

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS
CENTRO DE RECURSOS HÍDRICOS E ESTUDOS AMBIENTAIS

DIEGO NARCISO BUARQUE PEREIRA

**Variabilidade Hidroclimática e o Ciclo Nodal Lunar: Estudo de Séries de
Precipitação da Região Hidrográfica do Paraná**

São Carlos - SP
2017

DIEGO NARCISO BUARQUE PEREIRA

Variabilidade Hidroclimática e o Ciclo Nodal Lunar: Estudo de Séries de Precipitação da Região Hidrográfica do Paraná

Dissertação de Mestrado apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências da Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. Assoc. Francisco Vecchia

São Carlos - SP
2017

AUTORIZO A REPRODUÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

P436v Pereira, Diego Narciso Buarque
Variabilidade Hidroclimática e o Ciclo Nodal Lunar: Estudos de Séries de Precipitação na Região Hidrográfica do Paraná / Diego Narciso Buarque Pereira; orientador Francisco Arthur da Silva Vecchia. São Carlos, 2017.

Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação e Área de Concentração em Ciências da Engenharia Ambiental -- Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, 2017.

1. Hidroclimatologia. 2. Ciclo Nodal Lunar. 3. Séries Pluviométricas. 4. Wavelet. I. Título.

FOLHA DE JULGAMENTO

Candidato: Engenheiro **DIEGO NARCISO BUARQUE PEREIRA.**

Título da dissertação: "Variabilidade hidroclimática e o ciclo nodal lunar: estudos de séries de precipitação na região hidrográfica do Paraná"

Data da defesa: 28.03.2017

Comissão Julgadora:

Resultado:

Prof. Associado **Francisco Arthur da Silva Vecchia**
(Orientador)
(Escola de Engenharia de São Carlos/EESC)

APROVADO

Prof. Dr. **Vandoir Bourscheidt**
(Universidade Federal de São Carlos/UFSCar)

APROVADO

Prof. Dr. **Luiz Carlos Baldicero Molion**
(Universidade Federal de Alagoas/UFAL)

APROVADO

Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Ciências da Engenharia Ambiental:

Prof. Associado **Frederico Fabio Mauad**

Presidente da Comissão de Pós-Graduação:
Prof. Associado **Luís Fernando Costa Alberto**

RESUMO

PEREIRA, D, N, B. **Variabilidade hidroclimática e o ciclo nodal lunar: estudo de séries de precipitação da região hidrográfica do Paraná.** 2017. 112 p. Dissertação (Mestrado em Ciências da Engenharia Ambiental). Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos.

Tendo em vista o papel que as chuvas exercem sobre águas continentais e a consequente disponibilidade hídrica para abastecimento, geração de energia, produção de alimentos e a dinâmica climatológica regional, o estudo de periodicidades nas variações em séries temporais pluviométricas têm impactos relevantes para o planejamento dos recursos hídricos. A precipitação, enquanto elemento do sistema climático, está em função de fatores internos e forçantes extraterrestres. Dentre estas, a força da gravidade da lua tem papel significativo como motor das marés oceânicas e sua influência na distribuição da massa e calor em escala global. Com o objetivo de identificar longos períodos de variação hidroclimática, esse trabalho investigou ciclos em escala decenal na variabilidade de seis séries longas de precipitação na região hidrográfica do Paraná no Sudeste Brasileiro, e sua potencial relação com o ciclo nodal de 18,6 anos. Para alcançar esse objetivo, além das análises estatísticas clássicas de dados, foi utilizado o filtro HP com o intuito de separar componentes de cíclicas e de longo prazo. Foi utilizada a metodologia de análise espectral de dados, como *Fourier* e a transformada em *wavelet*, que determina o poder das componentes dentro de uma série temporal. As análises estatísticas e o filtro HP foram importantes na visualização e detecção de períodos persistentes de desvios em relação aos valores médios. A ferramenta de transformada em *wavelet* apontou para robusta presença de periodicidades decenais em todas as séries, sendo as mais significativas 9 anos e 19 anos para todas as séries, com significância superior a 95%. Os resultados sugerem uma aparente anticorrelação, ou seja, o mínimo do ciclo nodal coincide com um incremento nos totais pluviométricos na região. Assim, essas informações da influência podem aprimorar a previsibilidade de condições hidrológicas interdecenais médias e aquelas variáveis socioeconômicas que são sensíveis à precipitação.

Palavras-chave: Ciclo Nodal Lunar; Séries Pluviométricas; Hidroclimatologia;
Wavelet;

ABSTRACT

PEREIRA, D, N, B. **Hydroclimatic variability and the lunar nodal cycle: analysis of precipitation series of the Paraná hidrographic region**. 2017. 112 p. Dissertação. (Mestrado em Ciências da Engenharia Ambiental). Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos.

Considering the role of rainfall on continental waters and resulting water availability for water supply, energy generation, food production and regional climatological dynamics, the study of periodicities in variations in rainfall time series has a relevant impact on resource planning Water resources. Precipitation, as an element of the climate system, is a function of internal factors and extraterrestrial forcing. Among these, the force of gravity of the moon plays a significant role as the motor of the ocean tides and its influence on the distribution of mass and energy on a global scale. In order to identify long periods of hydroclimatic variation, this work investigated decadal scale cycles in the variability of six long series of precipitation in the Paraná hidrographic region in southeastern Brazil, and its potential relation with the nodal cycle of 18.6 years. To achieve this goal, in addition to the classic statistical data analysis, the HP filter was used in order to separate components from cyclical/random and long term. We use the spectral data analysis methodology, such as Fourier and the wavelet transform, which determines the power of the components within a time series. Statistical analyzes and the HP filter were important in visualizing and detecting persistent periods of deviations from mean values. The wavelet transform analysis pointed to robust presence of decadal periodicities in all series, being the most significant 9 years and 19 years for all series, with significance higher than 95%. The results suggest an apparent anticorrelation, that is, the minimum of the nodal cycle coincides with an increase in the total rainfall in the region. Thus, this influence information can enhance the predictability of medium interdecadal hydrological conditions and those socioeconomic variables that are sensitive to precipitation.

KEY-WORDS: Nodal Lunar Cycle; Rainfall series; Hydroclimatology; Wavelet Transform.

SUMÁRIO

RESUMO	V
ABSTRACT.....	VII
SUMÁRIO	VIII
LISTA DE TABELAS.....	VIII
LISTA DE FIGURAS.....	IX
LISTA DAS ABREVIATURAS E SIGLAS.....	XIV
CAPÍTULO 1	- 1 -
1. Introdução	- 1 -
2. Objetivo	- 5 -
2.1. Objetivos específicos:.....	- 5 -
CAPÍTULO 2.....	- 6 -
3. Revisão Bibliográfica.....	- 6 -
3.1. O Sistema Climático	- 9 -
3.2. Variabilidade do Sistema Climático	- 12 -
3.2.1. Climatologia da América do Sul	- 20 -
3.3. Sistema Terra-Lua	- 22 -
CAPÍTULO 3.....	- 31 -
4. Dados e Procedimentos Metodológicos	- 31 -
4.1. Materiais e Área de estudo	- 31 -
4.1.1. Região Hidrográfica do Rio Paraná.....	- 31 -
4.1.2. Dados Pluviométricos.....	- 35 -
4.2. Tratamento dos Dados e Análise Estatística	- 38 -
4.2.1. Método dos Mínimos Quadrados	- 39 -
4.2.2. Coeficiente de Correlação Linear de <i>Pearson</i>	- 41 -
4.2.3. Filtro de Hodrick e Prescott.....	- 42 -
4.3. Análise Espectral dos Dados	- 45 -
CAPÍTULO 4.....	- 52 -

5. Resultados e Discussões.....	- 52 -
5.1. Análise Estatística Clássica.....	- 53 -
5.1.1. Est. A1: Estrela do Sul/MG	- 53 -
5.1.2. Est. B1: Guaxupé/MG	- 56 -
5.1.3. Est. C1: São Carlos/SP	- 58 -
5.1.4. Est. D1: Três Lagoas/MS.....	- 60 -
5.1.5. Est. E1: Ponta Grossa/PR	- 61 -
5.1.6. Est. F1: Foz do Iguaçu/PR.....	- 63 -
5.2. Análise Espectral das ST	- 65 -
5.2.1. Série Temporal A1	- 65 -
5.2.2. Série Temporal B1.....	- 68 -
5.2.3. Série Temporal C1.....	- 71 -
5.2.4. Série Temporal D1.....	- 73 -
5.2.5. Série Temporal E1	- 76 -
5.2.6. Série Temporal F1	- 78 -
CAPÍTULO 5	- 84 -
6. Conclusões	- 84 -
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	- 86 -
APÊNDICES.....	- 92 -

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Informações das estações pluviométricas selecionadas por sub-bacia hidrográfica.....	- 37 -
Tabela 2. Síntese dos resultados dos máximos coeficientes de Correlação de <i>Pearson</i> r (p -value) e Periodicidades dos ciclos presentes nas ST de acordo com a análise espectral.....	- 81 -
Tabela 3. Valores de lambda (λ) anual, trimestral e mensal e o ciclo de anos que são compatíveis.....	- 96 -

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Registros mensais de anomalia de TSM na região equatorial oeste (5° N – 5° S) (150° W – 90° W) do oceano Pacífico, conhecida como região Niño 3. Linhas tracejadas indicam a mudança de modo da ODP. - 16 -
- Figura 2.** Valores mensais do Índice da Oscilação Sul (SOI), que consiste diferença de pressão superficial entre o Taiti (17° S, 149° O) e Darwin na Austrália (12° S, 131° E)..... - 16 -
- Figura 3.** Esquemática da precessão dos nodos do plano de órbita da Lua. (Fonte: Ray,2007)..... - 24 -
- Figura 4.** Alcance da modulação de 18,61 anos expresso em porcentagem do alcance de maré. (Fonte: HAIGH; ELIOT; PATTIARATCHI, 2011). - 26 -
- Figura 5.** Unidades hidrográficas da RH Paraná e principais cidades (Fonte: ANA). . - 32 -
- Figura 6.** Aproveitamentos Hidrelétricos na RH Paraná (Fonte: ANA). - 34 -
- Figura 7.** Região hidrográfica do Rio Paraná e localização das estações climatológicas..... - 36 -
- Figura 8.** Representação de uma parábola de ajustamento. (Fonte: Siegel, 1993)- 40 -
- Figura 9.** Curva senoidal, representação da periodicidade do LNC. A linha tracejada representa a linha dos trópicos em $23,5^{\circ}$. A parte da curva que está acima desta linha representa a atuação da Lua fora dos trópicos e abaixo é a atuação dentro dos trópicos..... - 42 -
- Figura 10.** Análise da Oscilação Sul (OS) em (a) séries dos índices da OS (linha em cor cinza) e da tendência (preto) e em (b) série da parte cíclica/aleatória, extraídas com o filtro Hodrick-Prescott. (Fonte: Siqueira e Molion, 2015). - 44 -

Figura 11. Análise das ondeletas aplicada às séries (a) da tendência e (b) da parte cíclica/aleatória, obtidas após o tratamento da série dos índices da OS com o filtro HP (Figura 9) com respectivos Espectros de Potências e Espectro Global das Ondeletas. (Fonte: Siqueira e Molion, 2015).....	- 50 -
Figura 12. Pluviosidade total anual para a ST A1 , curva de ajustamento polinomial de grau 2.....	- 54 -
Figura 13. Análise da ST A1 em: a) série original (linha em cinza) e de tendência (em preto) e em b) a parte cíclica/aleatória, extraídas com o Filtro HP.	- 55 -
Figura 14. Pluviosidade total anual para a ST B1 , curva de ajustamento polinomial de grau 2.....	- 56 -
Figura 15. Análise da ST B1 em: a) série original (linha em cinza) e de tendência (em preto) e em b) a parte cíclica/aleatória, extraídas com o Filtro HP.	- 57 -
Figura 16. Pluviosidade total anual para a ST C1 , curva de ajustamento polinomial de grau 1.....	- 58 -
Figura 17. Análise da ST C1 em a) série da precipitação original (linha em cor cinza) e da tendência (preto) e em b) série da parte cíclica/aleatória, extraídas com o Filtro HP.....	- 59 -
Figura 18. Pluviosidade total anual para a ST D1 , curva de ajustamento polinomial de grau 2.....	- 60 -
Figura 19. Análise da ST D1 em: a) série original (linha em cinza) e de tendência (em preto) e em b) a parte cíclica/aleatória, extraídas com o Filtro HP.	- 61 -
Figura 20. Pluviosidade total anual para a ST E1 , curva de ajustamento polinomial de grau 1.....	- 62 -
Figura 21. Análise da ST E1 em: a) série original (linha em cinza) e de tendência (em preto) e em b) a parte cíclica/aleatória, extraídas com o Filtro HP.	- 63 -

Figura 22. Pluviosidade total anual para a ST **F1**, curva de ajustamento polinomial de grau 2. - 64 -

Figura 23. Análise da ST **F1** em: a) série original (linha em cinza) e de tendência (em preto) e em b) a parte cíclica/aleatória, extraídas com o Filtro HP..... - 65 -

Figura 24. Análise espectral da ST **A1** através da DFT. As faixas representam os períodos de 9,3 e 18,6, respectivamente. O poder dado em unidade de variância.- 66 -

Figura 25. Transformada em *Wavelet* para a série original do semestre hidrológico da ST **A1** em a) EPO da série e em b) EGO da série. - 67 -

Figura 26. Análise de WT aplicada às séries a) e b) de tendência e c) e d) da parte cíclica/aleatória, após o tratamento da ST **A1** com o filtro HP, com os respectivos EPO (esquerda) e EGO (direita). - 68 -

Figura 27. Análise espectral da ST **B1** através da DFT. As faixas representam os períodos de 9,3 e 18,6, respectivamente. - 69 -

Figura 28. Transformada em *Wavelet* para a série original anual da ST **B1** em a) EPO da série e em b) EGO da série. Os contornos em (a) e a linha tracejada em (b) indicam significância estatística superior a 95%. - 70 -

Figura 29. Análise de WT aplicada às séries a) e b) de tendência e c) e d) da parte cíclica/aleatória, após o tratamento da ST **B1** com o filtro HP, com os respectivos EPO (esquerda) e EGO (direita). - 70 -

Figura 30. Análise espectral da ST **C1** através da DFT. As faixas representam os períodos de 9,3 e 18,6, respectivamente. O poder dado em unidade de variância.- 71 -

Figura 31. Transformada em *Wavelet* para a série original anual da ST **C1** em a) EPO da série e em b) EGO da série. - 72 -

Figura 32. Análise de WT aplicada às séries a) e b) de tendência e c) e d) da parte cíclica/aleatória, após o tratamento da ST **C1** com o filtro HP, com os respectivos EPO (esquerda) e EGO (direita). - 73 -

Figura 33. Análise espectral da ST **D1** através da DFT. As faixas representam os períodos de 9,3 e 18,6, respectivamente. O poder dado em unidade de variância.- 74 -

-

Figura 34. Transformada em *Wavelet* para a série original do semestre hidrológico da ST **D1** em a) EPO da série e em b) EGO da série..... - 74 -

Figura 35. Análise de WT aplicada às séries a) e b) de tendência e c) e d) da parte cíclica/aleatória, após o tratamento da ST **D1** com o filtro HP, com os respectivos EPO (esquerda) e EGO (direita). - 75 -

Figura 36. Análise espectral da ST **E1** através da DFT. As faixas representam os períodos de 9,3 e 18,6, respectivamente. O poder dado em unidade de variância.- 76 -

-

Figura 37. Transformada em *Wavelet* para a série original do semestre hidrológico da ST **E1** em a) EPO da série e em b) EGO da série..... - 77 -

Figura 38. Análise de WT aplicada às séries a) e b) de tendência e c) e d) da parte cíclica/aleatória, após o tratamento da ST **E1** com o filtro HP, com os respectivos EPO (esquerda) e EGO (direita). - 78 -

Figura 39. Análise espectral da ST **F1** através da DFT. As faixas representam os períodos de 9,3 e 18,6, respectivamente. O poder dado em unidade de variância.- 79 -

-

Figura 40. Transformada em *Wavelet* para a série original anual da ST **F1** em a) EPO da série e em b) EGO da série. - 79 -

Figura 41. Análise de WT aplicada às séries a) e b) de tendência e c) e d) da parte cíclica/aleatória, após o tratamento da ST **F1** com o filtro HP, com os respectivos EPO (esquerda) e EGO (direita)..... - 80 -

LISTA DAS ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA – Agencia Nacional de Águas;

AS – América do Sul

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia;

TSM – Temperatura Superficial do Mar;

LNC – Ciclo Nodal Lunar de 18,6 anos;

MJO – Oscilação de Maden-Julian;

ENOS – El Niño Oscilação Sul

ODP – Oscilação Decadal do Pacífico

ST – Série(s) Temporal(is);

DFT – Transformada Discreta de Fourier

WT – Transformada em *Wavelet*/Ondeletas;

EPO – Espectro de potência de *Wavelet*;

EGO – Espectro Global de *Wavelet*;

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul.

CAPÍTULO 1

A Lua descreve uma órbita ao redor da Terra no plano inclinado da elíptica; o Sol força o polo dessa órbita a girar em torno do plano da elíptica uma vez a cada 18,61 anos, de modo que a inclinação do plano de órbita da Lua para o equador terrestre varia entre $18,19^\circ$ e $28,35^\circ$. A declinação da Lua, conseqüentemente muda a cada passagem em torno de sua órbita entre valores máximos norte e sul. Essa declinação interfere na atuação da gravidade sobre os oceanos e dá origem as “marés oceânicas nodais”. Por sua vez, essas marés mudam os padrões de circulação e mistura vertical e horizontal do oceano e atmosfera sobreposta, suas características física e conseqüente sua redistribuição de calor e massa. O Ciclo Nodal Lunar (LNC) pode fazer com que a atuação fenômenos de circulação atmosférica se intensifiquem ou enfraqueçam em diferentes fases do ciclo, podendo influenciar significativamente os regimes hidroclimatológicos de diferentes regiões da Terra.

1. Introdução

Um dos grandes problemas enfrentados pelo homem diz respeito à distribuição espacial e temporal das precipitações, pois a água é o elemento indispensável para as atividades humanas, e a sua falta ou excesso podem causar grandes transtornos às populações.

Uma vez que a precipitação continental é considerada como a entrada do ciclo hidrológico, o estudo de sua distribuição espaço-temporal tem extrema importância sendo o conhecimento dos padrões de precipitação em determinada região uma ferramenta facilitadora no gerenciamento das atividades humanas, podendo ser utilizado: no planejamento na agricultura (índices climáticos podem ser usados para o manejo da irrigação ou correlacionado ao conteúdo de matéria orgânica do solo) e na pecuária; no planejamento de projetos e operação de obras de abastecimento de água e/ou geração de energia; para potencializar a previsão de anomalias de chuva e antecipar períodos de maior ou menor ocorrência.

A quantidade e a qualidade das águas no planeta sempre foram essenciais para manter os ciclos de vida, a biodiversidade dos organismos e a sobrevivência humana. Quantidade de água disponível e qualidade adequada são componentes fundamentais para a economia regional, continental e mundial (Tundisi, 2003). A constante circulação de água dos oceanos para a atmosfera e de volta para os oceanos – com temporária residência na forma de vida, corpos de água doce, acumulação de gelo, ou como água subterrânea – é chamado de ciclo hidrológico ou simplesmente ciclo da água.

O processo de evaporação, condensação, e precipitação são essencialmente fenômenos climáticos; o papel desses processos no ciclo da água seria simples se não fosse a constante troca de energia e movimento entre os fluidos oceano-atmosfera.

As correntes oceânicas movem grandes quantidades de água e calor ao redor do mundo. Esse padrão de circulação oceano-atmosfera tem uma influência sobre a distribuição de massa e conseqüentes manifestações no ciclo hidrológico que, juntamente com fatores geomorfológicos, definem o clima de uma determinada região.

As oscilações do clima que possibilitaram tanto o surpreendente desenvolvimento da vida no planeta quanto a destruição decorrente de fenômenos naturais, ainda causam perplexidade às repercussões que os elementos do clima exercem sobre a vida (SANT'ANNA NETO E ZAVATTINI, 2000).

É importante deixar claro a distinção entre tempo e clima. Tempo é definido como estado instantâneo detalhado das variáveis atmosféricas e com a evolução diária de individuais sistemas sinóticos. Por outro lado, o clima pode ser considerado como o “tempo médio”, complementado com o monitoramento da variabilidade dos elementos e com informações da ocorrência de eventos extremos.

De acordo com Conti (2000), a maioria dos fatores responsáveis pelos processos de mudanças climáticas são de ordem natural, relacionados com parâmetros orbitais da terra, a frequência de rotação, a intensidade de radiação solar, a quantidade de poeira atmosférica, destacando-se, também, o decréscimo de salinidade do Atlântico Norte, as alterações oceânicas e a complexidade do sistema interativo Terra-Oceano-Atmosfera.

Uma variabilidade climática em escala temporal decenal pode ter um substancial impacto socioeconômico numa específica região onde a oscilação é significativamente observada. A oscilação climática bidecenal é conhecida na região do Pacífico Norte, no Atlântico, na África e na América do Sul em escala interdecadal (COOK; MEKO; STOCKTON, 1997; COMPAGNUCCI; AGOSTA; VARGAS, 2002; OSAFUNE; YASUDA, 2006; MCKINNELL; CRAWFORD, 2007; AGOSTA, 2014).

A existência de ciclos ou periodicidades aparentes nas séries temporais longas de variáveis meteorológicas, auxilia no entendimento dos processos físicos que controlam o clima e os ciclos identificados, eventualmente, servem como prognosticadores do clima regional (SIQUEIRA; MOLION, 2015).

A Declaração do Milênio das Nações Unidas cita a compreensão da variabilidade climática como sendo de fundamental importância nas suas metas de desenvolvimento socioeconômico e ambiental, dentre as quais pode se destacar o reforço da resiliência e da capacidade de adaptação às variações climáticas (ONU, 2015). Nesse sentido, a compreensão de mecanismos de interação no sistema hidroclimatológico e os seus diferentes efeitos e influências fortalece o poder de adaptabilidade, contribui para construção de resiliência e reduz a vulnerabilidade social a eventos climáticos naturais.

Assim, o conhecimento das forçantes climáticas e a busca por um entendimento de um ciclo de precipitação decenal e aparecem como uma ferramenta imprescindível para gestão dos recursos hídricos, visto que diversos setores tais como o agrícola, o energético, os de segurança e saúde pública, dentre outros, necessitam dessas informações para seus planejamentos.

O monitoramento da precipitação por meio dos postos pluviométricos é importante ao fornecer dados para o planejamento de diversas atividades, como a geração de energia, para consumo humano e principalmente para irrigação devido às características agrícolas do Brasil. Essa importância aumenta à medida que a região hidrográfica do Paraná possui o maior desenvolvimento econômico do país, o maior potencial hidroelétrico e a maior demanda hídrica para abastecimento da indústria e para irrigação.

No Brasil, quando comparado com outras regiões do continente sul americano, as Regiões Sul e Sudeste apresentam um considerável número de estações meteorológicas com séries temporais que permitem adicionar informações extremamente relevantes ao tema de variabilidade climática.

Esse estudo procura contribuir para uma melhor compreensão da dinâmica climatológica/hidrológica em larga escala temporal (interdecenal) das séries históricas pluviométricas utilizadas.

