVER, M. A.; WEBSTER, R. Kriging: a method of interpolation for geographical information systems. **International Journal of Geographical Information Systems**, v.3, n.4, 1990.

PANOFSKY, H. A.; BRIER, G. W. **Some applications of statistics to meteorology**. Pennsylvania: University Park, 1968.

PATT, AG; TADROSS, M; NUSSBAUMER, P; ASANTE, K; METZGER, M., RAFAEL, J; GOUJON, A., BRUNDRIT, G. Estimating least-developed countries' vulnerability to climate-related extreme events over the next 50 years. **Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS)**, 107 (4), 1333-1337, 2010.

PIELKE, R. A.; DOWTON, M. W. Precipitation and damaging floods: trends in the United States. **Journal of Climate**, v.13, n.20, 2000.

PSCHEIDT, I.; GRIMM, A. M. Frequency of extreme rainfall events in Southern Brazil modulated by interannual and interdecadal variability. **International Journal of Climatology**, v.29, 1988-2011, 2009.

QUADRELLI, R.; WALLACE, J. M. A Simplified Linear Framework for Interpreting Patterns of Northern Hemisphere Wintertime Climate Variability. **Journal of Climate**, v.17, 3728-3744, 2004.

QUADRO, M. F. L. Estudo de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul. **Dissertação de Mestrado**. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1994.

QUADRO, M. F. L.; PEZZI, L. P.; ROSA, E. B.; O climanálise e o monitoramento da ZCAS nos últimos 30 anos. **Revista Climanalise**, edição comemorativa 30 anos, 2016.

RAJCSZAK, J.; PALL, P.; SCHÄR, C. Projections of extreme precipitation events in regional climate simulations for Europe and the Alpine Region. **Journal of Geophysical Research: atmospheres**, 118, 3610–3626, 2013.

RAMPAZO, N.A.M., NUNES, L.H. Tendência da precipitação diária no estado de São Paulo a partir do Índice de Concentração (IC). SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 17, 2017. São Paulo, **Anais**, 2017.

RAUCH, A. F. **EPPOLS: and empirical method for predicting surface displacement due to liquefaction-induced lateral spreading in earthquakes**. Blacksburg: Virginia Polytechnic Institute and State University, 1997.

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

REBOITA, M. S.; KRUSHCE, N.; AMBRIZZI, T.; DA ROCHA, R. P. Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. **Terrae Didática**, v1, n8, p:34-50, 2012.

REBOITA, M. S.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T.; GOUVEIA, C. D. Trend and teleconnection patterns in the climatology of extratropical cyclones over the Southern Hemisphere. **Climate Dynamics**, v.45, n.7-8, 1929-1944, 2014.

RODRIGO, F. S. Changes in the probability of extreme daily precipitation observed from 1951 to 2002 in the Iberian Peninsula. **International Journal of Climatology**, v.30, 2010.

ROSS, J. L. S. Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia FFLCH/USP**, São Paulo, n.4, 1985.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. **Mapa Geomorfológico do estado de São Paulo**. São Paulo: Laboratório de Geomorfologia do Departamento de Geografia da FFLCH/USP, 1997.

SANT'ANNA NETO, J. L. A tendência da pluviosidade no estado de São Paulo no período de 1941 a 1993. **Boletim Climatológico**, ano 2, n.3, 1997.

SANTOS, B. B. O.; NUNES, L. H. Padrões de episódios pluviométricos e de ventos por Região Administrativa do estado de São Paulo, entre 1980 e 2009. In: XV Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada. **Anais...** Vitória/ES, 2013.

SARAIVA, J. M. B.; DIAS, P. L. S. Case study of intense cyclogenesis off the southern coast of Brazil: impacts of SST, stratiform and deep convection. **5th AMS Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography**, 1997.

SCHRÖDER, R. Distribuição e curso anual das precipitações no estado de São Paulo. **Bragantia**, Rio Claro, v.15, n.18, 1956.

SCHIPPER, L.; PELLING, M. Disaster risk, climate change and international development: scope for, and challenges to, integration. **Disasters**, v.30, 2006.

SETZER, J. **Contribuição para o estudo do clima no estado de São Paulo**. São Paulo: Escolas Profissionais Salesianas, 1946.

SHICKEDANZ, P. T.; KRAUSE, G. F. A test for the scale parameters of two gamma distributions using the generalized likelihood ratio. **Journal of Applied Meteorology**, v9, 1970.

SILLMANN, J.; ROECKNER, E. Indices for extreme events in projections of anthropogenic climate change, **Climatic Change**, 86, 2008.

SIMOLO, C.; BRUNETTI, M.; MAUGERI, M.; NANNI, T. Improving estimation of missing values in daily precipitation series by a probability density function-preserving approach. **International Journal of Climatology**, v.30, 2010.

SOUZA, J. L.; AMORIM, R. F. C.; CARVALHO, S. M. R.; PEREIRA, J. O.; CURI, P. R. Agrupamento de estações pluviométricas do estado de Alagoas, utilizando análise multivariada. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.7, n.2, 1992.

SOUZA, P.; CAVALCANTI, I. F. A. Atmospheric centres of action associated with the Atlantic ITCZ position. **International Journal of Climatology**, v.29, 2091-2105, 2009.

SOUZA, A.; FERNANDES, W. A.; GALVEZ, E. A.; GALVÍNCIO, J. D. Análise de agrupamento da precipitação e da temperatura no Mato Grosso do Sul. **Acta Geográfica**, Boa Vista, v.6, n.12, 2012.

TARIFA, J. R.; ARMANI, G. Unidades climáticas urbanas da cidade de São Paulo. In: **Atlas ambiental do município de São Paulo**, São Paulo: PMSP, 2000.

TEEGAVARAPU, R. S. V.; CHANDRAMOULI, V. Improved weighting methods, deterministic and stochastic data-driven models for estimation of missing precipitation records. **Journal of Hydrology**, v.312, 2005.

THOM, H.C. A note on the gamma distribution. **Monthly Weather Review**, v.86, 1958.

THOMPSON, D. W. J.; SOLOMON, S. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. **Science**, v.296, 895-899, 2002.

TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; AMARAL, R. **Desastres Naturais: conhecer para prevenir**. São Paulo: Instituto Geológico, 2009.

VASCONCELLOS, F. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Extreme precipitation over southeastern Brazil in the austral summer and relations with the southern hemisphere annular mode, **Atmospheric Science Letters**, v.11, 21-26, 2010.

VICENTE, A.K.; NUNES, L.H.. A influência do El Niño oscilação sul na precipitação da Região Metropolitana de Campinas-SP. SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA. **Anais...** São Paulo, 2005.

VICENTE, A. K. Eventos extremos de precipitação na Região Metropolitana de Campinas. **Dissertação de Mestrado**, Campinas: Universidade Estadual de Campinas, 2005.

VICTOR, M. A. M. et al. **Cem anos de devastação: revisitada 30 anos depois**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2005. 68p.

VINIKOV, K. Y.; GROISMAN, P. Y.; LUGINA, K. M. Empirical data on contemporary global climate changes (temperature and precipitation). **Journal of Climate**, v.3, 1990.

XAVIER, T. M. B. S.; XAVIER, A. F. S.; ALVES, J. M. B. **Quantis e eventos extremos: aplicações em ciências da terra e ambientais**. Fortaleza: RDS, 2007.

XAVIER, T. M. B. S.; XAVIER, A. S. F. Caracterização de períodos secos ou excessivamente chuvosos no estado do Ceará através da técnica dos quantis: 1964-1998. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.14, n.2, 1999.

WALLACE, J. M.; GUTZLER, D. S.; Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. **Monthly Weather Review**, april, 1981.