Propicia, também, informações importantes para a redução da vulnerabilidade hídrica em relação as adversidades meteorológicas inerentes ao clima, uma vez que identificam-se oscilações marcantes presentes na variabilidade da precipitação na região brasileira da Bacia do Paraná.

2. Objetivo

O objetivo deste trabalho é analisar a potencial influência do ciclo nodal lunar de 18,6 anos, com o uso de séries históricas pluviométricas na região sul-sudeste do Brasil, na região hidrográfica do Paraná, a partir da investigação da variabilidade hidroclimática em escala interdecenal.

2.1. Objetivos específicos:

- Investigar a periodicidade decenal em séries históricas de precipitação da região;
- Correlacionar a variabilidade da precipitação na área de estudo com o ciclo nodal.
- Determinar a componente decenal na variação das séries temporais.
- Avaliar a utilização de metodologias de tratamento e técnicas de análise de frequências (análise espectral) em séries pluviométricas.

CAPÍTULO 2

Neste capítulo, são apresentadas as principais referências bibliográficas da área e os conceitos fundamentais relacionado às ciências hidrológicas e climatológicas e união dessas duas ciências fortemente correlacionadas, dependentes e complementares: Hidroclimatologia. A primeira parte destina-se a abordagem sobre o sistema climático, seus componentes, teleconexões, interação ar-mar e a inter-relação com a água, o ciclo hidrológico. Também são apresentados os principais modos de oscilações conhecidas e extensamente discutidas na literatura. Por último, foi levantada uma extensa revisão do estado da arte a respeito da atuação e influências do ciclo de marés nodais e suas influências no sistema climático terrestre.

3. Revisão Bibliográfica

A maioria dos sistemas naturais, como a atmosfera, oceanos e biosfera, são conhecidos como sistemas *abertos*, uma vez que há fluxos entre os sistemas e são sustentados pelo continuo suprimento e remoção de matéria e energia. Eles podem atingir uma condição de estado estacionário no qual as propriedades são invariantes ao longo de um intervalo de tempo, apesar de sofrerem oscilações devido a existência de fluxos através das fronteiras.

De acordo com Peixoto e Oor (1991), sistemas abertos podem ser classificados em três principais categorias: *decadente*, *cíclico*, *sistemas flutuantes de forma aleatória*. Sistemas decadentes ou dissipativos consomem sua própria massa ou energia, ou ambos (ex.: escoamento de um rio durante uma época seca). Sistema cíclico segue um comportamento regular oscilatório imposto (ex.: sistemas forçados por ciclos diários ou anuais). Sistemas flutuantes aleatórios mudam de um modo irregular com flutuações imprevisíveis em tempo e tamanho (ex.: fluxos turbulentos na atmosfera).

Sistemas em cascatas são importantes na natureza, pois são a sequência de subsistemas abertos que são conectados dinamicamente por uma cascata de

matéria ou energia de modo que a saída de um subsistema se torna a entrada do próximo subsistema.

As características e o comportamento físico de vários subsistemas em um sistema composto podem variar substancialmente em tempo e espaço. É conveniente considerar separadamente um subsistema ou a combinação de subsistemas com similar (mas não idêntico) comportamento (ex.: os oceanos e a atmosfera). Esses formam um sistema *interno* que é incorporado em um sistema *externo* de subsistemas remanescentes e o *ambiente*. Através das condições de fronteiras o sistema externo pode influenciar o comportamento do sistema interno levando a um ajustamento forçado das propriedades internas do sistema, chamado de *forçante externa* (PEIXOTO; OORT, 1991).

Um sistema aberto, sujeito a flutuações aleatórias de mudanças nas condições de fronteira, apesar de se mostrar complexo, tem nessa mesma complexidade a base para uma bem-sucedida análise por meio de aproximações estatísticas. É importante ter em mente que, quando se quer descrever uma situação do ponto de vista estatístico, é sempre necessário considerar uma série de eventos independentes entre si e que representam o estado do sistema.

A hidrosfera, que cobre aproximadamente três quartos da superfície terrestre, está em constante movimento em diferentes escalas espaciais e temporais.

Associado a grande inércia térmica da água, o movimento é um dos principais mecanismos pelo quais o oceano contribui para o clima e sua variabilidade. Propriedades adquiridas em uma determinada região são transportadas horizontalmente e verticalmente pela circulação oceânica em grande escala, reduzindo as diferenças regionais e contribuindo para atenuar os efeitos da alteração na atmosfera. Em escala planetária e em períodos de tempo longos, as principais forçantes do movimento do mar são o arrasto do vento na superfície, a gravidade, as variações de elevação da superfície e os gradientes de densidade resultantes das diferentes distribuições de temperatura e salinidade.

Como consequência de sua grande área, a maior parcela da radiação solar que atinge o globo incide sobre o oceano e é absorvido por ele. Devido sua larga massa e alto calor específico, o oceano constitui um enorme reservatório de

armazenamento de energia. A energia absorvida pelo oceano resulta em uma relativa pequena mudança de temperatura da superfície quando comparado com mudanças que acontecem sobre o continente.

Devido a sua inércia térmica, os oceanos atuam como *buffers* ou reguladores de temperatura. Uma vez que os oceanos são mais densos que a atmosfera, apresentam uma alta inércia mecânica e uma estratificação mais proeminente. A parte superior dos oceanos é mais ativa, contém uma camada de mistura com uma espessura que varia de 100 a 1000 metros (PEIXOTO; OORT, 1991).

O oceano mostra uma circulação muito mais lenta do que a atmosfera. Eles formam giros de circulação quase-horizontal semelhantes as correntes oceânicas e lentas reviravoltas termoalinas (i.e., reviravolta que são devido a densidade associada com mudanças na temperatura e salinidade). Em menor escala, a circulação também mostra turbilhões, mas a turbulência é bem menos perceptível do que na atmosfera. O tempo de resposta do oceano varia dentro de uma ampla escala temporal que se estende de semanas a meses na camada superior de mistura nas sessões na termoclina (encontrada até algumas centenas de metros) para centenas de anos e até um milênio em oceano profundo. As correntes oceânicas transportam parte do calor armazenado de regiões intertropicais, onde existe um excesso de calor devido a mais intensa incidência de radiação solar, em direção a latitudes medias e regiões polares.

A atmosfera e os oceanos estão intimamente acoplados. A interação atmosfera-oceano ocorre em diversas escalas no espaço e tempo por meio da troca de energia, matéria e dinâmica (quantidade de movimento). A troca de vapor de água por meio da evaporação para a atmosfera fornece o vapor d'água e parte da energia para o ciclo hidrológico levando para condensação, precipitação e escoamento/escorrimento superficial. Por outro lado, a precipitação influencia fortemente a distribuição de salinidade do oceano.

Existem interações internas na atmosfera e oceanos principalmente quando e onde os gradientes dessas propriedades intensivas (por exemplo, temperatura e salinidade) são grandes (PEIXOTO; OORT, 1991).

3.1. O Sistema Climático

Os componentes do sistema climático são termo-hidrodinamicamente heterogêneas, no qual podem ser caracterizados pela sua composição química e seu estado termodinâmico. Os estados termodinâmicos são especificados, em geral, por variáveis intensivas (por exemplo, temperatura, pressão, umidade específica, energia específica, densidade e salinidade) enquanto o estado dinâmico é definido por outras variáveis específicas que caracterizam a movimentação (por exemplo, forças e velocidades).

As escalas de tempo estimadas, que são proporcionais ao tempo de resposta para os vários componentes do sistema climático, variam amplamente de um subsistema para outro e dentro de um mesmo subsistema. A escala de tempo para a camada de fronteira atmosférica varia de minutos para horas; para a atmosfera livre de semanas para, possivelmente, meses; para a camada superior de mistura nos oceanos essa variação varia de semanas a anos; para as águas oceano profundo de décadas a milênios (PEIXOTO; OORT, 1991).

Sob constante força externa, o sistema interno está sempre sujeito a flutuações aleatórias no tempo e espaço. Deve-se considerar um amplo conjunto de estados climáticos correspondentes às mesmas forças externas e aplicar a ideia de um sistema de flutuações aleatórias e definir o clima em termos de um conjunto de estados internos e em termos de distribuição de probabilidade. Assim, pode-se definir o estado climático como a série de médias sobre o completo conjunto de momentos estatísticos, como variações, correlações, etc., junto com a descrição do estado do sistema externo (LEITH, 1978).

Em estudos climáticos, é necessário considerar não apenas os efeitos internos, mas também a complexa interação entre a atmosfera e o sistema externo. Para predição do tempo, a atmosfera se comporta de maneira quase inercial, de modo que pequenas mudanças nas condições de contorno podem ser ignoradas. Por exemplo, flutuações na Temperatura na Superfície do Mar (TSM), neve, cobertura de gelo, podem ser ignoradas em previsão do tempo para até poucas semanas. Todavia, essas mudanças graduais afetam a baixa atmosfera, e no longo prazo tornam-se importantes quando quer-se estudar o clima (PEIXOTO; OORT, 1991).

O clima terrestre tem variado significativamente e continuamente em escalas de tempo anuais a períodos glaciais e a idade da terra. Existem evidências que o clima já esteve mais quente do que é hoje durante o Holoceno, passando por uma fase fria conhecida como Pequena Era do Gelo (BOND et al., 1993; ALLEY, 2000; SIME et al., 2009). Análises de cilindros de gelo e dados de conchas de moluscos sugerem que entre 800 DC e 1300 DC, regiões em torno da Groenlândia (*Greenland*, Terra Verde) experimentaram um clima relativamente ameno vários graus Celsius acima do normal no Atlântico Norte, com árvores e plantas herbáceas e algumas culturas sendo cultivadas, como cevada, além da criação de gado.

A variabilidade climática pode ser expressa de dois modos básicos: as variações *forçadas*, que são resposta do sistema climático a mudanças em forças externas e as variações *livres* devido a instabilidades internas e ao mecanismo de *feedback*, levando a interações não lineares entre os vários componentes climáticos. O sistema climático está sujeito a duas principais forças externas que são condicionantes para o comportamento global: a radiação solar e a ação de gravidade solar e lunar (PEIXOTO; OORT, 1991).

As causas externas compreendem variações tanto em forças astronômicas quanto terrestres. Os fatores astronômicos incluem mudanças na intensidade da irradiação e atividade solar; em parâmetros orbitais da Terra (excentricidade da órbita, precessão axial, obliquidade da elíptica) e Lua (ciclo dos nodos, ciclo de apsides); taxa de rotação da Terra.

Dentre as forças terrestres deve considerar: variações na composição química da atmosfera (proporção de vapor d'água, dióxido de carbono e ozônio, carga de aerossol, etc.) devido, principalmente, à erupções vulcânicas; variações na superfície da Terra devido ao uso do solo (desflorestamento, desertificação, etc.); mudanças de longo período em fatores tectônicos como deriva continental, processo de surgimento de montanhas, mudanças nas calotas polares, etc.

Com relação a variações livres ou independentes, que fazem parte do componente terrestre, pode citar fatores regionais e locais, como a distância do mar, topografia, natureza da camada superficial e sua vegetação, proximidade de lagos. Fatores internos tratam de propriedades intrínsecas da atmosfera, como a

composição e várias instabilidades, e a circulação geral atmosférica (PEIXOTO; OOR, 1991).

Algumas outras possíveis forças mecânicas terrestres e astronômicas têm sido sugeridas, como a colisão da terra com matéria interplanetária, e mudanças no fluxo geotérmico, etc.

As causas internas estão associadas com vários mecanismos de *feedback*, positivos e negativos, e outras fortes interações entre a atmosfera, oceanos e continentes. Esses processos podem conduzir a instabilidades ou oscilações do sistema que podem também atuar de forma independente ou levar a profundas modificações na forçante externa.

Os mecanismos de *feedback* agem como controle interno do sistema e resultam do acoplamento espacial ou ajuste mútuo entre dois ou mais subsistemas. Esses mecanismos podem atuar tanto para amplificar o resultado final (*feedback* positivo) como para atenuar a resposta (*feedback* negativo). Mudanças na cobertura vegetal também podem causar variações no albedo superficial (refletância) levando a um importante efeito de feedback local, como por exemplo, a desertificação.

Sendo assim, uma definição ampla do sistema climático global inclui todas as propriedades estáticas da atmosfera global e das superfícies de terra, mar e gelo subjacentes. O sistema climático é, então, descrito não apenas em termos de valores médios, mas também da variância sobre a média, covariância entre possíveis variáveis separadas no espaço e no tempo, probabilidade de eventos extremos, e assim por diante.

Com o crescimento da habilidade de monitorar e entender a atmosfera global, a realização de interconexões da atmosfera com outras partes das forçantes do sistema climático também cresceu. Em seguida, é apresentado e discutido os principais modos de variação do sistema climático no tempo.

3.2. Variabilidade do Sistema Climático

Os registros meteorológicos, oceânicos e glaciais apresentam considerável variabilidade em todos os intervalos temporais. A variabilidade temporal é uma característica inerente do clima e do ciclo hidrológico, e evidências empíricas mostram que a maioria dos processos hidroclimatológicos, em longos prazos, desviam da estacionariedade.

Entretanto, a maioria dos registros históricos são curtos para revelar com acurácia as tendências, comportamentos oscilatórios, mudanças persistentes ou repentinas de um estado estacionário para um outro que caracterize mudanças de longo prazo (RYBSKI et al., 2006).

Segundo Torrence e Compo (1997), para a maioria das observações dos fenômenos geofísicos, uma prática apropriada na análise espectral é o conceito de “*white noise*” (ruído branco) ou “*red noise*” (ruído vermelho).

O ruído vermelho é o processo estacionário caracterizado por longos intervalos quando as observações permanecem acima ou abaixo do valor médio, ou seja, aumenta a potência do evento com o decréscimo da frequência.

Por sua vez, os mecanismos estocásticos criam o que é conhecido como ruído branco, que é responsável por uma larga proporção da variação climática. Essa variação pode confundir a análise das periodicidades e reduzir a presença dos ciclos presentes (SHELTON, 2009). Sendo assim, um componente substancial da variação climática não pode ser previsto.

O efeito combinado dessas influências é uma variação no clima em todas as escalas temporais em resposta a fatores aleatórios e fatores de forças periódicos. Sendo assim, há razão para acreditar que diferentes forças podem resultar em diferentes padrões de variabilidade climática.

Aos sistemas de grande escala se superpõem efeitos locais (topografia, mecanismos de brisa, aquecimentos diurnos) que podem gerar sistemas meteorológicos de meso e micro escala, tais como linhas de instabilidade, complexos

convectivos de mesoescala e aglomerados de cumulonimbo. Ou seja, os sistemas de micro e meso escala estão “subordinados” aos mecanismos de grande escala.

Variações no clima em escala interanual podem surgir de forças externas ou a partir de lentos processos de variação interna, incluindo interações entre a atmosfera e oceanos, solo e extensão da cobertura de gelo. Segundo Shelton (2009), em escalas de tempo decenal, a precipitação é mais sensível do que a temperatura a variações na circulação atmosférica.

Estudos de variabilidade climática têm uma complicação a mais devido a ausência de uma distinção universalmente aceita entre os termos “variabilidade” e “mudanças” (SHELTON, 2009). Ambos os termos se referem a flutuações no clima em relação a um estado esperado ou um estado climático médio previamente definido. Entende-se que variabilidade se refere a oscilações, ou padrões de flutuações, acerca de algum valor médio especificado, enquanto mudanças se referem a tendências seculares produzindo um deslocamento com relação à média.

Deve-se ter em mente que distinções apenas podem ser feitas relativas a escala temporal de interesse. Em escala temporais longas, mudança é vista com um exemplo de variabilidade climática.

A circulação planetária dos fluidos oceânicos e atmosféricos transportam tanto calor como umidade zonalmente e meridionalmente, sendo a circulação atmosférica importante para definir as características climáticas de uma localização específica, uma vez que sua alta mobilidade lhe permite fornecer uma comunicação rápida de energia e massa entre regiões.

As características da circulação em grande escala surgem a partir de dinâmicas atmosféricas internas ou elas podem ser forçadas por interações oceano-atmosfera-continente que são frequentemente relacionadas com variações na TSM. Essas características de larga escala exercem um papel importante na determinação de variações hidroclimatológicas diárias ou até mesmo interdecadais.

Bigg *et al.* (2003) examinaram nas regiões tropical e extratropical, o acoplamento oceano-atmosfera e as interações entre as bacias oceânicas. Segundo os autores, a variabilidade das características dessas circulações pode ter fortes

impactos regionais na temperatura e precipitação e criar ciclos definidos nessas variáveis.

Os padrões de teleconexões são caracterizados por recorrentes e persistentes campos de pressão em larga escala e a circulação associada, que abrange todas as bacias oceânicas e continentes. Essas características atmosféricas causam mudanças de larga escala nos padrões de ondas atmosféricas, nas correntes de jatos e faixas de tempestade e mudanças em faixas de tempestades associadas com teleconexões podem mudar a temperatura e o padrão de precipitação em médias latitudes.

As teleconexões são um importante mecanismo para transporte de energia de umidade manifestado como ciclos em um dado local. Uma característica das teleconexões e da circulação relacionada é que elas ocorrem com padrões repetitivos de variabilidade espaço-temporal, conhecido como modos. De acordo com Wang e Schimel (2003), um modo é uma estrutura espacial com pelo menos dois centros de ação fortemente acoplados, sendo sua polaridade e amplitude representados por índice do modo. Vários modos atmosféricos perceptíveis são reconhecidos como fatores que produzem influências cíclicas em variáveis hidroclimáticas. Algumas das principais delas são discutidas a seguir.

A Oscilação de Madden-Julian (MJO, sigla em inglês para *Madden-Julian Oscillation*) é a forma de variabilidade atmosférica mais significativa numa escala temporal que excede uma semana, porém menor que uma estação. A MJO é caracterizada por movimentos de vento para o leste sobre o Oceano Pacífico central, com alteração em larga escala nos ventos zonais e chuvas convectivas com um dominante modo de variabilidade de circulação na ordem de 40 a 50 dias. Está relacionada com o aumento ou supressão da convecção nos centros convectivos da bacia da Amazônia e do Congo, na Indonésia e fortes centros de alta pressão sobre o leste do Pacífico equatorial (SHELTON, 2009).

Existem evidências (BOND; VECCHI, 2003) de que a MJO e a consequente variação na circulação tropical estão acopladas com a circulação extratropical por meio de anomalias no vento zonal e com a propagação de ondas de Rossby em certas regiões tropicais. Como consequência, segundo Sheldon (2009), a MJO pode

influenciar a evolução climática extratropical e precipitação sazonal e pode estar relacionada com o fenômeno El Niño Oscilação Sul.

El Niño Oscilação Sul (ENOS) é, provavelmente, o mais amplamente reconhecido evento cíclico de alta frequência, em termos de clima, associado com a circulação atmosférica. Esse fenômeno é um acoplamento da atmosfera e oceano com uma recorrência não periódica de 2-5 ou 3-7 anos que tem sido sugerida como a maior fonte de variabilidade interanual natural no sistema climático da Terra (LOCKWOOD, 2001). Isso é especialmente relevante para a hidroclimatologia porque destaca a relação entre o sistema climático e o ciclo hidrológico e a recorrência de inundações e secas e outras condições extremas.

O fenômeno ENOS consiste de dois componentes. O primeiro componente (principalmente oceânica) conhecida como El Niño, é um fenômeno de larga escala de anomalias da TSM em que uma corrente oceânica quente aflora ao longo da costa do Equador e Peru. Igualmente, intensas anomalias na circulação dos oceanos e da atmosfera e no clima global estão associadas com essas mudanças na temperatura no oceano. Um evento de El Niño dura em torno de 7 a 18 meses.

A **Figura 1** apresenta o histórico do período de 1950 a 2016, de anomalias de TSM na região equatorial oeste do Oceano Pacífico, conhecida como Niño 3. Observa-se a intensa periodicidade dos eventos e os fortes El Niños de 1972/1973, 1978/1979, 1982/1983, 1997/1998, 2015/2016.

O segundo componente do ENOS (principalmente atmosférica), a Oscilação Sul, é associada com largas mudanças de massa de ar de leste para oeste na atmosfera tropical entre o Oeste do Oceano Pacífico e Leste do Oceano Pacífico. O Índice da Oscilação Sul (IOS) é dado pela diferença da pressão superficial entre duas estações próximas ao valor máximo e mínimo, entre o Taiti (17° S, 149° O) e Darwin na Austrália (12° S, 131° E).

Bjerknes (1964) foi um dos primeiros cientistas a mostrar a possível conexão entre os dois fenômenos e que eles podem ser considerados dois aspectos de uma oscilação em escala global no sistema combinado oceano-atmosfera.

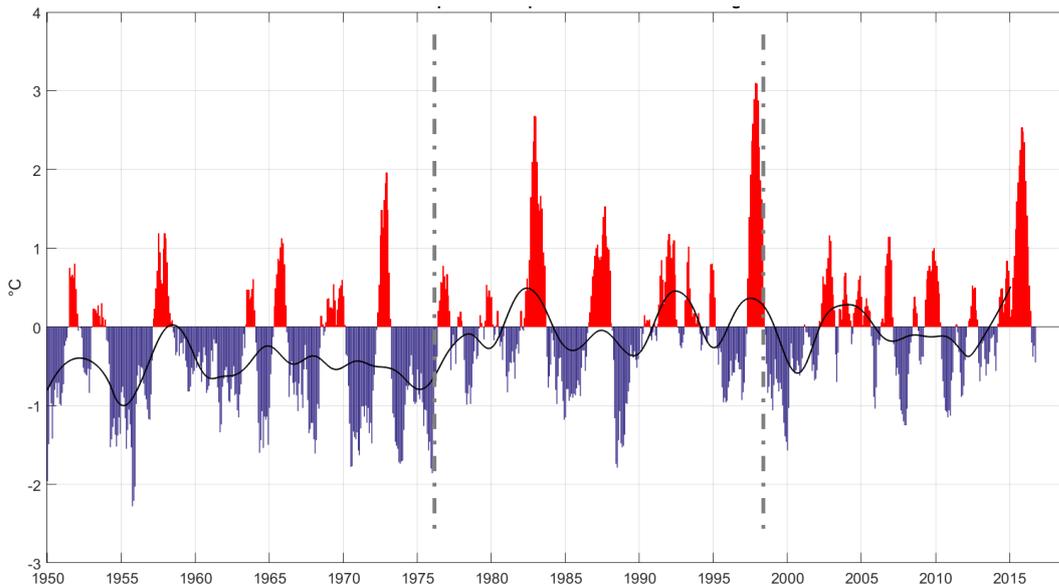


Figura 1. Registros mensais de anomalia de TSM na região equatorial oeste ($5^{\circ} \text{ N} - 5^{\circ} \text{ S}$) ($150^{\circ} \text{ W} - 90^{\circ} \text{ W}$) do Oceano Pacífico, conhecida como região Niño 3. Linhas tracejadas indicam a mudança de modo da ODP.

A **Figura 2** apresenta os valores do SOI para o período de 1951 a 2016. Nota-se que os valores negativos para a diferença de pressão indicam a ocorrência de um evento de El Niño.

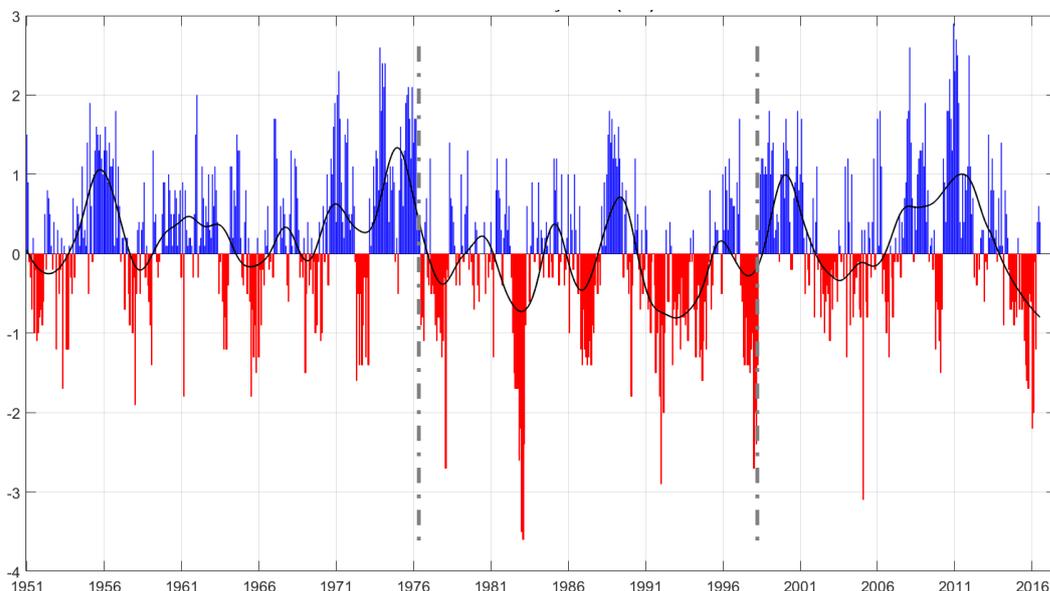


Figura 2. Valores mensais do Índice da Oscilação Sul (SOI), que consiste diferença de pressão superficial entre o Taiti (17° S , 149° O) e Darwin na Austrália (12° S , 131° E). Linhas tracejadas indicam a mudança de modo da ODP.

Uma face significativa dessa circulação é o componente meridional que suporta a transferência latitudinal de energia e massa e explica a habilidade da IOS tropical ter ramificações no mundo todo (SHELTON, 2009).

O ENOS é a flutuação climática interanual mais intensa da Terra, impactando o tempo (condições do clima), ecossistemas e economias ao redor do mundo. Essas variações em escalas interanual e interdecenal são de grande importância para a vida das plantas, dos animais e especialmente para agricultura, geração de energia e outras atividades humanas.

Nos mecanismos de interação do sistema oceano-atmosfera, é sabido que a atmosfera influencia o oceano por meio de anomalias resultante do estresse dos ventos de superfície (força de arrasto), enquanto oceano, por sua vez, influencia a atmosfera por meio de anomalias na TSM, associado a fluxos de calor sensível e latente.

Durante condições de ENOS, as regiões central e leste do oceano Pacífico se aquecem, a região oeste fica levemente mais fria e a convecção aumenta sobre o leste e o centro equatorial do Oceano Pacífico, mas é reduzida sobre o lado oeste. Durante condições La Niña, as águas no Pacífico central e leste equatorial são mais frias que o normal e a convecção é reduzida sobre essas regiões, enquanto que a convecção sobre a área oeste é incrementada. A chamada condição de neutralidade, representa uma situação intermediária entre os episódios de ENSO e La Niña (PEIXOTO e OORT 1991).

Sob condições normais, os ventos Alísios para o sentido oeste mantêm uma diferença na altura do mar de aproximadamente 40 cm entre a costa leste e a costa oeste bem como um forte declive na termoclina no interior do oceano. Quando, por alguma razão, o gradiente de pressão enfraquece e os ventos Alísios sobre o Pacífico equatorial diminuem, a diferença do nível do mar e a termoclina decrescem, águas quentes emergem ou substituem as águas frias do lado leste da bacia do Pacífico, e um evento ENOS se inicia.

Pelas observações realizadas, as variações no gradiente de pressão são primeiro seguidas por alterações na direção dos ventos e depois por mudanças na temperatura, como sugerido por Wyrtki (1982) e confirmado por Nobre & Shukla (1996). Talvez o mais importante aspecto de um evento de ENSO é a mudança nos padrões de precipitação em várias regiões da terra (PEIXOTO; OORT 1991).

Sob condições de ENOS, a precipitação global mostra forte incremento sobre o Pacífico Central, na costa do Equador e Peru, sobre a região sul da Índia e sobre o leste da África equatorial. No entanto, em geral, as áreas onde há uma redução na precipitação parecem dominar em relação a áreas em que existe um aumento. Por consequência, relativas condições de seca são encontradas nos trópicos sobre o Oceano Pacífico tropical oeste, Indonésia, Austrália, Índia, sudeste da África e norte e nordeste da América do Sul. Situações de seca sobre o Nordeste do Brasil durante eventos ENOS e a possibilidade de se prever secas futuras sobre essa região foram apontadas por Hastenrath (1991) e Hastenrath e Heller (1977), citados por Peixoto e Oort (1991).

A TSM do Oceano Pacífico apresenta também uma configuração com variações de prazo mais longo, semelhante ao El Niño, denominada Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) descrita por Mantua *et al* (1997). Eventos de ODP persistem por 20 a 30 anos. A última fase fria ocorreu no período 1947-1976, enquanto a fase quente se estendeu de 1977 a 1998 (observar as linhas tracejadas na **Figura 1**, pg. 16). Durante a fase quente, os eventos de ENOS são mais frequentes, intensos e persistentes.

Conhece-se bem a influência dos oceanos na variabilidade climática de curto prazo, mas a variabilidade oceânica de prazo mais longo, e seus efeitos sobre o clima, ainda não são bem conhecidos. Sabe-se que existem mudanças de prazo mais longo nas circulações oceânicas de escala global, da ordem de décadas, como a ODP, e milênio, como Circulação Oceânica Profunda, e que essas influenciam fortemente o transporte e a distribuição horizontal de calor sensível nos oceanos e, conseqüentemente, as temperaturas do ar, devido às variações nas trocas de calor entre a superfície do oceano e a atmosfera (MOLION, 2008).

Oliveira *et al* (2005), citado por Molion (2006), mostraram que durante a última fase fria da ODP, os totais pluviométricos para o Nordeste e Amazônia Oriental foram mais bem distribuídos ao longo do ciclo anual e a frequência de anos de secas severas foi menor que no período da fase quente de 1977 a 1998.

Peixoto e Oort (1991) apontam para flutuações que são observadas no sistema climático com escalas de tempo na ordem de anos a décadas. Eles notaram

que padrões típicos de anomalias, que tem sido descobertas na atmosfera e nos oceanos, estão claramente relacionados com variações na circulação geral na atmosfera e no oceano, e nas condições de interface na superfície da terra, como TSM, neve e cobertura de gelo.

Os impactos das anomalias de TSM durante um ENSO podem ser observados ao redor do mundo. Por exemplo, para países ao longo da costa oeste da América do Sul, anomalias da TSM no leste do Pacífico Equatorial pode influenciar a quantidade de precipitação ou afetar a população de peixes, enquanto que em eventos centrados mais no Pacífico Oeste, podem não ser observado impactos significativos.

Mantua *et al.* (1997) apresentaram uma síntese dos resultados obtidos a partir das análises de registros climáticos e dados que descrevem aspectos biológicos da variabilidade no grande ecossistema marinho no Oceano Pacífico, com o objetivo de destacar os impactos das conexões entre flutuações climáticas interdecadais e variabilidade ecológica dentro e ao redor da bacia do Pacífico Norte.

Rápidas mudanças nos níveis de produção das principais populações de peixes comerciais da América do Norte também tem sido ligada a variabilidades interdecadais do clima (BEAMISH; BOUILLON, 1993; FRANCIS; HARE, 1994; LEHODEY *et al.*, 2006).

Convém ressaltar que os oceanos cobrem 71% da superfície terrestre e que apenas o Pacífico ocupa 35% dessa superfície. Como a atmosfera é aquecida pela superfície, pelo mecanismo de transferência de calor por condução, os oceanos constituem a condição de contorno inferior mais importante para a atmosfera e para o clima global. Portanto, variações nas configurações das TSM, devido às variações de transporte de calor em direção aos polos, devem produzir mudanças climáticas sensíveis (MOLION, 2008).

Dentre outras forçantes externas, a variabilidade climática em escala centenária estaria relacionada com o Sol. Hathaway (2010) mostra que numerosos estudos têm identificado periodicidade de múltiplos ciclos na atividade solar. Gleissberg notou uma periodicidade de ciclos Solares de 70 ou 80 anos na amplitude dos ciclos a partir de 1750 a 1928. Vários trabalhos de investigação têm encontrado

correlações dos dados registrados de alguns parâmetros climáticos com os índices de atividade solar (EDDY, 1976; SVENSMARK; FRIIS-CHRISTENSEN, 1997; INESON et al., 2011; SVENSMARK, 2015)

Como uma mudança em larga escala, Salgado & Laboriau (1996), explicam que, em 1930, um astrofísico sérvio Milantin Milankovitch descobriu que a oscilação climática decorria de pequenas alterações na órbita da Terra em torno do Sol e que essas alterações produzem mudanças na incidência dos raios de sol em latitudes diversas e em diferentes estações do ano.

Milankovitch desenvolveu um modelo matemático baseado na órbita planetária e nas forças gravitacionais de atração entre os corpos celestes para explicar a era das glaciações, considerando a variação de parâmetros astronômicos como a inclinação do eixo da Terra e a excentricidade da órbita terrestre. Assim, haveria uma cadeia cíclica na qual o clima oscilaria entre quente e frio intercalados com desertos e frio intenso (era glacial). Concluiu que a inclinação do eixo da Terra oscila aproximadamente a cada 41 mil anos, sendo o efeito maior nas regiões polares, tornando-se mais fraca em direção ao equador.

3.2.1. Climatologia da América do Sul

Com relação a climatologia da América do Sul (AS), localizada entre 12°N e 55°S, abrange terras tanto em baixa quanto em médias latitudes, e possui geografia diversificada, com a presença da Cordilheira dos Andes, região montanhosa que se estende de norte a sul na costa oeste da AS. A distribuição das terras sul-americanas em diferentes latitudes e com formas de relevo variadas proporcionam a atuação e desenvolvimento de diferentes sistemas atmosféricos, que contribuem para a heterogeneidade climática da região (REBOITA et al., 2010).

A região mais chuvosa da AS situa-se no noroeste do Brasil, que inclui grande parte da bacia Amazônica, onde a precipitação, em média, é superior a 2450 mm/ano. As áreas mais secas do continente são a região central da costa oeste da AS (Chile e Peru) e o sul da Argentina com precipitação inferior a 350 mm/ano. O

Nordeste do Brasil também é uma região relativamente seca com precipitação média anual inferior a 700 mm.

Com relação aos sistemas atmosféricos associados a precipitação na AS, principalmente na região centro-oeste e sudeste do Brasil, podemos citar: Sistemas frontais se deslocam do Pacífico; Ciclones e frentes frias; Complexos convectivos de baixos níveis; Linhas de instabilidade; Zonas de convergência de umidade. Além disso há a atuação de sistemas locais.

Estudos recentes, indicam que a região central da AS apresenta algumas características similares à circulação de monção observada em outras partes do globo (GAN; RODRIGUES; RAO, 2009). Segundo os autores, o desenvolvimento do sistema de monção na AS começa durante a primavera, com o aumento da convecção sobre o noroeste da bacia Amazônica em meados de setembro, quando avança para o Sudeste, até atingir a longitude de 48°W (região Sudeste do Brasil) em novembro. A precipitação máxima ocorre no verão (dezembro a fevereiro), com o desenvolvimento de convecção profunda sobre a maior parte da região tropical da AS.

O transporte de umidade do oceano Atlântico, associado a reciclagem sobre a floresta tropical, mantém a precipitação máxima sobre o Brasil Central, favorecendo a formação da Zona de Convergência do América Sul durante os meses do verão, quando a convecção desloca-se para gradualmente para o equador. Durante o outono, o transporte de umidade em baixos níveis, proveniente do oeste da Amazônia, enfraquece devido a frequentes incursões de ar seco e frio proveniente das latitudes médias sobre o interior da região subtropical da AS (LIEBMANN; MECHOSO, 2011).

Quando os sistemas frontais apresentam um caráter estacionário sobre o Sudeste e Centro-Oeste do Brasil por um período de mais de 3 dias, podem interagir com a convecção tropical originando uma banda de nebulosidade no sentido Noroeste(NO)-Sudeste(SE), que recebe o nome de Zona de Convergência do América Sul (ZCAS).

A ZCAS é principal fenômeno sazonal na região. Teve seu monitoramento iniciado em 1987, e pode ser identificada climatologicamente na composição de imagens de satélites como sendo uma banda de nebulosidade de orientação NO/SE, estendendo-se desde o sul da Região Amazônica até a região central do Atlântico Sul

(HASTENRATH, 1991; REBOITA et al., 2010). O ciclo anual da precipitação nessa região mostra um máximo durante o verão austral relacionado a esse sistema.

Ainda com relação à ZCAS, esta é uma característica marcante da precipitação sobre a AS e é definida como uma região de alta variabilidade convectiva posicionada a leste da cordilheira dos Andes e sua variabilidade espacial e temporal tem papel fundamental para a distribuição dos extremos de precipitação sobre essa região. (BARBOSA, 2012). É importante lembrar que a precipitação que contribui para o total anual não é, na maior parte do continente, igualmente distribuída ao longo do ano.

Sobre a Região Sudeste do Brasil, por exemplo, o fenômeno responsável por uma parte considerável da ocorrência de chuvas é a ZCAS, que atua predominantemente no característico verão chuvoso da região. Segundo Reboita *et al.* (2010) aproximadamente 80% da precipitação média anual ocorre durante o semestre hidrológico que se estende de outubro a março.

Entretanto, o transporte de umidade da região tropical para tais áreas através dos jatos de baixos níveis também é importante para esses sistemas. A disponibilidade de umidade favorece a precipitação que, por consequência, libera calor latente que aquece a coluna atmosférica e induz convergência na baixa troposfera. Assim, a associação desse processo termodinâmico com um processo dinâmico favorece as ciclogêneses (REBOITA *et al.*, 2010).

A literatura aponta que a Região Sudeste do Brasil é a região com mais baixa previsibilidade do país. Essa é uma região de transição, entre o regime tropical ao norte e o regime extratropical ao sul.

3.3. Sistema Terra-Lua

O clima da Terra é influenciado por três movimentos extraterrestres dentro do sistema solar: movimento orbital dos planetas, a órbita baricêntrica do Sol e o ciclo de marés lunares. Todos esses ciclos no sistema solar são interconectados cronologicamente entre si, mantidas as proporções. Nesse sentido, são considerados

os possíveis/potenciais efeitos sobre os oceanos e a dinâmica do sistema climático terrestre de um dos principais ciclos da Lua, o Ciclo Nodal Lunar de 18,6 anos (HUGGETT, 1991).

A primeira pessoa a ver possíveis conexão entre a Lua e o clima foi o Grego, Teofrasto, que notou a tendência de o início e o fim do mês lunar serem tempestuosos. Issac Newton identificou a existência de marés atmosféricas e Pierre Simon, Marques de Laplace, investigaram a correlação entre as marés influenciadas pela Lua e a pressão atmosférica.

Em relação aos oceanos, as forças são importantes no que se refere a Oceanografia Física: gravidade, fricção (estresse/tensão superficial do vento) e a força de Coriolis. Essas forças são vetores, ou seja, elas têm magnitude e direção (STEWART, 2008). As marés são uma distorção no formato de um corpo, no caso a massa de água oceânica, induzido principalmente pela atração gravitacional de outro objeto, a Lua, em sua proximidade.

Os fluidos são atraídos por todos os campos gravitacionais que atuam sobre eles e, segundo Stewart (2008), a gravidade é a força dominante nos oceanos. Mudanças na gravidade devido à movimentação do Sol e da Lua em relação à Terra produzem marés, correntes de marés e a mistura de correntes no interior do oceano.

Apontado inicialmente pelo astrônomo britânico James Bradley em 1728, o Ciclo Nodal Lunar ou a Precessão dos Nodos, passou a ser alvo de diversas investigações. Rawson (1896) foi um dos primeiros pesquisadores a correlacionar a posição do astro com eventos atmosféricos. O autor fez uma análise dos registros de chuva em Greenwich (Londres), com referência especial para a declinação do Sol e da Lua, apontou para um período aproximado de 10 anos que se mantem mais ao norte ou ao sul, ou seja, um ciclo de aproximadamente 20 anos.

A geometria dos planos é ilustrada na **Figura 3**. Existem três planos fundamentais: a Elíptica, o equador terrestre e a órbita da lua. O Ciclo Nodal Lunar (LNC) é determinado pelo movimento relativo do plano que a lua orbita a Terra. Esse plano orbital é inclinado $5,1^\circ$ em relação ao plano da elíptica (plano que a Terra orbita o Sol) que é inclinado $23,5^\circ$ em relação ao equador terrestre. O ponto onde a Lua cruza a elíptica é chamado de nó ou nodo.

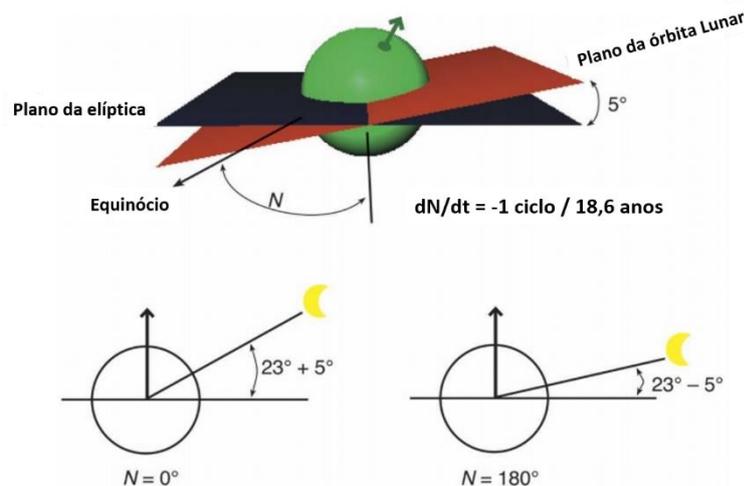


Figura 3. Esquemática da precessão dos nodos do plano de órbita da Lua. (Fonte: Ray,2007).

O nó ascendente é o ponto onde a Lua cruza a Elíptica do sul para o norte. A longitude média do nó ascendente lunar, denotada de N , é contada em relação ao equinócio, um dos pontos onde o equador da Terra intercepta a Elíptica. Devido principalmente à atração gravitacional pelo Sol, o plano de órbita da Lua precessa num sentido retrógrado, de modo que dN/dt é negativo (RAY, 2007). O período de precessão é 18,61anos.

A precessão da órbita da Lua tem um grande efeito na declinação da Lua (seu ângulo acima ou abaixo do equador), sendo a declinação máxima quando $N = 0^\circ$ e mínima quando $N = 180^\circ$ (**Figura 3**). Isso, por sua vez, tem um grande efeito nas características das forças de maré, sendo seus constituintes individuais de maré bem compreendidos e rotineiramente analisados nos dados de nível do mar (RAY, 2007).

De acordo com Huggett (1991), N. Ekholm e Svante Arrhenius, em 1898, demonstraram a relação entre os movimentos da Lua, a frequência de tempestades e o comportamento da aurora boreal. Em 1907 a 1909, H. E. Rawson avançou nas evidências para uma variação nodal na latitude de células de alta pressão subtropical em ambos os hemisférios, e para um induzido período de 18,6 anos de inundação-seca na África do Sul e Argentina.

Maximov e Smirnov (1965) e Maximov e Sleptsov-Shevlevich (1970) citado por Loder e Garrett (1978) identificaram uma oscilação com período nodal em vários parâmetros oceanográficos e atmosféricos e propuseram mecanismos por meio que esses parâmetros são influenciados pelas marés oceânicas nodais.

Provavelmente, o primeiro artigo mostrando uma visão física do problema foi proposto por Loder e Garrett (1978). Os cientistas desenvolveram um modelo simples para a mistura vertical em águas costeiras em termos de difusividade e mostraram que as modulações nas correntes de maré podem levar a variações na TSM.

O potencial das marés nodais é um dos mais acentuados constituintes no grupo marés de longo período (baixa frequência). Não é surpresa que os efeitos dessa maré sobre fenômenos oceanográficos e meteorológicos têm sido nitidamente observados. Esse efeito tem sido observado não apenas no que diz respeito à variação no nível do mar, mas também em mudanças na temperatura da água, na circulação dos oceanos e no desenvolvimento de ondas internas, em flutuações da pressão atmosférica e características gerais da circulação atmosférica (LISITZIN, 1974)

Essa força geradora das marés nodais influencia o nível do oceano, causa deformação da sua superfície e produzem correntes que modificam os padrões de misturas vertical da água no oceano e, conseqüente, mudança na redistribuição de calor na Terra. Essa mudança na mistura traz águas frias para a superfície. Desse modo, periodicamente esfria a superfície da água e a atmosfera sobreposta, conseqüentemente acarreta em mudanças na dinâmica do clima da Terra e afetam os ecossistemas.

A amplitude da maré não pode ser considerada insignificante, uma vez que em altas latitudes a constituinte nodal acarreta em mudanças no nível médio do mar numa magnitude de 40-50 mm (MAXIMOV, 1959, citado por LISITZIN, 1974).

Com o objetivo de identificar a contribuição do LNC de 18,61 anos para o nível de marés altas em escala global, Haigh *et al.* (2011) notaram que as marés nodais influenciam mais significativamente em regiões que apresentam marés diurnas, e sua modulação pode ter alcance maior que 0,8 m em certas regiões.

A **Figura 4** apresenta a modulação do alcance da contribuição da maré nodal expresso em porcentagem da variação total. Como é possível observar, em algumas regiões essa componente é responsável por 20% da variação total de maré. Portanto, modulações interanuais, em particular a modulação nodal, tem um interesse especial

em estudos de alcance de maré e tem sido relacionado com mudanças na TSM (LOODER; GARRETT, 1978; HAIGH; ELIOT; PATTIARATCHI, 2011).