WANDERLEY, H. S.; CARVALHO, F. O.; AMORIM, R. C. F.; CAVALCANTI, J. R. A.; SANTOS, R. R. C. Análise geoestatística da precipitação para o estado de Alagoas. XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. **Anais...** Campo Grande/MS, 2009.

WEBSTER, M, GINNETTI, J, WALKER, P, COPPARD, D, KENT, R **The humanitarian costs of climate change**. Feinstein International Center, 2008.

WILKS, D. S. Maximum likelihood estimation for the gamma distribution using data containing zeros. **Journal of Climate**, v.3, 1990.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences: and introduction**. Academic Press: San Diego, CA, 1995

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

ANEXOS

Anexo A – Lista dos postos pluviométricos utilizados no estudo, classificados em ordem crescente de latitude.

Nº	Nome	Código	Latitude	Longitude	Altitude (m)
1	Santa Albertina	B7-013	20°02'	50°44'	410
2	Américo de Campos	B6-033	20°18'	49°46'	450
3	Icem	B6-001	20°20'	49°12'	430
4	Ituverava	B4-034	20°20'	47°46'	560
5	Valentim Gentil	B7-011	20°26'	50°04'	480
6	Pontalinda	B7-038	20°26'	50°32'	380
7	Barretos	B5-012	20°37'	48°46'	490
8	Onda Verde	B6-003	20°38'	49°20'	460
9	Morro Agudo	B5-004	20°44'	48°03'	540
10	Pereira Barreto	B8-001	20°44'	51°08'	350
11	Batatais	B4-040	20°53'	47°37'	860
12	Nipoa	B6-034	20°55'	49°47'	460
13	Araçatuba	B7-048	20°58'	50°41'	350
14	Tabapuã	B6-009	20°59'	49°01'	530
15	Pitangueiras	C5-040	21°03'	48°16'	520
16	Santo Antonio da Alegria	C4-001	21°06'	47°09'	820
17	Mendonça	C6-036	21°11'	49°35'	490
18	Valparaíso	C7-034	21°15'	50°52'	400
19	Monte Castelo	C8-008	21°18'	51°34'	330
20	Cândido Rodrigues	C5-073	21°20'	48°38'	600
21	Cravinhos	C4-032	21°20'	47°47'	720
22	Coroados	C7-024	21°21'	50°17'	410
23	Caconde	C3-014	21°32'	46°38'	880
24	Matão	C5-074	21°36'	48°21'	560
25	Luisiania	C7-064	21°42'	50°18'	420
26	Borborema	C5-082	21°42'	49°02'	420
27	São Carlos	C4-019	21°47'	47°47'	620
28	Emilianópolis	C8-026	21°50'	51°29'	340
29	Gavião Peixoto	C5-016	21°51'	48°30'	440
30	Guaranta	C6-051	21°53'	49°32'	450
31	Bastos	C7-062	21°55'	50°44'	440
32	Guaimbe	C6-071	21°55'	49°54'	440
33	São João da Boa Vista	C3-031	21°57'	46°48'	740
34	Pirassununga	C4-033	22°02'	47°25'	670
35	Dourado	D5-023	22°08'	48°19'	700
36	Garça	D6-018	22°12'	49°39'	680