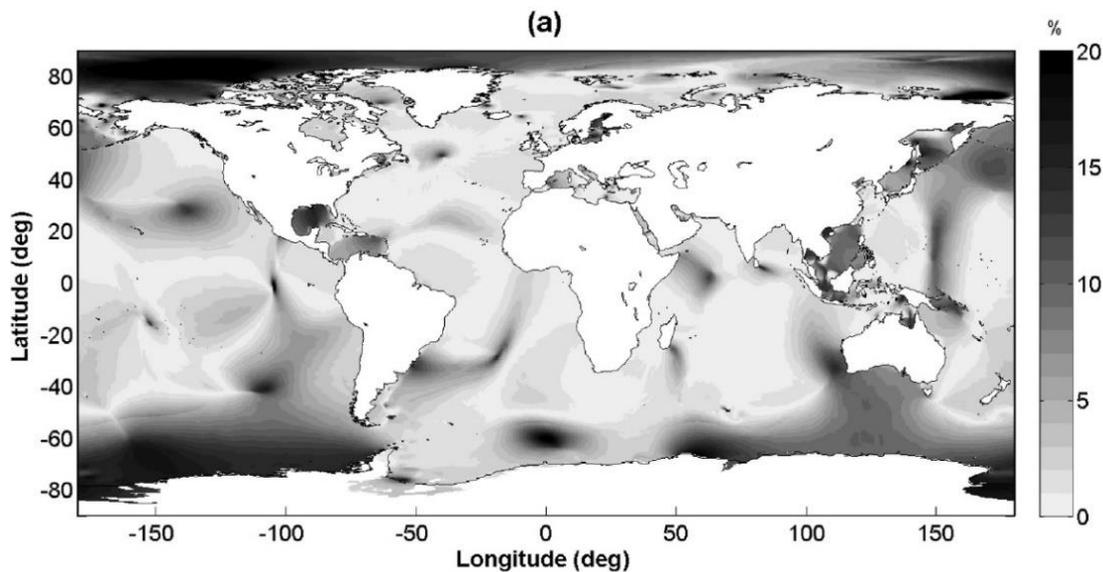


Figura 4. Alcance da modulação de 18,61 anos expresso em porcentagem do alcance de maré. (Fonte: HAIGH; ELIOT; PATTIARATCHI, 2011).

Em um intervalo de aproximadamente 10 anos, o plano da órbita lunar se situa fora dos trópicos, ou seja, sua declinação é maior que $23,5^\circ$ (latitude dos Trópicos). Nessas circunstâncias (declinação entre $23,5^\circ$ e $28,6^\circ$ de latitude), o componente da força gravitacional lunar é maior na direção equador-polo e acelera as correntes marinhas, particularmente a do Golfo da América do Norte e de Kuroshio no Japão (**Figura 4**), transportando mais calor da região tropical para as latitudes mais elevadas. Isso faz com que as águas do Pacífico Norte e do Atlântico Norte fiquem mais aquecidas que o normal e tornem o clima dos países banhados por elas, como a costa oriental da Ásia, América do Norte, Europa Ocidental, Inglaterra e Escandinávia, mais ameno e úmido (MOLION, 2016).

Ainda segundo Molion (2016), quando o plano da órbita lunar se situa dentro da região tropical (declinação entre $18,4^\circ$ e $23,5^\circ$) durante cerca de 9 anos e o componente de sua força gravitacional é maior na direção Leste-Oeste. A exportação de calor para fora dos trópicos é reduzida, mais calor é retido e redistribuído zonalmente dentro dos trópicos.

Os períodos dominantes de variação na inclinação do eixo de rotação da Lua são ciclos de 18,61 anos e 9,3 anos (metade do LNC), mas o mais dominante é o ciclo de nutação de 18,61 anos (YNDESTAD, 2006).

Como consequência da distribuição desigual de calor na superfície da Terra, diferenças na pressão atmosférica e densidade da água surgem entre o equador e os polos. A força gravitacional tende a nivelar essas diferenças, que resulta na circulação de massas de ar e massas de água.

Segundo Lisitzin (1974), a circulação atmosférica, devido a distribuição desigual de massas de ar, é mais nítida do que a circulação da água nos oceanos em consequência do fato que a densidade do ar é consideravelmente menor que a densidade da água. Todavia, assim que as correntes de ar movendo-se sobre a superfície da água atinge alta velocidade, surge na camada limite entre os dois elementos, como resultado do efeito friccional, a chamada corrente de deriva. Essas correntes são decisivas para a circulação da água nos oceanos e exercem um efeito adicional na distribuição de massas de água.

Pelo fato de influenciar o nível do mar, as marés influenciam o habitat dos organismos que vivem em zonas intermarés. Além disso, as marés podem forçar correntes que interagem com o fundo do oceano produzindo turbulência que tende a promover mistura das camadas mais profundas. Por causa disso, existem regiões no oceano que são permanentemente misturadas por efeito da maré e algumas espécies utilizam de área de forte mistura por maré para se reproduzirem.

Em condições onde a mistura de maré é menos intensa e a coluna d'água se torna estratificada, a interação das correntes de maré e a topografia de fundo podem levar à formação de ondas internas na termoclina durante o período da maré (YASUDA; OSAFUNE; TATEBE, 2006). Estas ondas se propagam para as regiões mais rasas, perdem energia e decaem, porém, ao mesmo tempo promovem mistura vertical e redistribuição de nutrientes, sendo assim importantes na produção fitoplanctônica (produção primária), pode assim influenciar na distribuição de zooplânctons e larvas de peixes.

Existem várias pesquisas e observações de oscilação multidecenal da TSM e temperatura subsuperficial do oceano (BEAMISH; BOUILLON, 1993; FRANCIS;

HARE, 1994; MAZZARELLA; PALUMBO, 1994; LEHODEY et al., 2006; OSAFUNE; YASUDA, 2006; YNDESTAD; TURRELL; OZHIGIN, 2008). Dentre as forçantes naturais do sistema climático, que são apontadas como possíveis causas dessa oscilação bidecenal, está o Ciclo de Manchas Solares de 11 anos e o Ciclo Nodal Lunar de 18,6 anos.

A maioria das evidências correlacionando o Ciclo Nodal Lunar e variações climáticas bidecenais estão no norte da bacia do Pacífico e áreas continentais nos arredores. Segundo Agosta (2014), isso ocorre devido a instrumentação, dados históricos e paleoclimáticos, que são mais disponíveis no Hemisfério Norte em relação ao Hemisfério Sul, e não porque a conexão é ausente no Hemisfério Sul. Particularmente no sul da América do Sul, um robusto sinal climático bidecenal é encontrado para as chuvas de verão sobre as planícies do centro-oeste da Argentina, para o leste do Andes subtropical (COMPAGNUCCI; AGOSTA; VARGAS, 2002).

Mitra *et al.* (1991) investigaram possíveis relações entre a precipitação na região central e nordeste da Índia e o LNC. Os autores analisaram 50 anos de dados de precipitação de 91 estações disponíveis pelo Departamento Meteorológico da Índia. Os resultados mostraram que, estatisticamente, o valor médio da periodicidade do sinal na chuva é $18,3 \pm 1,6$ anos e apontam ser resposta ao Ciclo Nodal de 18,6 anos.

Em trabalho realizado por Cook *et al.* (1997), os autores apresentaram uma avaliação da possível forçante lunar sobre o ritmo de secas nos Estados Unidos. Um índice utilizado para área seca, baseado numa reconstrução de alta qualidade a partir de anéis de crescimento de árvores, mostra forte evidências para um persistente ritmo bidecenal de secas no Oeste dos EUA. Usando diferentes métodos de análise, os autores mostraram que existe uma forte associação estatística entre o ritmo bidecenal de áreas secas e a maré nodal máxima com período de 18,6 anos.

Investigações de erosões costeiras na Costa Africana mostraram um aparente ciclo de 18 anos que atingiu o último pico coincidente com o último máximo lunar, em 2006 (SMITH et al., 2014). Os autores mostraram que a erosão costeira parece ser episódica, impulsionada por tempestade e/ou eventos de maré alta, e sugerem a origem nos ciclos (bi)decadais como o LNC de 18,6 anos. Ainda segundo

os autores, o ciclo tem sido claro nas chuvas de verão, nas vazões de rios superficiais e subterrâneos no sul da África, e a partir de dados de dendroclimatologia, sugere que a oscilação nas chuvas de verão tem sido estável para 376 anos.

Yndestad, Turrell e Ozhigin (2008) analisaram parâmetros de temperatura e salinidade no Oceano Atlântico Norte por meio de uma série de dados que cobre um período maior que 100 anos e representa as duas séries temporais oceanográficas mais longas no mundo. A investigação se baseou na análise espectral para identificar períodos de ciclos dominantes e as fases do ciclo nas séries.

Os resultados mostram que grandes flutuações de temperatura são correlacionadas ($r = 0,7$) com os ciclos de marés nodais de cerca de 9,3 e 18,6 anos. Logo, os autores concluíram que, a correlação entre as marés nodais e variabilidade da temperatura do oceano sugere que as marés nodais são um importante indicador que se deve incluir quando variabilidades climáticas regionais são consideradas.

A partir da utilização de uma ferramenta estatística conhecida como Filtro de Hodrick-Prescott para separar os componentes de tendência de prazo longo (que representam oscilações decenais) das variabilidades de prazo curto (que representam oscilações interanuais/sazonais) nas séries do IOS, Siqueira e Molion (2015) mostraram que, além do ciclo de 6 anos relativo ao Ciclo El Niño/La Niña, destacam-se os ciclos de 9, 17 e 28 anos, os dois primeiros possivelmente relacionados ao Ciclo Nodal Lunar e o último às fases da ODP.

De acordo com Huggett (1991), durante os anos 1970, com o avanço de técnicas sofisticadas de alta-resolução espectral para extrair frequências harmônicas de series temporais, o LNC foi investigado e encontrado em variáveis atmosféricas como a temperatura do ar (KEELING; WHORF, 1997), a TSM (LODER; GARRETT, 1978), campos de pressão atmosférica (CURRIE, 1982; TRENBERTH; HURRELL, 1994; WILSON; SIDORENKOV, 2013), e em regimes de precipitação e seca em diversas regiões da terra (CURRIE, 1984; CURRIE; FAIRBRIDGE, 1985; MAZZARELLA; PALUMBO, 1994; COOK; MEKO; STOCKTON, 1997; DAVI et al., 2006; AGOSTA, 2014).

O estudo de Haigh *et al.* (2011) sobre os componentes de variação de maré, também destaca o poder de variação do Ciclo das Apsides de 8,85 anos, e a metade

do ciclo, 4,42 anos. Segundo os autores esses ciclos controlam as marés em regiões em que elas são semidiurnas, que é o caso das regiões tropicais. Porém, as marés diurnas estão relacionadas ao LNC de 18,6 anos.

CAPÍTULO 3

Estudos recentes demonstram a existência de modos de variabilidade climática de baixa frequência, com escalas decenal a multidecenal, as quais apresentam importantes teleconexões climáticas. Esses modos de variabilidade são superpostos aos modos interanuais, como o ENOS, e podem alterar o efeito deste em algumas regiões do globo, inclusive na AS. Como visto, essas investigações tornaram-se mais sólidas à medida que os registros se tornaram mais longos e avançaram os métodos/técnicas estatísticos, como a análise do espectro de frequência. Neste capítulo, descrevem-se as metodologias do tratamento estatístico de séries temporais observacionais do sistema climático, no caso, a precipitação, para um melhor entendimento da variabilidade hidroclimática em escala decenal.

4. Dados e Procedimentos Metodológicos

Dentre os *software* e ferramentas computacionais utilizados para tratamento e manipulação dos dados, estão: *MathWorks MATLAB R2016a* e *ESRI ArcGis*.

O MATLAB, um software de alto desempenho destinado a fazer cálculos com matrizes (*MATrix LABoratory*), é definido como um sistema interativo e uma linguagem de programação para computação técnica e científica em geral, integrando a capacidade de fazer cálculos, visualização gráfica e programação.

4.1. Materiais e Área de estudo

4.1.1. Região Hidrográfica do Rio Paraná

O Brasil é banhado pela segunda maior bacia hidrográfica do planeta, a Bacia do Prata, cobre boa parte da América do Sul e drena áreas do Brasil, Bolívia,

Paraguai, Argentina e Uruguai. São três sub-bacias principais – Paraná, Paraguai e Uruguai – que formam a bacia platina ao se encontrarem em território argentino.

A região alvo dessa pesquisa é a região brasileira da bacia hidrográfica (RH) do Rio Paraná (**Figura 5**).

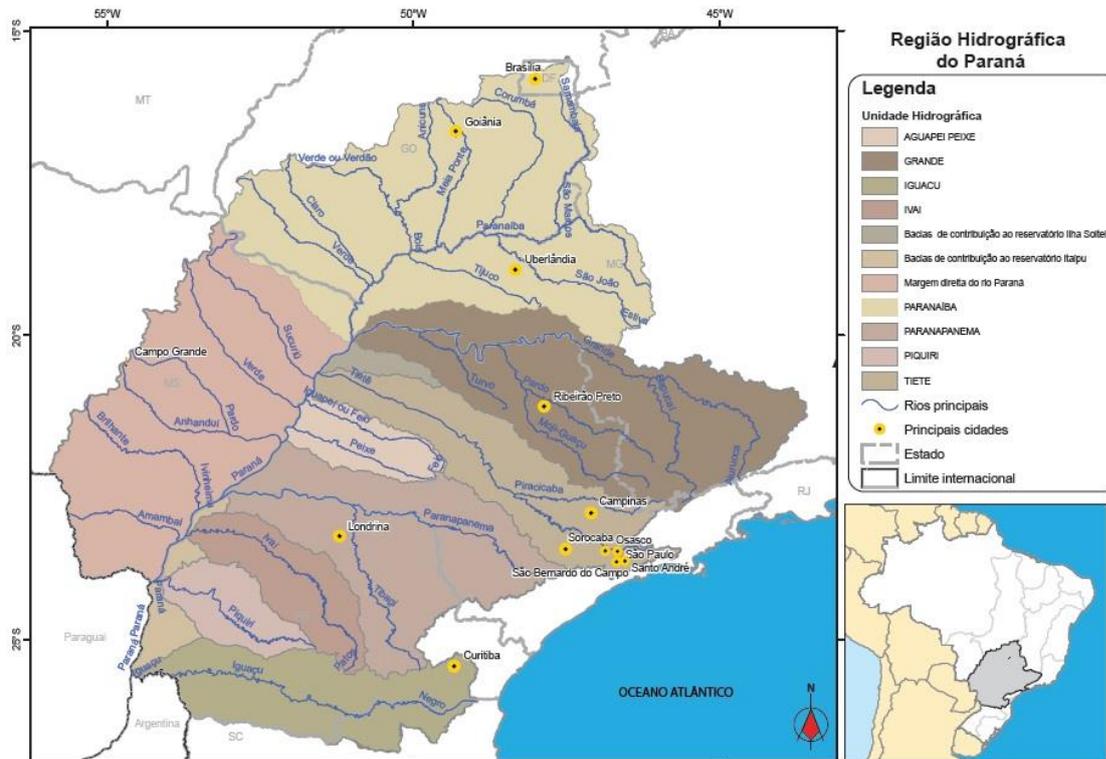


Figura 5. Unidades hidrográficas da RH Paraná e principais cidades (Fonte: ANA).

O rio Paraná, principal formador da bacia do Prata, é o decimo maior do mundo em descarga, o quarto em área de drenagem, drenando todo o centro-sul da América do Sul, desde as encostas dos Andes até a Serra do Mar, nas proximidades da Costa Atlântica. De sua nascente, no planalto central, até a foz no estuário do Prata, percorre 4.695 km. Em território brasileiro, drena uma área de aprox. 879.873 km². Os principais tributários do rio Paraná são o rio Grande e o Paranaíba (formadores), Tietê, Paranapanema e Iguaçú.

Geograficamente, limita-se com as seguintes bacias hidrográficas brasileiras: ao norte, com a bacia do Tocantins-Araguaia; ao noroeste, com a bacia do Paraguai; ao nordeste, com a bacia do São Francisco; ao sudeste, com a bacia do Atlântico Leste; e ao sul, com a bacia do Uruguai.

Aproximadamente 61,3 milhões de pessoas viviam na região (32% da população do País), sendo 93% em áreas urbanas (IBGE, 2010). Possui 10% do território nacional, abrangendo sete unidades hidrográficas: São Paulo, Paraná, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais, Goiás, Santa Catarina e Distrito Federal. Apresenta grande importância no contexto nacional, pois representa a região com maior desenvolvimento econômico do país, bem como possui a maior demanda por recursos hídricos do país, tendo como destaque o uso industrial.

Segundo dados do Instituto Nacional de Meteorologia (Inmet), a precipitação média anual na RH é de 1.543 mm. Contudo, assim como em outras regiões, tem como uma das características marcantes a alta variabilidade. Os padrões de variação anual e interanual impõem significativa incerteza no comportamento da precipitação.

Em relação ao comportamento anual, a precipitação não é igualmente distribuída ao longo dos meses. Segundo a normal climatológica mensal do Inmet, na região da Bacia do Paraná, a precipitação concentra-se na estação do verão quando, durante os meses de outubro a março, ocorre aproximadamente 80% do total esperado para o ano.

Sobre o potencial hidrelétrico, na região são aproveitados 41.560 MW (ANEEL, 2013), que corresponde a 47,5% do total instalado no País. É a região que apresenta o maior aproveitamento hidráulico disponível (cerca de 68,4% de seu potencial hidrelétrico total já foi aproveitado).

No documento “Conjuntura dos Recursos Hídricos no Brasil”, editorado pela ANA (2015), foi elaborado o mapa dos aproveitamentos hidrelétricos na RH Paraná (**Figura 6**).

Dentre as usinas em operação na região, destacam-se: Itaipu, com 7.000 MW (parte brasileira), Ilha Solteira, com 3.444 MW, Itumbiara, com 2.082 MW, Porto Primavera (Eng. Sérgio Motta), com 1.540 MW, Marimbondo, com 1.440 MW, Salto Santiago, com 1.420 MW, e Furnas, com 1,216 MW.

contribuem para o seu processo evolutivo, sendo facilmente identificáveis, promovendo também a simplificação da análise correlativa existente entre ambos. Além disso, as bacias hidrográficas têm como principal agente transformador de suas feições uma rede de drenagem geralmente bem definida, convergindo para um curso d'água ou rio principal, que, por sua vez, gera forte interesse socioeconômico, por ser comumente utilizado em diversos setores (ZANDONADI, 2013).

Segundo Tundisi *et al* (2006), a integração de águas atmosféricas, águas superficiais e águas subterrâneas na gestão é um dos processos fundamentais que pode avançar e promover mecanismos de gestão inovadores e consolidados. Igualmente importante é a gestão da qualidade e quantidade de águas.

4.1.2. Dados Pluviométricos

Como abordado previamente no presente trabalho, dentre os principais elementos do clima, um dos mais utilizados em estudos climatológicos diz respeito à pluviosidade, exaustivamente analisado do ponto de vista de sua distribuição temporal e espacial, uma vez que a água tem um papel fundamental nas diversas atividades humanas.

Para a obtenção dos dados necessários ao desenvolvimento desta pesquisa, realizou-se um minucioso procedimento de busca das estações com as melhores séries de dados, aliado a um processo de verificação e avaliação dos registros pluviométricos disponíveis na região de estudo. Essa análise de avaliação considerou os seguintes aspectos da série: distribuição espacial das estações; período de abrangência dos dados; registros mensais e diários; nível de consistência dos registros; dados mais completos e contínuos; menor densidade de falhas.

As séries históricas de precipitação foram selecionadas nos dados das estações pluviométricas que compõem a base de dados do Instituto Nacional de Meteorologia, disponíveis no Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BPMEP) e da Agência Nacional de Águas, disponíveis na plataforma *HidroWeb*. A localização das estações encontra-se na **Figura 7**.

Pinto *et al.* (1981), que leva em consideração a relação entre a série de interesse e dados de postos vizinhos a esse, localizados na região com as mesmas características geográficas e domínio morfoclimático.

Os métodos adotados são descritos pelo Guia de Práticas Climatológicas (WMO, 2016). As técnicas utilizadas, de homogeneidade de dados e preenchimento de falhas, apresentaram resultados satisfatórios e adequada a escala de abordagem adotada no presente trabalho.

A **Tabela 1** apresenta as estações pluviométricas selecionadas e suas respectivas informações (Código, Nome, Período de Observação, Município/Estado, Responsável/Operação, Sub-bacia, Coordenadas Geográfica, Altitude).

Como se pode perceber, foi selecionado ao menos uma estação com série de dados longas e consistentes em cada uma das sub-bacias do rio Paraná, de modo a contemplar espacialmente toda a região da bacia hidrográfica do rio Paraná.

Tabela 1. Informações das estações pluviométricas selecionadas por sub-bacia hidrográfica.

Estação	Localização	Resp. /Operação	Período	Lat.	Long.	Alt. (m)
Sub-Bacia do Rio Paranaíba						
A1	ESTRELA DO SUL/MG	ANA/ CPRM	1945 – 2015	18°44'17"S	47°41'24"W	461
Sub-Bacia do Rio Grande						
B1	GUAXUPÉ/MG	ANA/ CPRM	1911 - 2015	21°17'37"S	46°42'14"W	828
Sub-Bacia do Rio Tietê						
C1	SÃO CARLOS/SP	INMET	1936 - 2015	21°57'36"S	47°51'36"W	856
Sub-Bacia do Rio Pardo						
D1	TRÊS LAGOAS/MS	INMET	1928 - 2015	20°47'41"S	51°42'46"W	313
Sub-Bacia do Rio Paranapanema						
E1	PONTA GROSSA/PR	ANA/AGUASPARANÁ	1926 - 2015	25°08'00"S	50°09'00"W	790
Sub-Bacia do Rio Iguaçu						
F1	FOZ DO IGUAÇU/PR	AGUASPARANÁ	1939 - 2015	25°40'59"S	54°25'59"W	152

Cabe destacar, também, que os postos cobrem basicamente todas as latitudes nas quais a região está inserida, sendo assim, auxiliou na investigação de influência em diferentes latitudes da bacia.

Como se observa na **Tabela 1**, foram utilizados dados pluviométricos da rede de estações e postos sob administração da Agência Nacional de Águas (ANA), do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), do Instituto de Águas do Paraná (AGUASPARANÁ).

Considerando característica da distribuição anual da pluviosidade na região, além de determinar a precipitação para o período anual, foi analisado também o semestre hidrológico para cada série temporal estudada (período que se estende dos meses de outubro a março na região). Com isso, foi criada mais uma série a partir da cada série histórica original (série anual e semestral out-mar).

A forma de análise da precipitação mensal é comumente adotada em estudos climáticos/hidrológicos e adoção da série do semestre hidrológico mostrou-se interessante em termos práticos. O estudo desse período, ao longo dos anos de uma série histórica de precipitação, pode indicar o fortalecimento ou enfraquecimento de algum sistema atmosférico atuante responsável pela formação de água pluvial na atmosfera.

4.2. Tratamento dos Dados e Análise Estatística

Os dados de precipitação foram utilizados na forma de um ano juliano (01 de janeiro a 31 de dezembro) e na formatação de semestre hidrológico (os seis meses mais chuvosos de acordo com a média mensal da respectiva série). Sendo o semestre hidrológico o período que mais se tem a ocorrência de chuva, se faz importante analisar esses dados e investigar a frequência dominante, podendo indicar a intensificação de algum sistema atmosférico de maior escala.

Após a seleção das séries temporais segundo os critérios discutidos, para cada série foi estabelecida sua média aritmética, desvio padrão, variância e coeficiente de variação. Maiores detalhes a respeito da estatística dos dados, vide **Apêndice A**. Assim como também, foi estabelecida uma curva de ajustamento ou suavização dos dados.

A metodologia de suavização de séries de dados é importante/interessante quando se deseja analisar transições ou pontos de inflexão em períodos mais longos, sendo algo difícil, ou quase impossível, de se verificar sem essa técnica. Tornando mais atraente a visualização e discussão de características da série.

A forma de suavização mais utilizada é técnica de Médias Moveis (MA, sigla em inglês para *Moving Average*). Consiste em realizar a média ponderada de uma sequência de observações e definirmos um novo ponto, construindo assim uma nova série.