37	Martinópolis	D8-041	22°15'	51°10'	430
38	Mirante do Paranapanema	D8-008	22°18'	51°55'	440
39	Pederneiras	D5-018	22°19'	48°53'	480
40	Rio Claro	D4-016	22°20'	47°29'	600
41	Echaporã	D7-046	22°26'	50°13'	680
42	Cabralia Paulista	D6-021	22°27'	49°19'	500
43	Lindóia	D3-014	22°31'	46°39'	680
44	Moji-Mirim	D3-009	22°31'	46°57'	590
45	Sandovalina	D8-004	22°31'	51°49'	300
46	Iepe	D8-013	22°40'	51°05'	380
47	Anhembi	D5-044	22°41'	48°07'	560
48	Bananal	D1-001	22°41'	44°19'	460
49	Lorena	D2-035	22°44'	45°05'	540
50	Botucatu	D5-019	22°49'	48°26'	780
51	Rio das Pedras	D4-068	22°52'	47°37'	615
52	Águas de Santa Bárbara	D6-006	22°53'	49°14'	560
53	Cândido Mota	D7-031	22°53'	50°20'	360
54	Joanópolis	D3-054	22°56'	46°16'	920
55	Ourinhos	D6-011	22°59'	49°50'	460
56	Itatiba	E3-015	23°01'	46°50'	780
57	Indaiatuba	E4-015	23°05'	47°13'	630
58	Avaré	E5-014	23°06'	48°55'	780
59	Caçapava	E2-034	23°08'	45°43'	620
60	Iperó	E4-019	23°20'	47°41'	540
61	Santa Isabel	E3-049	23°20'	46°14'	690
62	Ubatuba	E2-009	23°23'	45°07'	220
63	Mairinque	E4-043	23°26'	47°15'	810
64	Angatuba	E5-017	23°29'	48°25'	630
65	Salesópolis	E2-054	23°32'	45°51'	770
66	Taquarituba	E6-013	23°32'	49°14'	600
67	Itapetininga	E5-015	23°35'	48°03'	650
68	Caraguatatuba	E2-046	23°38'	45°26'	20
69	São Paulo	E3-035	23°39'	46°38'	780
70	Bertioga	E3-040	23°46'	46°07'	10
71	Pilar do Sul	E4-028	23°50'	47°39'	710
72	Guarujá	E3-043	23°57'	46°11'	3
73	Capão Bonito	E5-071	23°57'	48°25'	720
74	Itaberá	F6-003	24°03'	49°05'	680
75	Itariri	F4-006	24°16'	47°10'	50
76	Sete Barras	F4-025	24°17'	47°57'	30
77	Apiaí	F5-019	24°31'	48°51'	800
78	Iguape	F4-028	24°42'	47°34'	3
79	Cananéia	F4-029	24°56'	47°57'	7

Anexo B – Listagem dos postos pluviométricos com falhas corrigidas e o respectivo índice de correlação entre os postos.

Códigos dos Postos		Meses (Anos) corrigidos nos	Índice de
Substituído	Substituto	Postos Substituídos	Correlação
D6-006	E6-030	Ago (1980) - Abr (1981) - Jan/Fev (1991) - Nov/Dez (1999) - Mar (2000) - Jan (2006)	0,74
B6-033	B6-023	Fev/Mar (1973) - Abr (2000) - Mai (2011)	0,71
D5-044	D5-047	Jan (2007)	0,80
B5-012	B5-029	Set (2011)	0,92
B5-012	B5-024	Mar (2009)	0,70
B5-012	B5-062	Jul (1985)	0,86
C7-062	C7-054	Dez (2000) - Abr (2007)	0,83
C7-062	D8-041	Abr (2007)	0,79
B4-040	B4-005	Jan/Fev/Mar (2000)	0,74
B4-040	C4-075	Jul (2007) - Fev (2008) - Fev/Out/Dez (2009) - Out (2010)	0,76
B4-040	C5-040	Dez (2008/2010)	0,86
D6-021	D6-091	Ago/Nov (1973)	0,76
C3-014	C3-031	Dez (2008)	0,75
C5-016	C5-107	Jan (1990)	0,81
C6-071	C7-006	Jul (1983) - Jun/Jul (1989) - Nov (1999)	0,88
C6-051	C7-006	Jan (2007)	0,70
C6-051	C6-071	Dez (2005) - Nov/Dez (2006)	0,75
C6-051	C5-082	Fev (2007)	0,71
B6-001	B6-022	Ago (1991) - Out (2007) - Mai (2008)	0,72
B6-001	B6-030	Abr (2000) - Abr/Dez (2011)	0,70
D8-013	D7-036	Out (2010)	0,71
F4-028	F4-029	Mar (2012)	0,71
E4-019	E4-020	Abr (2002)	0,89
D3-054	E3-229	Out (1997/2000)	0,90
D3-014	D3-024	Abr (1992)	0,87
D2-035	D2-084	Fev (2000) - Dez (2010)	0,70
C7-064	C7-006	Dez (2010)	0,70
E4-043	E3-035	Nov (2012)	0,73
E4-043	E3-002	Abr/Mai/Jun/Jul/Ago/Set/Dez (2012)	0,78
C5-074	C5-016	Dez (2006) - Jan (2006)	0,70
D8-008	D8-004	Dez (2009) - Abr/Jun/Set/Nov/Dez (2011) Dez (2012)	0,81
D3-009	D4-068	Out (2009)	0,80
C8-008	C8-030	Mai/Dez (2000)	0,70
B6-003	B6-022	Mai/Jun/Jul (2007)	0,88
D8-004	D8-008	Jan/Fev/Mar (2000) - Mai (2006) -	0,74

		Mar (2007)	
E3-049	E3-099	Fev (2000) - Out (2006) - Jan (2011)	0,75
C4-019	C5-016	Fev (2007)	0,77
C4-001	B4-040	Jan (2011)	0,70
B7-011	B6-033	Jan (2009)	0,70
B7-011	B6-023	Out (2010) - Abr (2012)	0,73
E5-014	E6-030	Ago (2004) - Dez (2011)	0,84
D4-068	D3-009	Mar/jul/Out (2003) - Ago (2007)	0,80
D7-046	D7-031	Ago (1988) - Dez (1989) - Ago/Set/Dez (1990) - Dez (1991/1992)	0,77
D7-046	D7-036	Abr (1992) - Dez (1989)	0,70
E3-040	F4-028	Jul (2012)	0,70
E3-040	E2-046	Ago(2003/2012) - Abr (2012)	0,70
F4-029	F4-028	Fev (2009) - Jan (2010) - Abr (2011) - Jan/Fev (2012)	0,71
E2-046	F4-029	Set/Out (2012)	0,70
D1-001	E2-046	Fev (2012)	0,71
D1-001	E2-009	Nov (2010)	0,72
C5-082	C5-081	Nov/Dez (2007) - Jan a Dez (2008) - Jan/Fev/Abr (2009)	0,83
D5-018	C5-082	Abr (2000)	0,78
E5-071	F5-027	Ago (2012)	0,74
E5-071	E5-015	Nov (2004/2011)	0,71
B8-001	B8-011	Out/Nov (2010)	0,70
B8-001	C7-034	Dez (2010)	0,70
B7-038	B8-001	Dez (1973) - Abr (2008)	0,70
B7-048	C7-033	Fev (1985) - Abr (1987) - Dez (1979/1984)- Mar a Dez (2009) - Jan a Dez (2010) - Jan a Jun (2011)	0,81
B7-048	C7-034	Nov (2009/2010)	0,77

Anexo C – Postos pluviométricos e respectivos valores dos parâmetros de forma e escala para os períodos P1 e P2.