4.2.1. Método dos Mínimos Quadrados

Suavizar uma série temporal (ST) é uma estratégia eficiente e simples para ajustar parábolas ou curvas suaves à dados empíricos, permitindo extrair informações mais facilmente. Contudo, para evitar o critério individual na construção de curvas de ajustamento, é necessário instituir uma definição da “melhor parábola de ajustamento”.

Uma forma bastante utilizada de suavização é o método de mínimos quadrados, uma técnica de otimização que procura encontrar o melhor ajuste para um conjunto de dados tentando minimizar a soma dos quadrados da diferença entre o valor estimado e os dados observados. O método dos mínimos quadrados maximiza o grau de ajuste do polinômio aos dados observados.

Para conseguir uma definição possível, considere-se a **Figura 8**, na qual os dados são representados pelos pontos (X_1, Y_1) , (X_2, Y_2) , ..., (X_N, Y_N) . Para um valor dado de X , por exemplo X_1 , haverá uma diferença entre Y_1 e o valor correspondente determinado na curva C . Observado como está indicado na figura, representa-se essa diferença por D_1 , que é, muitas vezes, designado como *desvio*, *erro* ou *resíduo* e pode ser *positivo*, *negativo* ou *nulo*. De modo semelhante, em correspondência com os valores de X_2, \dots, X_N , obtem-se os desvios D_2, \dots, D_N (Spiegel, 1993).

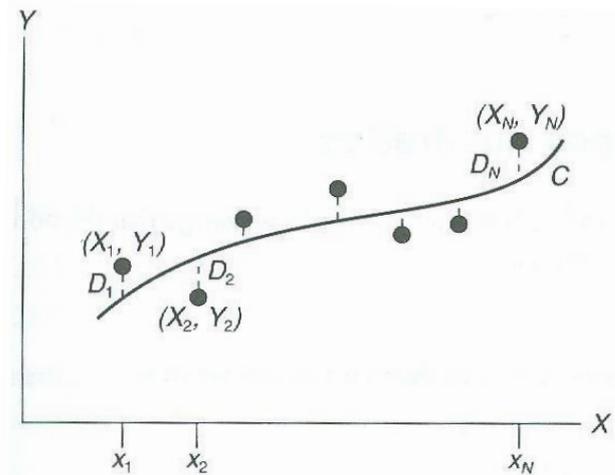


Figura 8. Representação de uma parábola de ajustamento. (Fonte: Spiegel, 1993)

Uma medida da “qualidade do ajuste” da curva C aos dados apresentados é proporcionada pela quantidade $D_1^2 + D_2^2 + \dots + D_N^2$. Se ela for pequena, o ajuste é bom; se for grande, o ajuste é mau.

Portanto, ainda segundo Spiegel (1993), pode se adotar o seguinte:

Definição: De todas as curvas que se ajustam a um conjunto de dados, a que tem a propriedade de apresentar o mínimo valor de $D_1^2 + D_2^2 + \dots + D_N^2$ é denominada a *melhor curva de ajuste*.

Diz-se que uma curva que apresenta essa propriedade, ajusta os dados no sentido dos mínimos quadrados e é denominada *curva de mínimos quadrados*. Em consequência, uma reta que apresenta essa propriedade é denominada *reta dos mínimos quadrados*, uma parábola é *parábola dos mínimos quadrados*, etc.

É um método não paramétrico, ou seja, é uma técnica de encaixe que não tem como pré-requisito uma relação entre as variáveis dependentes e independentes.

Um dos modelos mais simples na suavização de ST é a regressão utilizando mínimos quadrados e utilizando um modelo polinomial de 1º ou 2º grau. A versão robusta do modelo polinomial é atribuir menor peso às observações extremas (*outliers*), podendo ser mais eficiente em estudos de periodicidades nas séries.

4.2.2. Coeficiente de Correlação Linear de *Pearson*

Pode-se definir “Nível de Significância Estatística” como sendo o limite que se toma como base para afirmar que certo desvio é decorrente do acaso ou não. Na prática, considera-se satisfatório o limite de 5% de probabilidade de erro, não sendo significativas as diferenças que tiverem uma probabilidade acima desse valor limite.

Em geral, quando se deseja estudar o grau de “afinidade” entre duas séries temporais, um método bastante utilizado é o método de *Pearson*. Em Estatística Descritiva, o coeficiente de correlação de *Pearson* (r) – também chamado de “coeficiente de correlação produto-momento” ou simplesmente de “ r de *Pearson*” – mede o grau da correlação entre as séries temporais de duas variáveis quaisquer.

Diz-se que existe correlação entre duas séries de dados, quando as alterações sofridas por uma delas são acompanhadas por modificações na outra. Por exemplo, no caso de duas variáveis X e Y , verifica-se se aumentos (ou diminuições) em X correspondem a aumentos (ou diminuições) em Y . Dessa forma, a correlação entre X e Y revela se existe uma relação funcional entre estas duas variáveis analisadas.

Coeficiente de *Pearson* possui um valor adimensional que varia de 1 à -1, sendo valores positivos uma correlação direta (diretamente proporcional ou positiva) e negativos uma correlação inversa (negativa). Quanto mais alto o valor, maior será a correlação positiva.

O nível de 5% de significância estatística deve ser estabelecido antes da realização do experimento e corresponde ao risco que se corre de rejeitar uma hipótese verdadeira ou rejeitar uma hipótese falsa. A significância de um resultado também é denominada de valor “ p ” (p -value). Quando o p -value é menor ou igual a 5×10^{-2} , diz-se que a correlação é significativamente diferente de zero com 95% de confiança.

A metodologia, formulações matemáticas e mais detalhes a respeito do coeficiente de correlação de *Pearson*, consultar o **Apêndice B**.

As séries foram submetidas ao teste de correlação de *Pearson* com a curva senoidal de período 18,61 anos LNC (**Figura 9**) para avaliar o grau de afinidade entre

as curvas. Assim como o ciclo completo representa uma variabilidade (quase) bidecenal, as séries também foram correlacionadas com a oscilação decenal de metade do LNC (9,3 anos).

Quando a Lua está em sua menor declinação ($18,4^{\circ}\text{N} - 18,4^{\circ}\text{S}$) é conhecido na literatura como *menor standstill*, como nos anos que 2015, 1998, 1979, 1960, 1941. Por outro lado, *maior standstill* é conhecida quando está em sua declinação máxima ($28,6^{\circ}\text{N} - 28,6^{\circ}\text{S}$), como é ilustrado no gráfico da **Figura 9**, essa configuração aconteceu em 2007, 1988, 1969, 1950.

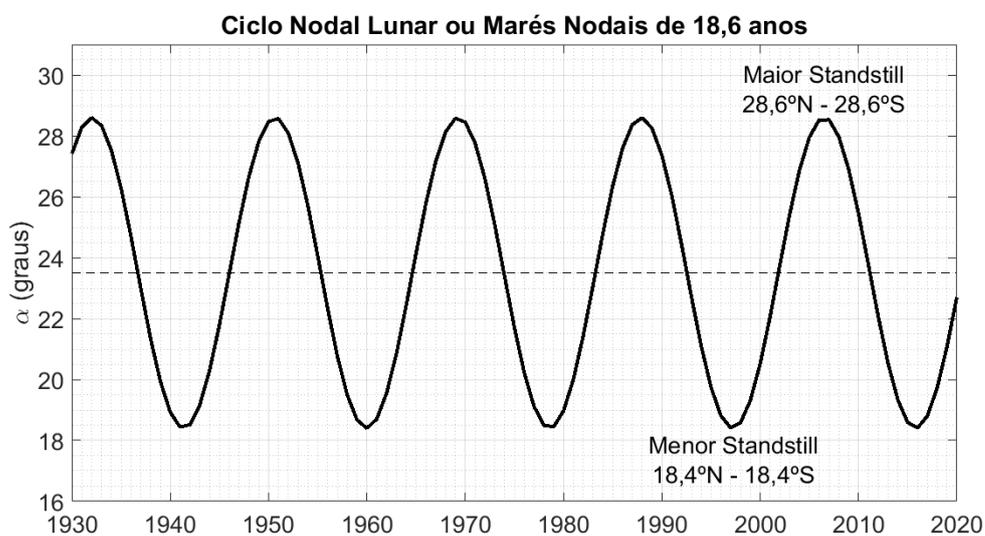


Figura 9. Curva senoidal, representação da periodicidade do LNC. A linha tracejada representa a linha dos trópicos em $23,5^{\circ}$. A parte da curva que está acima desta linha representa a atuação da Lua fora dos trópicos e abaixo é a atuação dentro dos trópicos.

É importante deixar claro que a correlação de *Pearson* não implica em uma situação de causa-e-efeito, sendo apenas, uma medida adimensional de afinidade entre duas séries de observações.

4.2.3. Filtro de Hodrick e Prescott

Como visto, as ST longas de variáveis atmosféricas e oceânicas são resultado de uma complexa interação não linear dessas variáveis. Sendo assim, a separação em baixas e altas frequências torna-se desejável para poder analisar séries

longas de dados meteorológicos, seus índices climáticos derivados, e auxiliar no entendimento da variabilidade climática nas variadas escalas de tempo.

Hodrick e Prescott (1980) propuseram um método, conhecido como filtro de Hodrick-Prescott (HP), que pode auxiliar nesse aspecto. Trata-se de uma análise estatística de tratamento de séries temporais que separa flutuações de baixas frequências da série original. Ou seja, o filtro HP gera duas novas séries temporais a partir da série original, uma de baixas frequências (tendência) e outra de altas frequências (cíclica/aleatórias).

O filtro HP não tem sido amplamente utilizado em no campo das ciências ambientais, como por exemplo, Climatologia, Meteorologia, Hidrologia, contudo, alguns estudos de avaliação de desempenho obtiveram resultados satisfatórios na análise de ST de índices climáticos através do filtro de Hodrick e Prescott (SANTOS *et al*, 2013; SIQUEIRA; MOLION, 2015).

O filtro de Hodrick e Prescott decompõe uma ST em duas séries, uma formada pelos componentes de tendência e outra formada pela parte cíclica/aleatória do sinal original:

$$y_t = \tau_t + c_t \quad (I)$$

onde y_t é a série original, τ_t e c_t são, respectivamente, a tendência e a parte cíclica/aleatória extraídas com o filtro HP. Uma abordagem mais detalhada do método de Hodrick e Prescott pode ser encontrado no **Apêndice B**.

Sendo o filtro HP paramétrico, ou seja, depende da escolha de um parâmetro de suavização lambda (λ) que define o ciclo de referência da série de tendência. Isso significa que frequências baixas, acima do ciclo de referência, vão compor a curva de tendência, enquanto abaixo desse valor (frequências altas) comporão a curva cíclica/aleatória. Neste trabalho utilizou-se $\lambda = 5$, que representa um ciclo de corte de 9,2 anos.

Santos *et al.* (2013) estudaram uma ST de índices padronizados de vazão mensal do rio São Francisco no município de Pão de Açúcar/AL no período de 1931 a 2012, utilizando o Filtro HP, possivelmente os primeiros trabalhos a utilizar a

metodologia em estudos climáticos. Os resultados, segundo os autores foram satisfatórios, e sugeriram a existência de três ciclos dominantes, ciclos anual, 18 anos e 30 anos aproximadamente, com significância estatística superior a 95%.

Em análises climáticas realizadas por Siqueira e Molion (2015), os autores utilizaram o filtro HP (**Figura 10**) nas séries do IOS no período de 1900-2010. Observa-se que a amplitude da linha de tendência (linha em preto) não é acentuada, porém, a oscilação de longos períodos é mais destaca.

Nota-se que, em geral, a partir de 1917 e persistindo até 1976, os valores do índice da OS se apresentam predominantemente positivos (modo positivo), à exceção do evento El Niño forte de 1939/1942, se comparados com o do período seguinte, de 1977 a 2005, em que seus valores foram negativos (modo negativo) (SIQUEIRA; MOLION, 2015).

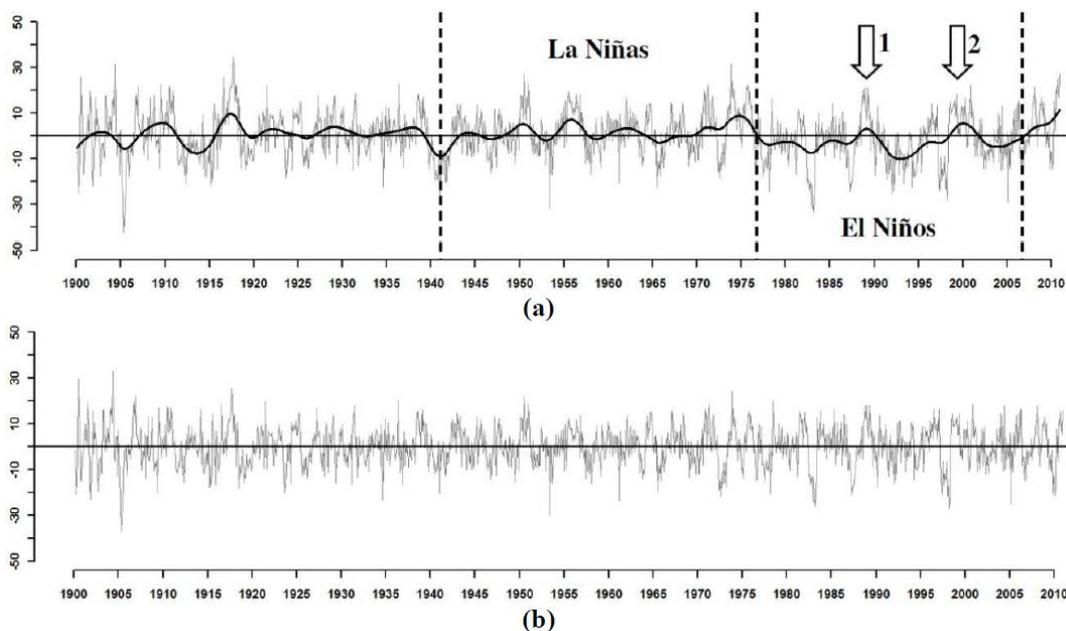


Figura 10. Análise da Oscilação Sul (OS) em (a) séries dos índices da OS (linha em cor cinza) e da tendência (preto) e em (b) série da parte cíclica/aleatória, extraídas com o filtro Hodrick-Prescott. (Fonte: Siqueira e Molion, 2015).

Ainda na **Figura 10**, durante o período de 1977 a 2005, nota-se que a linha de tendência apresenta amplitude maior e atinge valores positivos em ocasiões em que ocorreram os eventos intensos de La Niña, o de 1988/1989 (seta 1) e o de 1998/2001 (seta 2).

Em virtude dos argumentos expostos, é extremamente necessário dispor de métodos estatísticos apropriados em um conjunto de dados observacionais. Sendo assim, uma descrição detalhada dos métodos, parâmetro e testes de significância estatística utilizados para os resultados encontrados neste trabalho, podem ser vistos nos **Apêndices A e B**.

4.3. Análise Espectral dos Dados

Uma série temporal é uma sequência de observações de uma variável ao longo do tempo, ou seja, é uma sequência de pontos em ordem sucessiva, geralmente ocorrendo em intervalos uniformes. Portanto, uma série de tempo é simplesmente uma sequência de números coletados em intervalos regulares durante um período de tempo.

Na análise de ST, resultantes de observações de processos estocásticos, um objetivo básico é o de aproximar uma função do tempo por uma combinação linear de harmônicos (componentes senoidais).

Em muitas aplicações como na Oceanografia, por exemplo, se está em busca de periodicidade nos dados observados. Segundo Morettin (2014), há duas situações que frequentemente ocorrem:

- a) Conhece-se a frequência e quer-se estimar as amplitudes e fases;
- b) Quer-se estimar as frequências, amplitudes e fases.

O primeiro caso pode ser ilustrado pelo fenômeno das marés, onde as frequências são definidas astronomicamente. O segundo caso corresponde à situação típica que ocorre na prática, ou seja, a procura por períodos, ou ciclos, “escondidos” nas observações.

A análise de *Fourier* clássica é usada para estudar funções ou *sinais determinísticos*. As funções que, em geral, encontraremos para análise são *funções*

aleatórias. Formalmente, uma função aleatória ou um *processo estocástico* é uma família de variáveis aleatórias.

A grande maioria das observações e simulações de processos e regimes não-lineares na natureza é registrada a partir de ST. Atualmente, existe uma vasta gama de técnicas de análise espectral de séries que foram desenvolvidas e introduzidas na literatura com a finalidade de fornecer ferramentas para a caracterização de regimes não-estacionários, os quais são associados à complexa variabilidade de fenômenos físicos intrínsecos à interação oceano-atmosfera (BARBOSA, 2012).

A análise clássica de ST geofísicas trata, basicamente, da decomposição da série em quatro componentes: tendência, sazonal, cíclica, aleatória. (1) Tendência, capta elementos de longo prazo relacionados com a série de tempo; (2) Cíclico, longas ondas, mais ou menos regulares, em torno de uma linha de tendência; (3) Sazonalidade, capta padrões regulares da série; (4) Aleatório, capta todos os efeitos que não foram incorporados pela série através dos três componentes anteriores, ou seja, pode ser chamado de resíduo ou ruído.

As ST longas de variáveis atmosféricas e oceânicas são resultantes da complexa interação não linear dessas variabilidades. Sendo assim, a separação das baixas e altas frequências torna-se desejável para poder analisar séries longas de dados meteorológicos, seus índices climáticos derivados, e auxiliar no entendimento da variabilidade climática nas variadas escalas de tempo (SIQUEIRA; MOLION, 2015).

Atualmente, observa-se uma vasta gama de técnicas de análise espectral e um dos principais aspectos a serem considerados no estudo de ST é a metodologia adotada na etapa de análise. O objetivo da análise da ST é sumarizar as propriedades da série e caracterizar seu comportamento, identificando ou sugerindo uma forma/modelo adequado. Existe, basicamente, dois enfoques usados nesta análise.

No primeiro, a análise da série é feita no domínio do tempo, isto é, o interesse reside na magnitude (intensidade) de eventos que ocorrem em determinado instante de tempo e na relação entre observações em diferentes instantes de tempo.

No segundo, a análise é feita no domínio da frequência, isto é, o interesse está na frequência com que certos eventos ocorrem em determinado período de tempo (movimentos cíclicos, por exemplos). A ferramenta utilizada é o espectro (que é uma transformada de *Fourier*) e a análise baseada em modelos não paramétricos.

Ambas as análises podem ser complementares, entretanto, a análise no domínio da frequência é conveniente na procura de características determinísticas da ST, enquanto a do domínio no tempo é usada na análise de processos não determinísticos.

Análises no domínio da frequência buscam a representação da ST em termos da contribuição de cada escala temporal para um dado valor x_t . Como por exemplo, um dado local, uma série horária de temperatura do ar exibe uma elevada variação nas escalas diária (24h) e anual (8760h). Em termos de frequência, essa série exibirá picos nas frequências 0,0417/h e 0,0000114/h. Sob essa última forma de investigação, a análise espectral é, provavelmente, um dos métodos mais utilizados.

Para procurar uma conexão entre dois fenômenos físicos, é mais promissor investigar a frequência dominante do que uma análise temporal (MAZZARELLA; PALUMBO, 1994). O espectro de uma ST indica a contribuição das oscilações obtidas em várias frequências à variância total da série sob investigação (PANOFSKY; BRIERG, 1968).

A análise espectral de potência na Transformada Discreta de *Fourier* (DFT – *Discrete Fourier Transform*) pode ser usada como ferramenta poderosa para determinar a intensidade relativa dos ciclos dentro de ST. A transformada de Fourier funciona decompondo uma série em seu conjugado real (\Re) e partes imaginárias (\Im) de sinal. A potência espectral é calculada como o quadrado do sinal de energia a partir de \Re , que produz uma série de amplitudes através de uma gama de frequências que descrevem a força do ciclo. \Im é usado para determinar a fase dos ciclos, que pode mostrar quando deve ocorrer os picos de ciclos de diferentes frequências (BROOKS, 2011).

A análise espectral através da DFT é bem consolidada e aplicada em diversos estudos de ST (MAZZARELLA; PALUMBO, 1994; GUSEV et al., 2004; MCKINNELL; CRAWFORD, 2007; AGOSTA, 2014). Na área das Ciências Ambientais

tem reforçado bastante a capacidade de compreensão e previsão de fenômenos cíclicos que se repetem em escala interanual (por exemplo, El Niño, Oscilação Decadal do Pacífico) para escalas milenares (por exemplo, ciclos de Milankovitch).

Agosta (2014) analisou 112 anos de registros de precipitação de 11 estações meteorológicas na região das planícies leste da cordilheira dos Andes (37° - 28° S, 69° - 66° O) disponíveis pela *Argentine Weather Service*, e 60 anos de dados de temperatura junto à superfície, pressão ao nível do mar e TSM na região sudoeste do Atlântico Sul. O autor utilizou a análise DFT para mostrar a variabilidade interanual de baixa frequência da ST pluviométrica. Os resultados indicam evidências estatísticas da influência do ciclo nodal na variabilidade das chuvas de verão sobre a planície leste do Andes subtropical, na América do Sul.

No entanto, demonstra-se que a análise de *Fourier* tradicional não é viável na investigação de fenômenos que possuem sinais não-estacionários ou mesmo aqueles em que o sinal sofre variações bruscas de frequência (FARGE, 1992; TORRENCE; COMPO, 1998). Entende-se como “não-estacionária” uma ST em que, momentos estatísticos, tais como, “médias” e “variâncias”, para diferentes intervalos de período constante, apresentam-se estatisticamente distintos. Caso contrário, assume-se que a série é estacionária.

A técnica DFT para o estudo de sinais não-estacionários é limitada no aspecto de que possui uma janela móvel no tempo. Porém, essa janela possui largura fixa, ou seja, ela não consegue determinar variações de altas e baixas frequências simultaneamente. Para contornar essa deficiência foi desenvolvida a técnica conhecida como Transformada em *Wavelet* (WT – *Wavelet Transfom*) ou Transformada em Ondeletas na Forma Contínua, a qual possui janelas móveis no tempo ou no espaço, que se dilatam ou se comprimem para capturar sinais de baixa e alta frequência, respectivamente. A transformada é dita contínua porque a operação é feita utilizando-se integrais e não somatórias, pois as análises, em geral, são realizadas em extensas ST (BARBOSA, 2012).

Nakken (1999) afirma que variáveis meteorológicas requerem, devido à natureza temporal de seus sinais, investigações baseadas no espaço tempo-frequência a fim de revelar características espectrais, em função do tempo, que a

análise de *Fourier* não é capaz de detectar. O autor afirma, também, que a WT é um método importante para analisar tendências não-estacionárias em séries de precipitação e de escoamento superficial (*runoff*), revelando mudanças abruptas, pontos de quebra e descontinuidade nos sinais desses elementos.

A análise de *Wavelet* tornou-se uma ferramenta comum para analisar variações localizadas de frequências em ST. Por meio da decomposição da série no espaço tempo-frequência (independente da escala), é capaz de determinar os modos dominantes da variabilidade, e como esses modos variam no tempo.

A metodologia de *Wavelet* tem sido usada para numerosos estudos de dados climáticos em Meteorologia, Hidrologia e em Geofísica, incluindo estudos sobre convecção tropical, ENOS, frentes frias atmosféricas, temperatura, dispersão de ondas oceânicas, crescimento e quebra de ondas, estudos de escoamento, processamento de sinais, sistemas hidrológicos, dentre outros (TORRENCE; COMPO, 1998).

A técnica WT consiste, basicamente, em decompor um sinal em diferentes partes, ou seja, explora-se tal sinal em diferentes níveis de resolução. Esse procedimento é conhecido na literatura como multi-resolução. Ao ser apresentada, a multi-resolução mostra uma figura simplificada para a análise da informação que o sinal traz. As várias resoluções, ou seja, os vários detalhes de um sinal, de forma geral, caracterizam as diferentes estruturas físicas que estão contidas no mesmo.

Então, ao modular essa resolução, se pode ressaltar sinais mais fortes ou mais fracos presentes nas séries. Esses sinais são apresentados na forma da intensidade de energia que se representa em função da frequência (período) e da escala temporal da série. A WT pode ser usada para analisar ST que contêm periodicidades não estacionárias em diferentes frequências - mais detalhes vide **Apêndice C**.

Em trabalho realizado por Santos *et al.* (2013) que procurou detectar possíveis periodicidades na série histórica de 80 anos de vazão rio São Francisco através dos métodos Filtro de HP e de análise de *Wavelet*. Os resultados mostraram ciclos aparentes de 18 e 30 anos, possivelmente associados ao Ciclo Nodal Lunar e a ODP, respectivamente.

Os resultados da transformada em *Wavelet*, realizada por Siqueira e Molion (2015) utilizando o filtro HP (ver **Figura 10**, pg.44), na série do IOS no período de 1900-2010, são apresentados na **Figura 11**. A análise da série de tendência do IOS **Figura 11-a**, apresenta ciclos de 6, 9, 17, 28 anos, o primeiro associado ao Ciclo El Niño/La Niña, os dois seguintes possivelmente ao LNC e o último, à ODP.

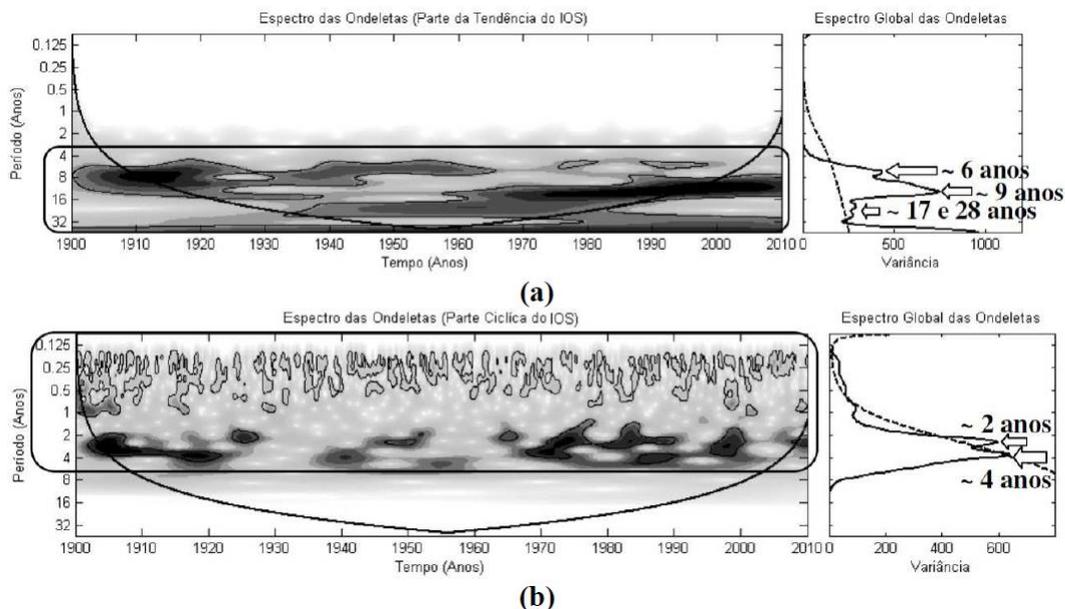


Figura 11. Análise das ondeletas aplicada às séries (a) da tendência e (b) da parte cíclica/aleatória, obtidas após o tratamento da série dos índices da OS com o filtro HP (Figura 9) com respectivos Espectros de Potências e Espectro Global das Ondeletas. (Fonte: Siqueira e Molion, 2015).

As figuras representam, respectivamente, o Espectro de Potência das Ondeletas (EPO), à esquerda, e o Espectro Global das Ondeletas (EGO), à direita.

A coloração (escala de cores) do EPO no espectro de ondeletas representam os períodos onde os respectivos ciclos foram mais fortes, ou seja, mais presentes dentro da série. No EGO do IOS, **Figura 11-b**, destaca-se os ciclos dominantes de 2 e 4 anos, relacionados com o fenômeno ENOS.

Os contornos fechados no EPO representam nível de confiança superior a 95% e a curva contínua, em forma de “U”, representa o cone de influência, para além do qual o efeito de borda se torna importante. No EGO, valores são significativos ao nível de 95% à direita da curva tracejada.

Dessa forma, como objetivo de comparar o desempenho da análise espectral, além da WT, foi aplicada sobre as ST estudadas a técnica da DFT para

investigação da energia de baixas frequências nas séries históricas de precipitação, como o ciclo bidecenal do LNC de 18,6 anos.

CAPÍTULO 4

Neste capítulo, são apresentados os resultados do tratamento dos dados de precipitação, análises dos coeficientes de correlação de *Pearson*, das técnicas de suavização de ST e abordado os resultados sobre a variabilidade na energia espectral das análises da Transformadas Discretas de *Fourier* (DFT) e a Transformada em *Wavelet* (WT).

5. Resultados e Discussões

A apresentação dos resultados foi dividida em duas subseções distintas, porém, complementares. A primeira é destinada à análise estatística clássica e, a segunda, a análise espectral dos dados.

Na primeira sub-sessão, faz-se uma análise da estatística clássica dos dados, uma discussão a respeito do conjunto de dados originais de precipitação, sua respectiva curva de ajustamento e coeficientes de correlação de *Pearson*. Ainda na primeira sub-sessão, apresenta-se o resultado do Filtro HP em cada uma das ST. Como já abordado, essa ferramenta separa a parte cíclica/aleatória da componente de longo prazo (tendência).

Em seguida, na sub-sessão 2, são apresentados os resultados da análise espectral DFT e WT nas séries originais com o objetivo de observar a presença das periodicidades com alto poder de variação presentes nessas ST. Os testes de significância estatística de *Wavelet* do espectro de potência (EPO) e do espectro global (EGO), também são apresentados.

Foi aplicada, também, a análise espectral WT em cada componente: parte de tendência e parte cíclica/aleatória, obtidas com o filtro HP, e assim, a periodicidade presente em cada componente pode ser estudada. Mais detalhes podem ser encontrados em Siqueira e Molion (2015).

Como argumentado no Capítulo 3, os dados das seis estações pluviométricas selecionadas foram analisados na escala anual e sazonal (semestre hidrológico) da região, que se estende do mês de outubro a março. Com isso, um total de doze ST foram estudadas.

No entanto, para apresentação e discussão dos resultados, são apresentados gráficos e análises estatísticas de uma ST (anual ou sazonal) para cada estação pluviométrica. Sendo a ST escolhida a que apresentou periodicidades mais relevantes/significativas do ponto de vista estatístico, isto é, maior correlação e potência espectral para ciclos interdecadais.

Dentro de cada sub-sessão, a discussão dos resultados é realizada na sequência de sub-bacias hidrográficas, começando pela mais ao norte, em direção ao sul. Sendo assim, a sequência de apresentação das ST, e respectivas sub-bacias, é a seguinte: ST **A1**, Paranaíba; ST **B1**, Grande; ST **C1** Tietê; ST **D1** Pardo; ST **E1**, Paranapanema; e ST **F1**, Iguaçu. Mais informações das estações vide Tabela I.

Como já era esperado, todas as ST hidroclimáticas e, particularmente as séries de precipitação estudadas, apresentam forte periodicidade com frequências variando de 2 a 4 e 3 a 6 anos por ciclo, possivelmente relacionada com eventos de ENSO. Portanto, como o objetivo do trabalho é a discussão dos resultados para baixas frequências, concentrou-se nas oscilações de longos períodos, ou seja, maiores que 8 anos por ciclo.

5.1. Análise Estatística Clássica

5.1.1. Est. A1: Estrela do Sul/MG

A ST pluviométrica para o semestre hidrológico (out.-mar.) da estação pluviométrica **A1** (18°44'S, 47°41'O), **Figura 12**, apresenta observações que cobrem o período de 1945 a 2015. A precipitação média do semestre para o período analisado é 1330 mm com um desvio padrão de 309 mm (variância igual a $9,5 \times 10^4 \text{ mm}^2$) e coeficiente de variação igual a 0,23.

Ao analisar os dados originais, o semestre mais úmido na Est. **A1** foi de outubro de 1960 a março de 1961 quando foi registrado o total de 1900 mm de precipitação e o mais seco foi 900 mm registrado de outubro de 1970 a março de 1971. Percebe-se uma significativa variância em torno da média principalmente na primeira metade da ST e uma tendência de decréscimo na precipitação a partir de meados dos anos 1980.

Um período seco prolongado é evidente a partir de meados dos anos 1980. A precipitação na série ST **A1** parece apresentar uma mudança de fase a partir do semestre hidrológico 1985-86, quando a média para o período foi 1.238 mm, enquanto para o período anterior foi 1.398 mm.

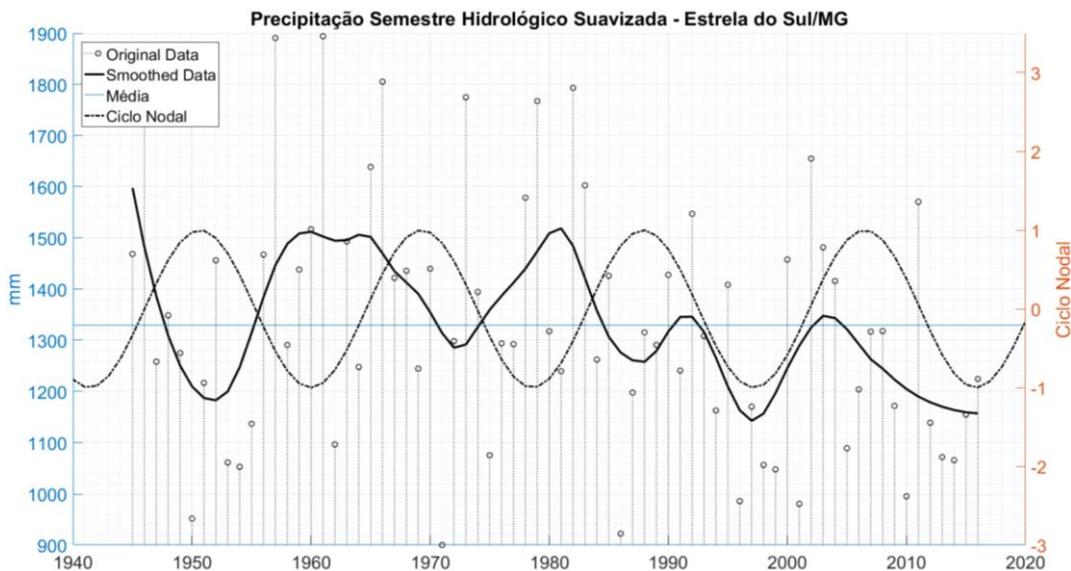


Figura 12. Pluviosidade total anual para a ST **A1**, curva de ajustamento polinomial de grau 2.

A **Figura 12** também apresenta a ST suavizada. Pode-se perceber certas variação e comportamentos, como uma aparente oscilação entre sequências de anos úmidos (excesso de precipitação) e anos secos (déficit de precipitação), o que seria de difícil visualização sem esse procedimento.

Na análise das curvas suavizada ST **A1** e a senoide nodal, percebe-se uma correlação inversa até aproximadamente o ano 1991, com valor do coeficiente de correlação *Pearson* $r = -0,72$ e $p\text{-value} = 6,5 \times 10^{-9}$, corroborando com essa aparente anticorrelação. A partir de 1991, há uma mudança de fase, então essa correlação torna-se positiva ($r = 0,60$; $p\text{-value} = 1,5 \times 10^{-3}$) e também é significativa para a metade do ciclo ($r = 0,60$; $p\text{-value} = 1,2 \times 10^{-3}$). Quando se analisa a correlação da série

completa, $r = - 0,22$ e $p\text{-value} = 5,9 \times 10^{-2}$, e para metade do ciclo nodal, $r = 0,29$ e $p\text{-value} = 1,3 \times 10^{-2}$.

Na **Figura 13**, mostram-se os resultados obtidos com o filtro HP para a ST **A1**, dado em mm/semestre. Na **Figura 13-a**, apresentam-se os dados da série original (linha em cor cinza) e a série da tendência (preto) e, na **Figura 13-b**, apenas a parte cíclica/aleatória da ST, que corresponde a oscilações de alta frequência.

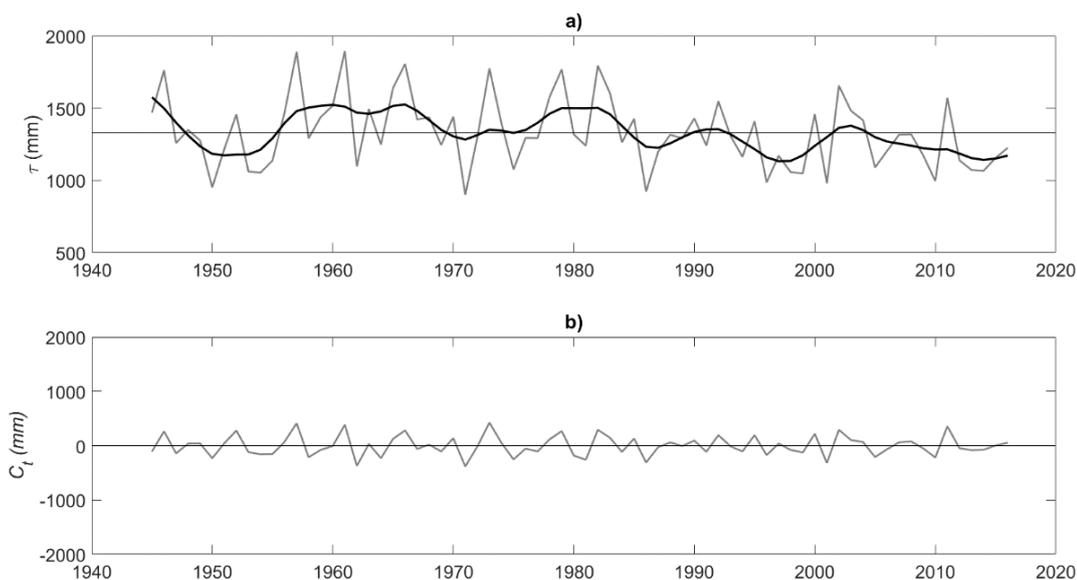


Figura 13. Análise da ST **A1** em: a) série original (linha em cinza) e de tendência (em preto) e em b) a parte cíclica/aleatória, extraídas com o Filtro HP.

Na análise da **Figura 13-a**, nota-se que a amplitude da linha de tendência (linha em preto) não é acentuada, porém, destacam-se sutilmente as oscilações de baixa frequência (períodos longos), período cíclicos decenais (por ex. 1946 a 1958, de 1975 a 1986, de 1982 a 1991, de 1992, 2001, de 1987 a 1997, 1998 a 2010).

A correlação entre o ciclo nodal e a linha de tendência do filtro HP da **Figura 13-a**, até o ano de 1991, é $r = - 0,74$ e $p\text{-value} = 2,5 \times 10^{-9}$. A partir de 1992, a correlação entre elas é $r = 0,65$ ($p\text{-value} = 4,9 \times 10^{-4}$).

Como já discutido anteriormente, nota-se que, a partir de 1955 e persistindo até aproximadamente 1986, os valores da linha de tendência da precipitação se apresentam predominantemente acima da média da série, se comparados com o período seguinte a partir de 1987.

Na **Figura 13-b**, nota-se que a parte cíclica/aleatória é tão ruidosa quanto a série original de precipitação em **A1**. Esse fato mostra que a variabilidade interanual da precipitação durante o semestre hidrológico é grande e rápida nas escalas de tempo mais curtas.

5.1.2. Est. B1: Guaxupé/MG

A ST de precipitação anual da estação pluviométrica **B1** (21°17'S, 46°42'O), na **Figura 14**, apresenta observações que cobrem o período de 1911 a 2015. A precipitação média anual para o período analisado é 1.473 mm com um desvio padrão de 328 mm (variância de $1,1 \times 10^5 \text{ mm}^2$) e coeficiente de variação igual a 0,22. Apresenta uma relevante variabilidade interanual. Destaca-se o período seco prolongado de 1950 e o período chuvoso do início dos anos 1980.

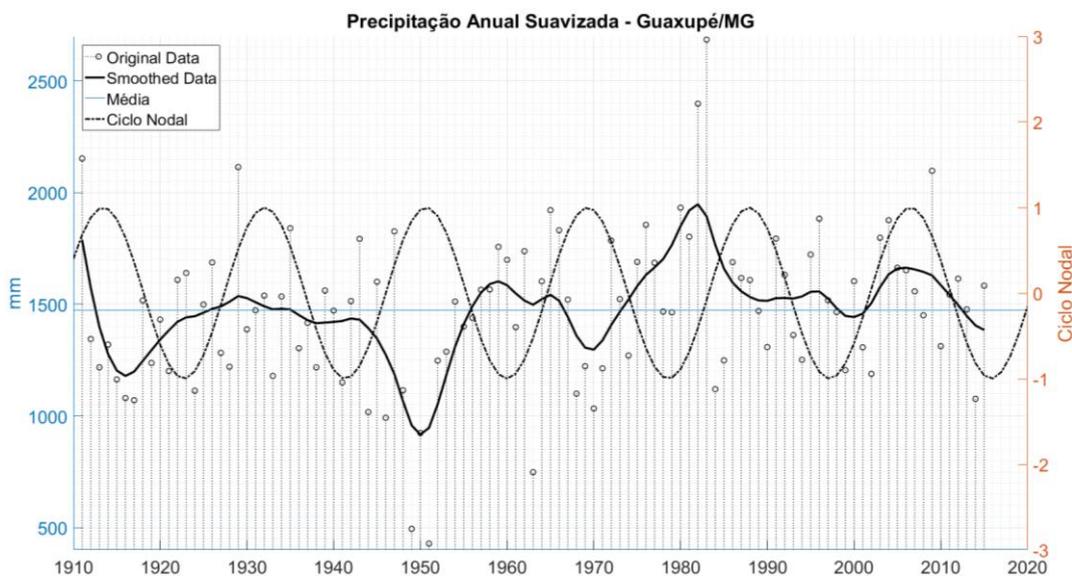


Figura 14. Pluviosidade total anual para a ST **B1**, curva de ajustamento polinomial de grau 2.

Ao analisar os dados originais, o ano mais úmido na Est. **B1** foi 1983 quando foi registrado o total de 2.685 mm de precipitação e o mais seco foi 427 mm registrado em 1951. Destaca-se que o ano de 1983 foi registrado um evento de El Niño intenso (vide **Figura 1**, pg. 16).

Percebe-se uma acentuada variância em torno da média principalmente na segunda metade da ST, sendo a primeira metade com valores predominantemente

abaixo da média em relação a segunda metade. A média até o ano de 1953 foi 1.353 mm, enquanto a média posterior a esse ano foi de 1.557 mm.

Na **Figura 14** apresenta-se, também, a série ajustada através de um polinômio de segundo grau. Percebem-se as oscilações entre sequências de anos úmidos e anos secos.

Ao analisar as curvas suavizada **ST B1** e a curva senoide do ciclo nodal na **Figura 14**, é possível perceber uma correlação inversa em praticamente toda a série. O coeficiente de correlação de *Pearson* para as duas séries é $r = - 0,35$ e $p\text{-value} = 2,7 \times 10^{-4}$, corroborando com essa aparente anti-correlação ou correlação inversa.

Na **Figura 15**, são mostrados os resultados obtidos com o filtro HP para a **ST B1**. Na Figura 14-a, apresentam-se os dados da série original (linha em cor cinza) e a série da tendência (preto) e, na Figura 14-b, apenas a parte cíclica/aleatória da **ST**, que corresponde a oscilações de alta frequência.

Observa-se na **Figura 15-a** que a amplitude da linha de tendência não é acentuada, porém, a oscilação de baixa frequência (períodos longos) se destaca mais claramente. Nota-se que, em geral, a partir do começo da **ST** e persistindo até aproximadamente 1970, os valores de precipitação se apresentam predominantemente abaixo da média da série, se comparados com o período seguinte.

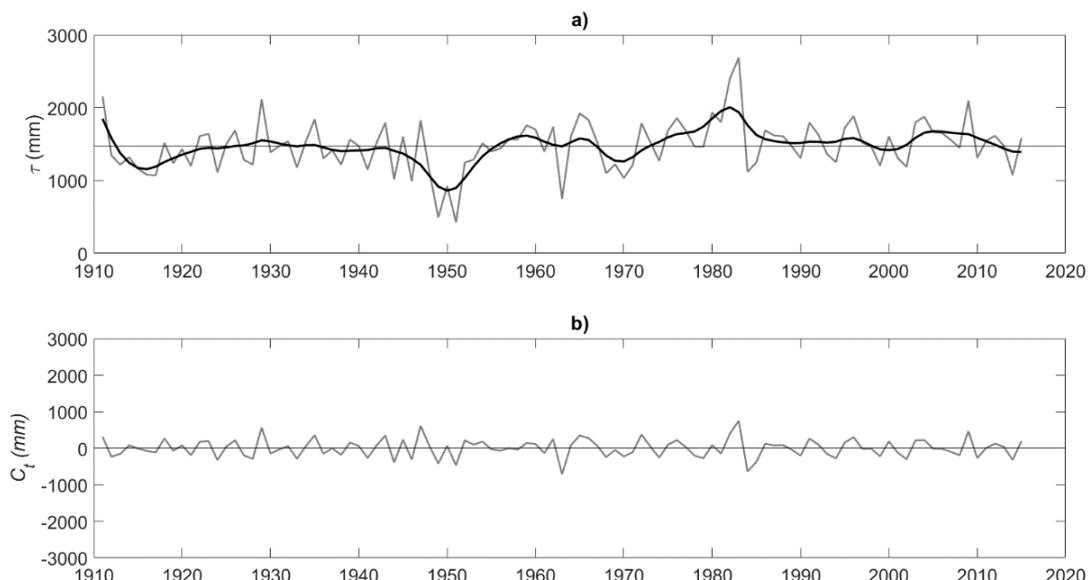


Figura 15. Análise da **ST B1** em: a) série original (linha em cinza) e de tendência (em preto) e em b) a parte cíclica/aleatória, extraídas com o Filtro HP.

Ainda na linha de tendência (**Figura 15-a**) é perceptível também, uma variabilidade bidecenal ao longo de toda a série, destacando-se os períodos de 1942 a 1958, 1950 a 1970, de 1972 a 1987, de 2001 a 2012. Na **Figura 15-b**, nota-se que a variabilidade interanual da precipitação em **B1** durante o semestre hidrológico é grande e rápida nas escalas de tempo mais curtas.