Nome	Forma P1	Forma P2	Escala P1	Escala P2
Santa Albertina	0,67	0,57	166,89	183,71
Américo de Campos	0,63	0,60	180,67	175,42
Icem	0,65	0,57	175,48	189,49
Ituverava	0,67	0,54	200,65	229,60
Valentim Gentil	0,65	0,63	181,23	161,89
Pontalinda	0,69	0,64	161,47	160,79
Barretos	0,66	0,57	184,21	193,26
Onda Verde	0,67	0,63	175,85	175,55
Morro Agudo	0,69	0,62	186,37	188,43
Pereira Barreto	0,79	0,69	132,25	145,52
Batatais	0,70	0,59	204,53	207,73
Nipoa	0,72	0,59	158,00	166,91
Araçatuba	0,74	0,70	145,30	162,77
Tabapuã	0,67	0,65	179,76	171,69
Pitangueiras	0,70	0,65	173,73	172,41
Santo Antonio da Alegria	0,74	0,67	199,15	210,48
Mendonça	0,74	0,68	161,10	158,87
Valparaíso	0,82	0,76	131,10	144,07
Monte Castelo	0,82	0,80	132,38	122,56
Cravinhos	0,79	0,64	181,99	195,76
Cândido Rodrigues	0,67	0,65	174,25	175,18
Coroados	0,83	0,66	130,95	150,96
Caconde	0,74	0,67	197,97	182,21
Matão	0,70	0,72	156,93	148,33
Luisiania	0,83	0,79	127,40	127,08
Borborema	0,71	0,66	157,04	155,94
São Carlos	0,73	0,70	179,55	168,11
Emilianópolis	0,94	0,89	111,09	109,73
Gavião Peixoto	0,79	0,71	153,39	157,38
Guaranta	0,79	0,78	150,47	136,37
Bastos	0,89	0,87	128,62	126,03
Guaimbe	0,81	0,81	138,39	126,56
São João da Boa Vista	0,87	0,77	148,19	160,58
Pirassununga	0,80	0,65	153,51	188,82
Dourado	0,81	0,77	156,49	154,55
Garça	0,95	0,87	138,23	137,89
Martinópolis	1,05	1,03	98,15	109,19
Mirante do Paranapanema	1,07	0,75	103,91	144,75
Pederneiras	0,96	0,81	177,83	137,03

Rio Claro	0,86	0,74	140,74	163,23
Echaporã	0,95	0,88	130,93	123,08
Cabrália Paulista	1,01	0,90	117,49	114,37
Lindóia	0,83	0,81	159,94	159,66
Moji-Mirim	1,02	0,81	117,15	148,23
Sandovalina	1,21	1,12	91,70	100,32
Iepe	1,12	1,11	110,08	100,42
Anhembi	0,93	0,87	122,03	126,36
Bananal	1,02	0,88	114,20	127,19
Lorena	1,08	0,89	103,42	117,42
Botucatu	0,98	0,83	137,77	138,50
Rio das Pedras	0,98	0,77	114,42	136,16
Águas de Santa Bárbara	1,18	0,97	98,46	119,03
Cândido Mota	1,09	1,13	109,83	106,64
Joanópolis	1,14	0,96	115,80	129,35
Ourinhos	1,14	1,10	104,53	109,27
Itatiba	0,95	0,91	123,93	123,21
Indaiatuba	0,95	0,92	114,03	116,69
Avaré	1,18	1,07	109,23	112,83
Caçapava	1,18	1,04	91,71	99,38
Iperó	1,08	1,04	103,78	96,95
Santa Isabel	1,22	1,13	95,07	104,95
Ubatuba	1,82	1,84	143,62	121,56
Mairinque	1,02	0,92	115,74	128,08
Angatuba	1,29	0,80	91,86	124,84
Salesópolis	1,56	1,29	63,17	83,78
Taquarituba	1,33	1,15	89,14	104,80
Itapetininga	1,20	1,23	95,60	88,30
Caraguatatuba	1,90	1,68	72,60	88,02
São Paulo	1,40	1,23	89,73	102,90
Bertioga	2,12	2,08	126,43	119,87
Pilar do Sul	1,29	1,25	90,00	87,64
Guarujá	2,28	2,27	82,33	75,34
Capão Bonito	1,68	1,31	66,75	88,13
Itaberá	1,63	1,43	72,99	85,56
Itariri	2,14	1,77	67,41	79,87
Sete Barras	2,17	1,86	85,19	105,89
Apiáí	2,44	1,97	51,26	67,87
Iguape	2,47	2,21	64,30	78,19
Cananéia	2,23	1,91	85,16	104,44