5.1.3. Est. C1: São Carlos/SP

A ST de precipitação anual da estação pluviométrica **C1** ($21^{\circ}57'S, 47^{\circ} 51'O$), **Figura 16**, apresenta observações que cobrem o período de 1936 a 2015. A precipitação média anual para o período analisado é 1.483 mm com um desvio padrão de 308 mm e coeficiente de variação igual a 0,21.

Ao analisar os dados originais, o ano mais úmido na Est. **C1** foi 1983 quando foi registrado o total de 2.437 mm de precipitação e o mais seco foi 705 mm registrado em 1944. Percebe-se, ao observar os dados originais, uma significativa variância em torno da média, igual a $9,4 \times 10^4 \text{ mm}^2$.

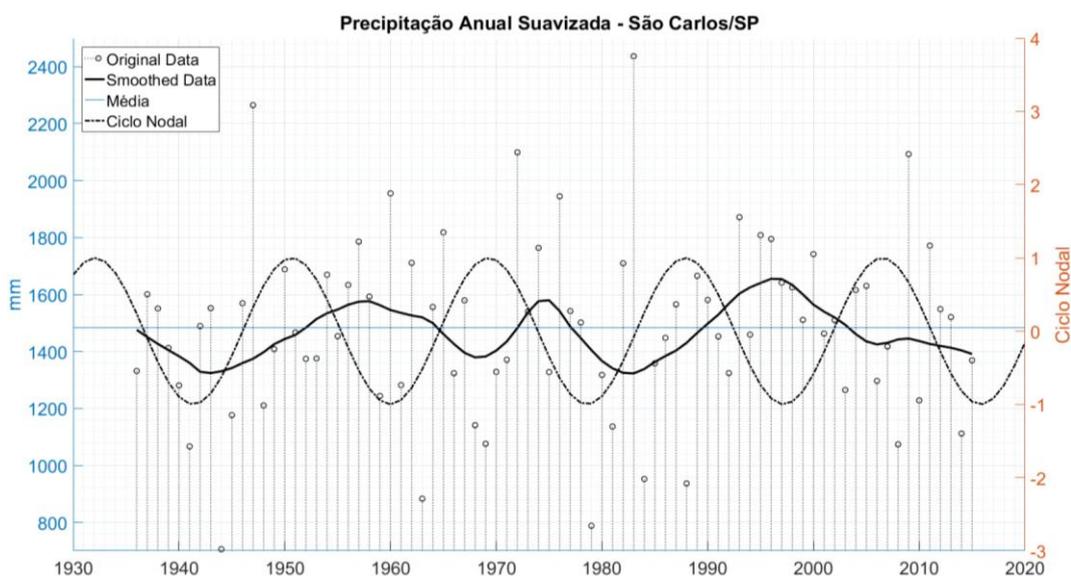


Figura 16. Pluviosidade total anual para a ST **C1**, curva de ajustamento polinomial de grau 1.

Quando analisamos as curvas: senoide do ciclo nodal e a suavizada ST **C1**, na Figura 21, é possível perceber uma correlação inversa em praticamente toda a série. O coeficiente de correlação de *Pearson* entre as duas séries é $r = - 0,23$ e *p*-

$value = 4,7 \times 10^{-2}$, corroborando com essa aparente anti correlação. Para a metade do LNC (9,3 anos) essa correlação passa a ser positiva e sobe para $r = 0,44$ e $p-value = 4,9 \times 10^{-5}$.

Na **Figura 17**, são mostrados os resultados obtidos com o filtro HP para a ST **C1**. Na **Figura 17-a**, apresentam-se os dados da série original (linha em cor cinza) e a série da tendência (preto) e, na **Figura 17-b**, apenas a parte cíclica/aleatória da ST, que corresponde a oscilações de alta frequência. A **Figura 17-b** mostra que a variabilidade interanual da precipitação durante o semestre hidrológico é grande e rápida nas escalas de tempo mais curtas.

Na **Figura 17-a**, destaca-se que, apesar da amplitude da linha de tendência não ser acentuada, se observam sutis oscilações ou modos distintos de baixa frequência, como por ex.: os períodos de 1944 a 1966, de 1968 a 1979, de 1974 a 1983 de 1988 a 2003.

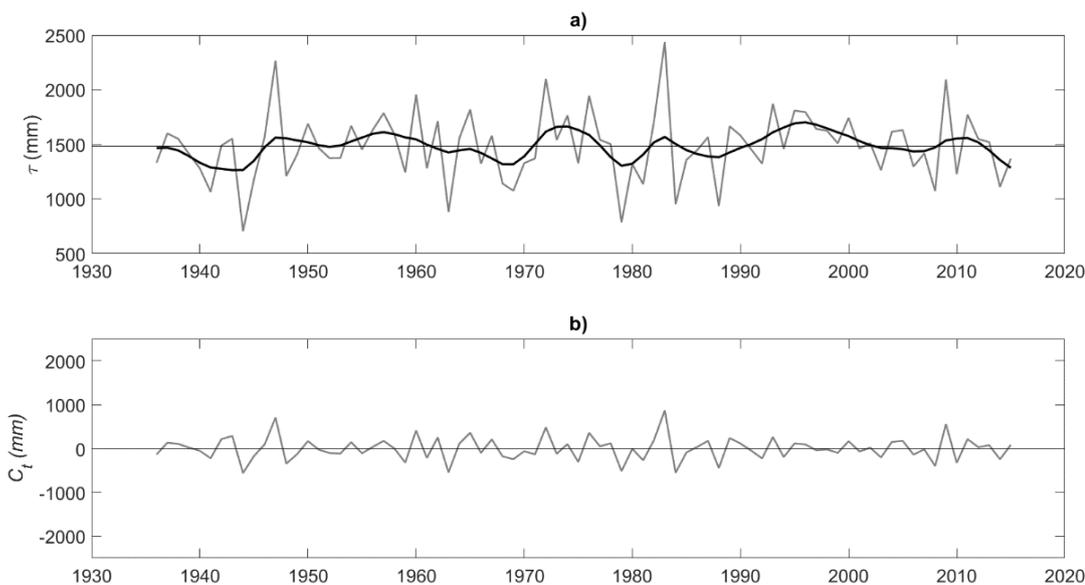


Figura 17. Análise da ST **C1** em a) série da precipitação original (linha em cor cinza) e da tendência (preto) e em b) série da parte cíclica/aleatória, extraídas com o Filtro HP.

Para linha de tendência da série C1 obtida com o filtro HP, apresenta $r = 0,34$ ($p-value = 2,5 \times 10^{-3}$) considerando metade do ciclo.

5.1.4. Est. D1: Três Lagoas/MS

A ST de precipitação para o semestre hidrológico (out.-mar.) da estação pluviométrica **D1** (20°47'S, 51°42'O) (**Figura 18**) apresenta observações que cobrem o período de 1928 a 2016. A precipitação média do semestre para o período analisado é 987 mm com um desvio padrão de 196 mm (variância de $3,8 \times 10^4 \text{ mm}^2$) e coeficiente de variação igual a 0,20.

Ao analisar os dados originais, o semestre mais úmido na Est. **D1** foi de outubro de 1972 a março de 1973 quando foi registrado o total de 1622 mm de precipitação e o mais seco foi 644 mm registrado de outubro de 1988 a março de 1989. Percebe-se uma acentuada variância em torno da média, principalmente até o fim dos anos 70, e uma persistência de anos mais secos a partir de 1980.

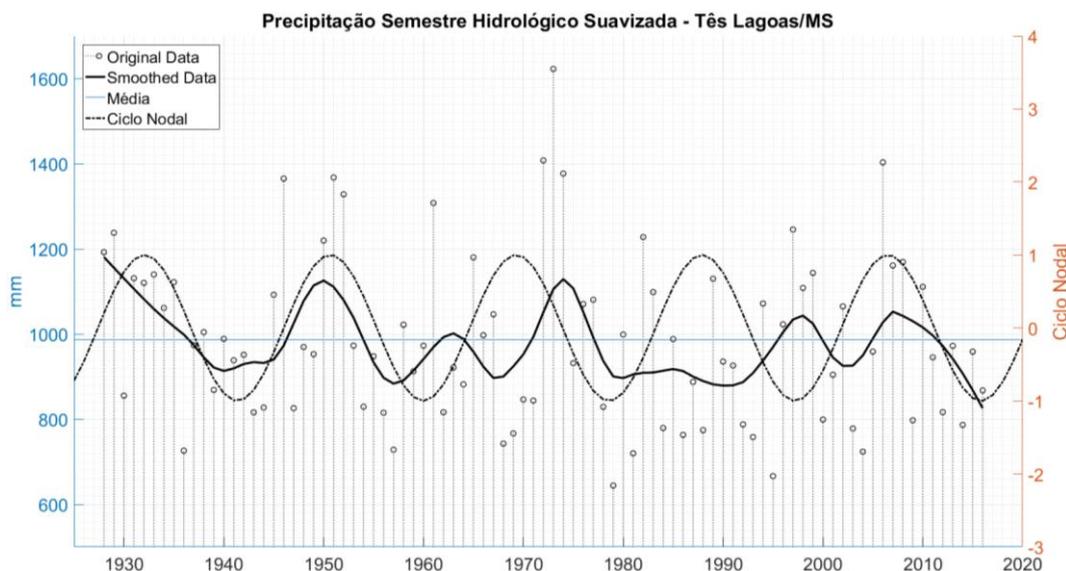


Figura 18. Pluviosidade total anual para a ST **D1**, curva de ajustamento polinomial de grau 2.

Ao analisar a curva suavizada ST **D1** e a curva senoide do ciclo nodal na **Figura 18**, é possível perceber uma ligeira correlação em praticamente toda a série. O coeficiente de correlação de *Pearson* entre as séries é $r = 0,4$ e $p\text{-value} = 1,1 \times 10^{-4}$, corroborando com essa aparente correlação.

Na **Figura 19**, são mostrados os resultados obtidos com o filtro HP para a ST **D1**. Na **Figura 19-a**, apresentam-se os dados da série original (linha em cor cinza) e a série da tendência (preto) e, na **Figura 19-b**, apenas a parte cíclica/aleatória da ST, que corresponde a oscilações de alta frequência.

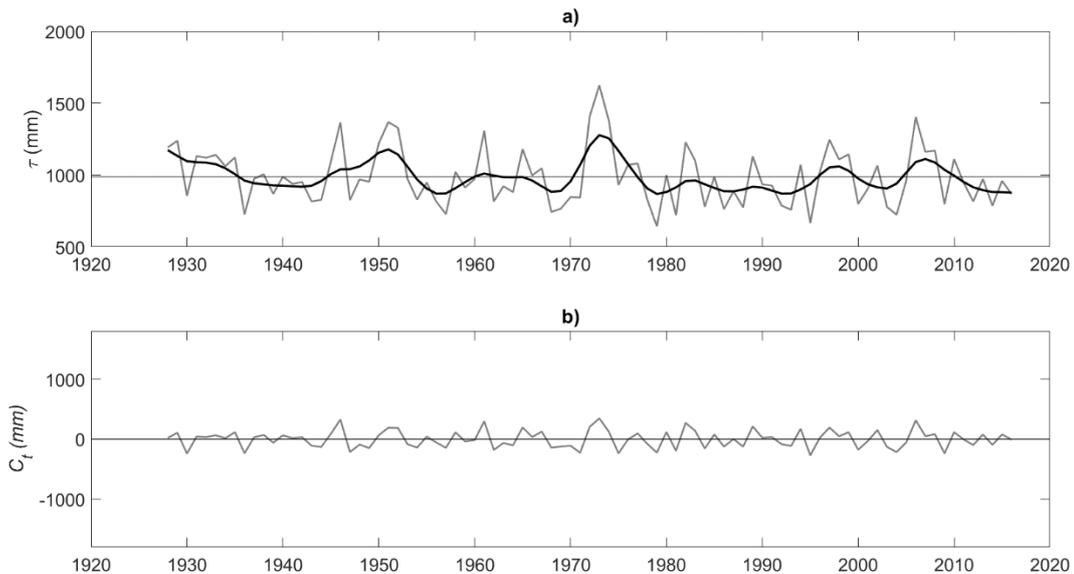


Figura 19. Análise da ST **D1** em: a) série original (linha em cinza) e de tendência (em preto) e em b) a parte cíclica/aleatória, extraídas com o Filtro HP.

Na **Figura 19-a**, destaca-se que existem alguns traços de longos períodos na série de tendência, ciclos com escala decenal, como por ex.: de 1930 a 1951, de 1943 a 1957, de 1969 a 1979, 1993 a 2002, de 1998 a 2007, de 2003 a 2015. Porém, se observa também que, em geral, sua amplitude não é acentuada e que a ST não apresenta tendência crescente ou decrescente durante o período observado. Com o LNC, possui $r = 0,35$ e $p\text{-value} = 9 \times 10^{-4}$.

5.1.5. Est. E1: Ponta Grossa/PR

A ST de precipitação para o semestre hidrológico da estação pluviométrica **E1** (25°08'S, 50°09'O), **Figura 20**, apresenta observações que cobrem o período de 1927 a 2015. A precipitação média do semestre para o período analisado é 892 mm com um desvio padrão de 183 mm (variância igual a $3,3 \times 10^4 \text{ mm}^2$) e coeficiente de variação igual a 0,20.

Ao analisar os dados originais, o semestre mais úmido na Est. **E1** foi de outubro de 1997 a março de 1998 quando foi registrado o total de 1.384 mm de precipitação e o mais seco foi 492 mm registrado de outubro de 1950 a março de 1951. Destaca-se que entre os anos de 1997 e 1998 ocorreu o evento de El Niño mais intenso já registrado.

Percebe-se uma acentuada variância em torno da média principalmente na segunda metade da ST, período em que foram registrados significativos eventos extremos positivos, como nos anos de 1983, 1996, 1998 e 2010.

Assim como nos casos anteriores, a **Figura 20** também apresenta a ST suavizada, onde percebem-se comportamentos e oscilação entre sequências de anos úmidos e anos secos. Destaca-se o período prolongado seco de 1950.

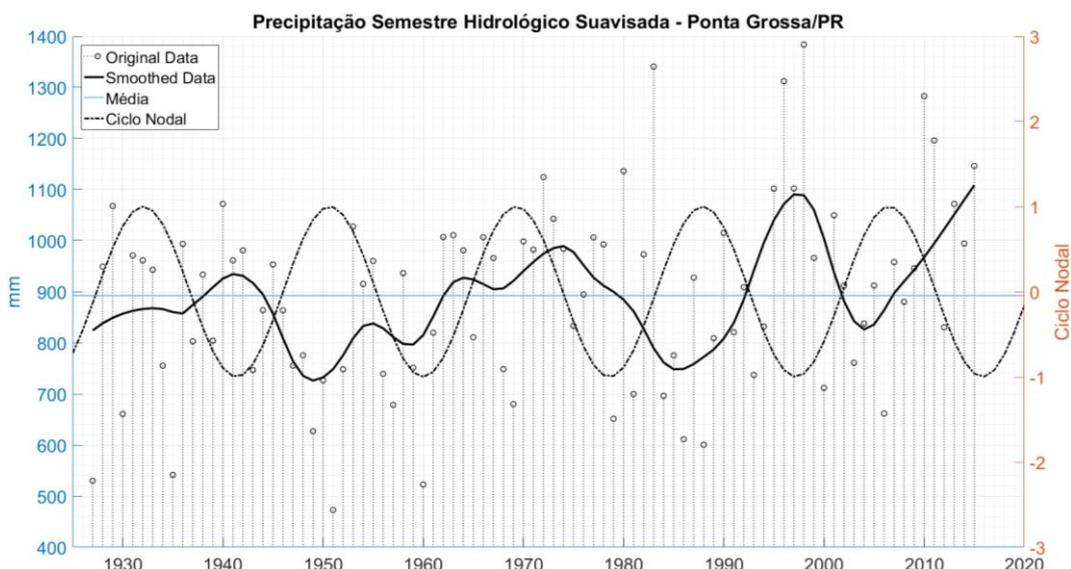


Figura 20. Pluviosidade total anual para a ST **E1**, curva de ajustamento polinomial de grau 1.

Ao analisar a curva suavizada ST **E1** e a curva do ciclo nodal, ainda na **Figura 20**, é possível perceber uma correlação inversa em praticamente toda a série. O coeficiente de correlação de *Pearson* para as duas séries é $r = -0,5$ e $p\text{-value} = 5,9 \times 10^{-7}$, apontando para uma significativa correlação inversa.

Na **Figura 21**, são mostrados os resultados obtidos com o filtro HP para a ST **E1**. Na **Figura 21-a**, apresentam-se os dados da série original (linha em cor cinza) e a série da tendência (preto) e, na **Figura 21-b**, apenas a parte cíclica/aleatória da ST, que corresponde a oscilações de alta frequência.

Na **Figura 20-a**, observa-se na linha de tendência uma ligeira inclinação positiva e mudança de padrão a partir de meados dos anos 1960. Deste ponto e persistindo até aproximadamente 1965, a linha se manteve abaixo da média, enquanto que para o período posterior acima da média, exceto para o período de 1982

a 1991. Também se destaca a amplitude acentuada em alguns períodos, como por ex.: de 1945 a 1960 e de 1993 a 2001.

A correlação entre o LNC a linha de tendência obtida com filtro HP é $r = -0,45$ e $p\text{-value} = 1,1 \times 10^{-5}$.

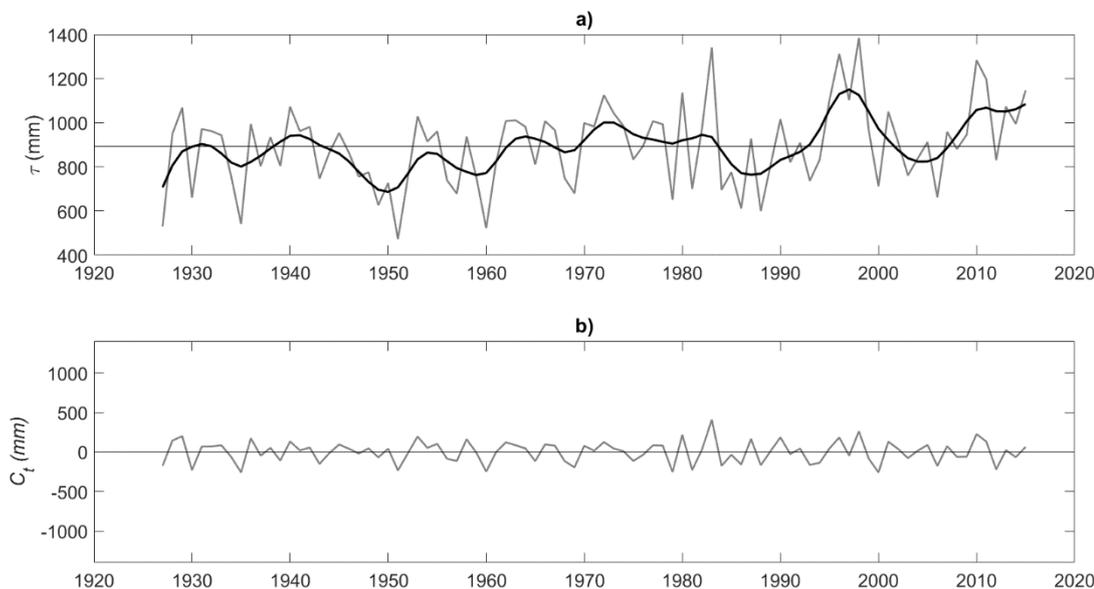


Figura 21. Análise da ST **E1** em: a) série original (linha em cinza) e de tendência (em preto) e em b) a parte cíclica/aleatória, extraídas com o Filtro HP.

Ainda na linha de tendência da **Figura 21-a**, se observam sutis oscilações ou modos distintos de baixa frequência (longos períodos), como por ex.: os períodos de 1935 a 1949, de 1941 a 1953, de 1950 a 1960, 1960 a 1969, de 1964 a 1987, de 1982 a 1992, de 1992 a 2004, de 1998 a 2010.

5.1.6. Est. F1: Foz do Iguaçu/PR

A ST de precipitação anual da estação pluviométrica **F1** (25°40'S; 54°25'O) **Figura 22**, apresenta observações que cobrem o período de 1939 a 2015. A precipitação média do semestre para o período analisado é 1.682 mm com um desvio padrão de 438 mm (variância de $1,9 \times 10^5 \text{ mm}^2$) e coeficiente de variação igual a 0,26.

Ao analisar os dados originais, o ano mais úmido na Est. **F1** foi em 1973 quando foi registrado o total de 2.704 mm de precipitação e o mais seco foi 520 mm

registrado em 1952. Percebe-se uma significativa variância em torno da média da ST e uma tendência de aumento na precipitação a partir de 1970, quando a média para o período posterior foi 1.527 mm, enquanto a média para o período anterior foi 1.792 mm. Observar o período de baixos índices pluviométricos entre 1942 persistindo até 1953, exceto 1946 e 1950, e o período chuvoso a partir de meados dos anos 1980.

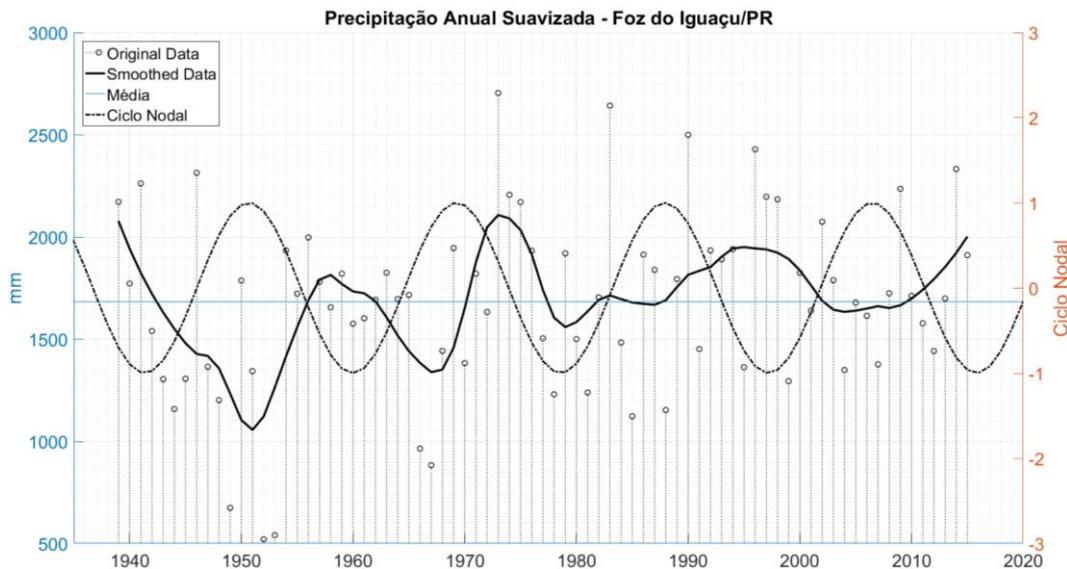


Figura 22. Pluviosidade total anual para a ST **F1**, curva de ajustamento polinomial de grau 2.

Ao analisar a curva suavizada ST **F1** e a senoide do ciclo nodal na **Figura 22**, é possível perceber uma possível correlação inversa durante toda a série. O valor do coeficiente de correlação de *Pearson* entre as duas curvas é $r = -0,49$ e $p\text{-value} = 6,4 \times 10^{-6}$, corroborando com essa aparente anti correlação.

Assim como nos casos anteriores, na **Figura 23-a** e **Figura 23-b**, correspondem: os dados da série original (linha em cor cinza) e a série da tendência (preto), e a parte cíclica/aleatória da ST **F1**, respectivamente, obtidos com o filtro HP. Na parte cíclica/aleatória, observa-se uma grande variabilidade da escala de 1 a 3 anos.

Na **Figura 23-a**, observa-se na linha de tendência uma ligeira inclinação positiva a partir de 1950 até aproximadamente 1975. A partir de 1970 a linha se manteve predominantemente acima da média da série. Também se destaca a amplitude acentuada em alguns períodos (como por ex.: 1952 e 1973) e observam-se sutis oscilações ou modos distintos de baixa frequência (longos períodos) por ex.: de 1961 a 1970, de 1970 a 1978.

A correlação entre o LNC e a série de tendência do Filtro HP (**Figura 23-a**) é $r = -0,45$ e $p\text{-value} = 3,7 \times 10^{-5}$.

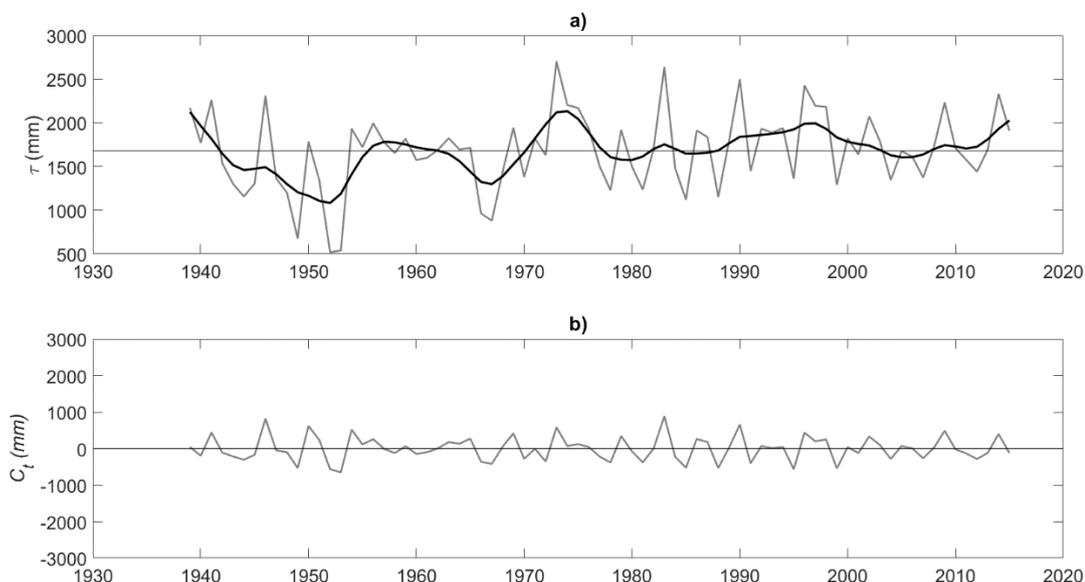


Figura 23. Análise da ST **F1** em: a) série original (linha em cinza) e de tendência (em preto) e em b) a parte cíclica/aleatória, extraídas com o Filtro HP.

5.2. Análise Espectral das ST

Como já abordado, métodos tradicionais de investigação de frequência não são capazes de identificar períodos do ciclo e mudanças de fase em processos estocásticos variantes no tempo. Então, neste estudo, as ST foram analisadas pela transformada em ondeletas para identificar os períodos de ciclo dominantes.

5.2.1. Série Temporal A1

Através da DFT foi quantificado o potência espectral dos 67 anos de observações da ST **A1** mostrado na **Figura 24**. É possível observar os componentes de maior frequência (menor período) de 2 a 4 e 3 a 5 anos representam a maior parte de variação presente na série.

Na análise de *Fourier* para a série de precipitação original, destaca-se a presença das periodicidades de 9 e 12 ± 1 anos por ciclo com significativa presença

dentro da série. Em relação a esses componentes, o período de 18,6 anos possui menor poder de variância na série. As faixas em cinza representam os períodos de 9,3 e 18,6, respectivamente. Esses componentes representam aproximadamente 10% da variância total da série.

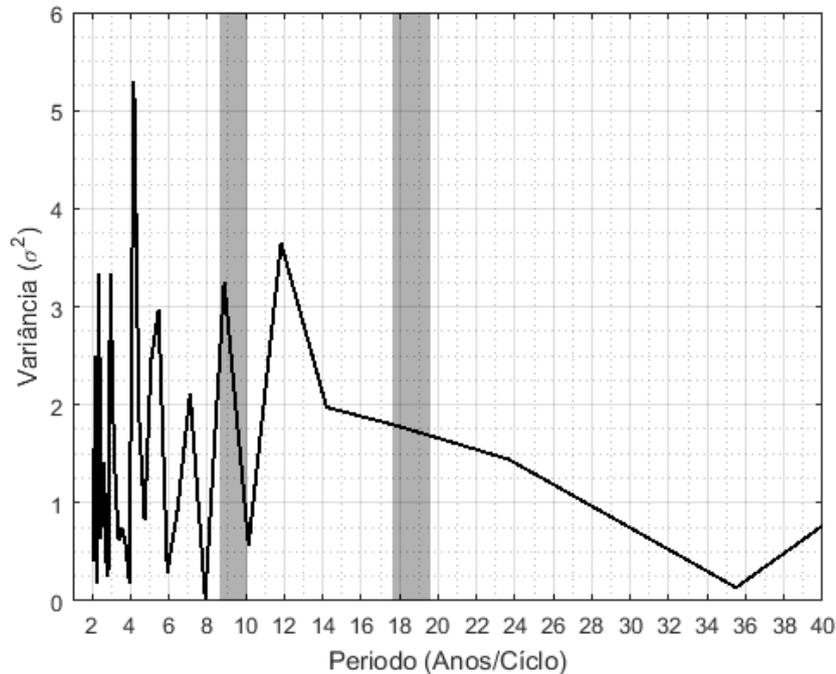


Figura 24. Análise espectral da ST **A1** através da DFT. As faixas representam os períodos de 9,3 e 18,6, respectivamente. O poder dado em unidade de variância.

No entanto, como destacado no item 3.3, a análise de *Fourier* clássica é limitada no sentido de possuir apenas janelas fixas no tempo, assim, lançou-se mão da análise de *Wavelet*.

A análise espectral WT a partir da ST **A1** original mostra alguns ciclos dominantes no espectro de *Wavelet* (**Figura 25**). A **Figura 25-a** apresenta o espectro de potência (EPO). As regiões mais escuras indicam mais presença da componente periódica no respectivo intervalo de tempo.

Além da variabilidade de alta frequência, os ciclos dominantes identificados têm períodos de aproximadamente 10 ± 2 , 19 ± 1 anos como indicam os núcleos no espectro de potência na **Figura 25-a** e os picos do espectro global (EGO) na **Figura 25-b**.

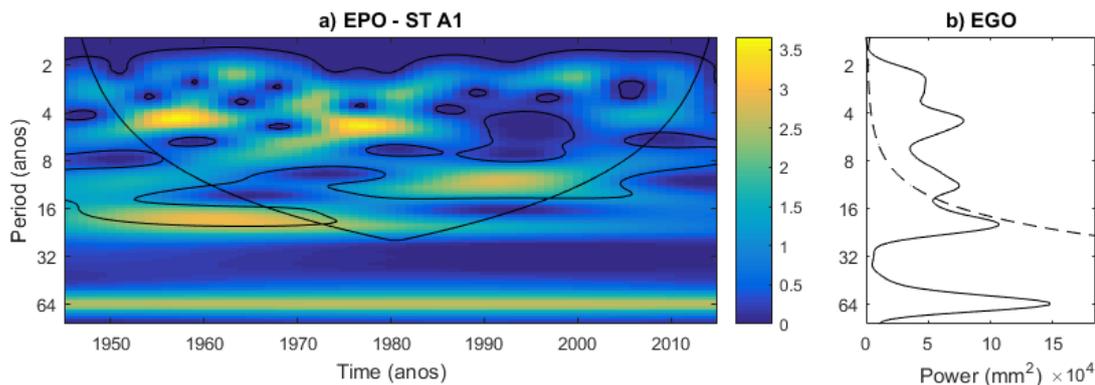


Figura 25. Transformada em *Wavelet* para a série original do semestre hidrológico da ST **A1** em a) EPO da série e em b) EGO da série.

A componente de 19 anos possui uma forte presença na série, com poder de variância de maior que $1 \times 10^5 \text{ mm}^2$, o que significa um desvio de aproximadamente 320 mm em um período bidecenal. No entanto, apesar de proximidade com a linha de confiança, devido ao tamanho da ST a significância estatística é pouco inferior a 95%. A componente de 10 anos possui o mesmo poder de variância que a periodicidade de 4 anos, com significância superior a 95%.

Na **Figura 26-a-b** e **Figura 26-c-d**, mostram-se os resultados das análises das WT aplicadas às séries da tendência e da parte cíclica/aleatória, respectivamente, obtidas com o filtro HP.

Notem-se três núcleos de alta energia na **Figura 26-a**, os dois primeiros de 1945 a 1956 e 1982 a 1998 com intervalos no período de 8 a 12 anos e o terceiro, mais forte, durante praticamente toda a série de tendência (1945 a 2015) com intervalo no período de 16 a 20 anos. No espectro global, **Figura 26-b**, observam-se os picos de aproximadamente 10 anos e o pico de aproximadamente 19 anos, com significância superior a 95%

Há, também, indícios de uma periodicidade de longo prazo na série de tendência da ST **A1** como indica o pico de aproximadamente 63 anos, porem devido ao tamanho da série, com significância inferior a 95%, possivelmente ligado a ODP.

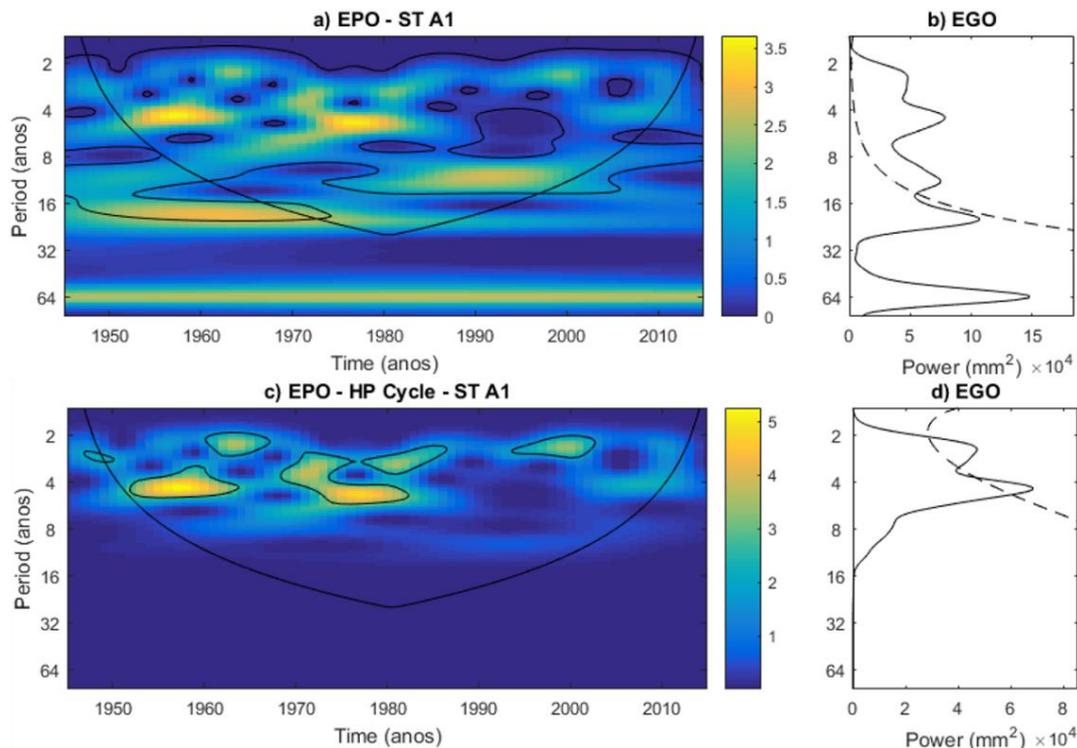


Figura 26. Análise de WT aplicada às séries a) e b) de tendência e c) e d) da parte cíclica/aleatória, após o tratamento da ST **A1** com o filtro HP, com os respectivos EPO (esquerda) e EGO (direita).

5.2.2. Série Temporal B1

Estimou-se pela DFT o poder espectral dos 104 anos de observação da ST **B1** mostrado na **Figura 27**. É possível observar as componentes de maior frequência de 2 a 4 e 3 a 6 anos fortemente presentes na série.

Mesmo considerando a limitação de possuir janelas fixas no tempo, a análise DFT mostrou um poder espectral significativo para o período de $17,5 \pm 1$ anos por ciclo, com poder comparado ao ciclo de 4 anos. Os componentes de 9,3 e 18,6 anos representam 7,5% da variância da série. Destaca-se, ainda, na análise de *Fourier* a presença da componente de aproximadamente 26 anos.

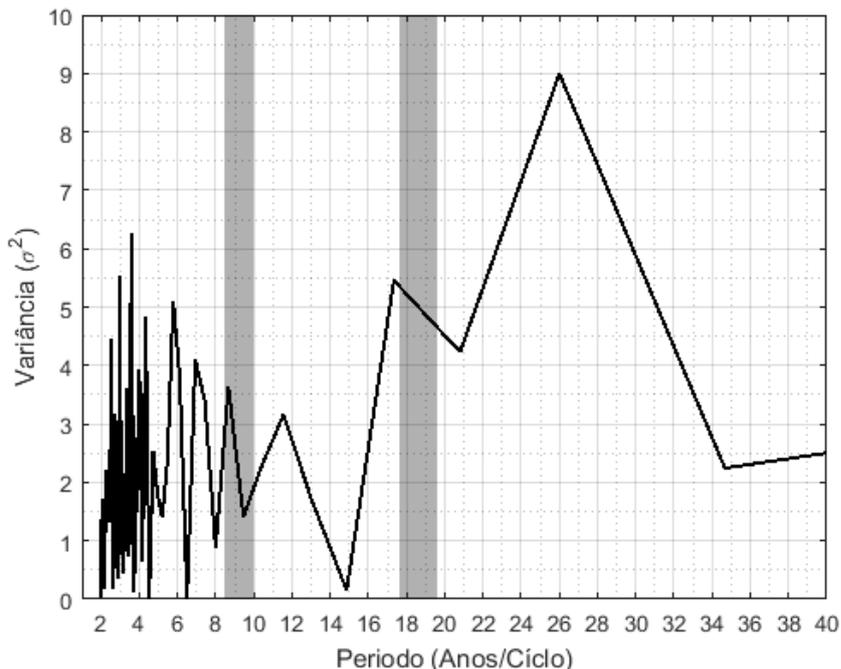


Figura 27. Análise espectral da ST **B1** através da DFT. As faixas representam os períodos de 9,3 e 18,6, respectivamente.

A análise espectral WT a partir da ST **B1** original mostra alguns ciclos dominantes no espectro de *Wavelet* (**Figura 28**). A **Figura 28-a** apresenta o espectro de potência (EPO). As regiões mais escuras indicam mais presença da componente periódica no respectivo intervalo de tempo. A **Figura 28-b** apresenta o espectro global (EGO).

O espectro de potência da ST **B1** (**Figura 28-a**) mostra um núcleo significativo que apresenta uma alta energia para uma periodicidade bidecenal, no intervalo do período de 18 a 21 anos entre os anos de 1945 e 1990. Destaca-se, também, o componente de aproximadamente 10 anos dentro dos contornos de significância ao longo de boa parte da série.

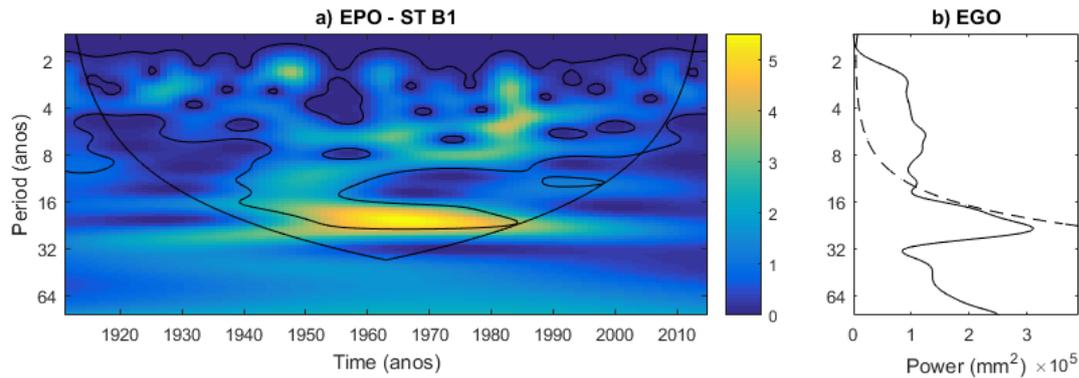


Figura 28. Transformada em *Wavelet* para a série original anual da **ST B1** em a) EPO da série e em b) EGO da série. Os contornos em (a) e a linha tracejada em (b) indicam significância estatística superior a 95%.

No espectro global (**Figura 28-b**) observa-se a componente decenal com significância estatística superior a 95%. É um pico dominante que apresenta grande variância ($3 \times 10^5 \text{ mm}^2$) na escala de aproximadamente 24 ± 2 anos, o que representa um desvio de 550 mm, que tangencia a linha de significância.

Nas **Figura 29-a-b** e **Figura 29-c-d**, mostram-se os resultados das análises das WT aplicadas às séries da tendência e da parte cíclica/aleatória da **ST B1**, respectivamente, obtidas com o filtro HP. Na **Figura 29-c-d**, percebe-se a significância para o período de 2 a 4 anos.

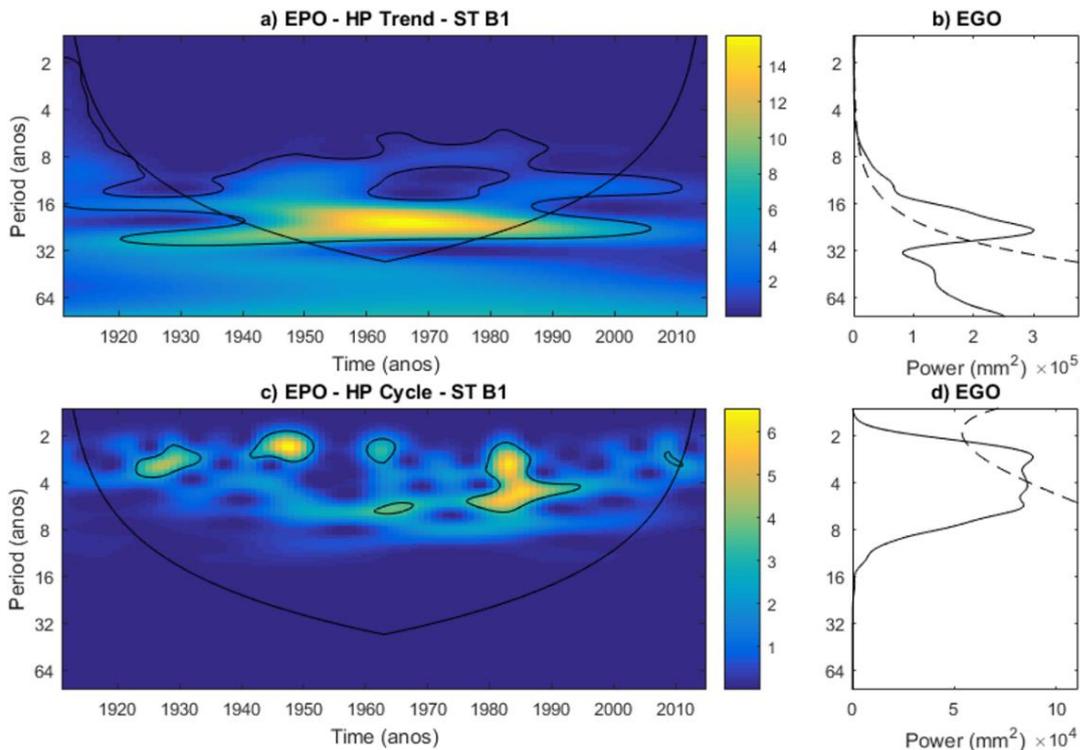


Figura 29. Análise de WT aplicada às séries a) e b) de tendência e c) e d) da parte cíclica/aleatória, após o tratamento da **ST B1** com o filtro HP, com os respectivos EPO (esquerda) e EGO (direita).

Para a série de tendência (**Figura 29-a e Figura 29-b**), nota-se um núcleo de alta energia no EPO de 1940 a 2007 com intervalo no período de 17 a 26 anos, com significância estatística superior a 95%. No espectro global, confirma-se o poder dessa periodicidade, uma vez que se observa o pico de aproximadamente 24 ± 2 anos, com significância superior a 95%.

5.2.3. Série Temporal C1

Com relação a análise de frequências, estimou-se pela DFT o poder espectral dos 79 anos de observação da ST **C1** mostrado na **Figura 30**.

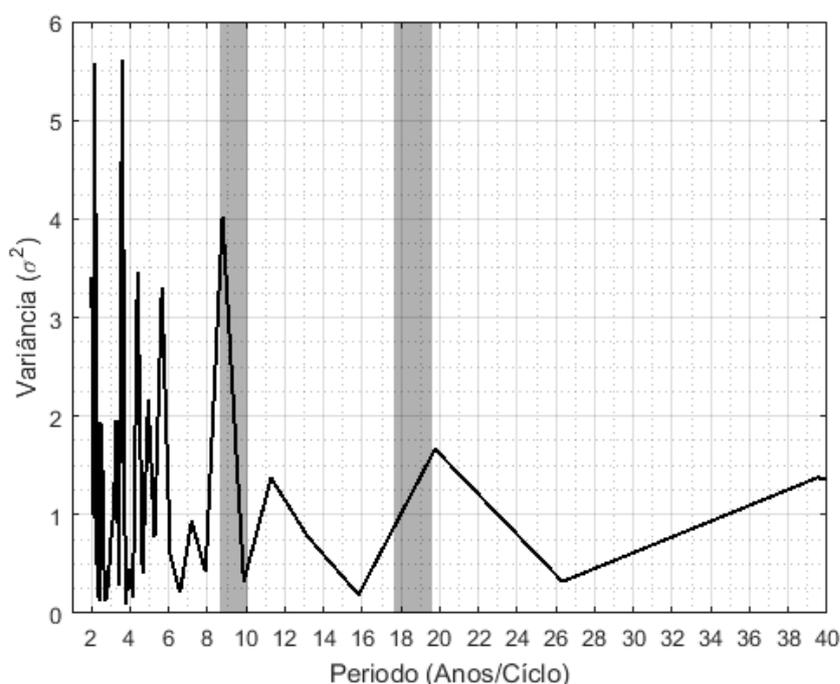


Figura 30. Análise espectral da ST **C1** através da DFT. As faixas representam os períodos de 9,3 e 18,6, respectivamente. O poder dado em unidade de variância.

Além dos componentes de alta frequência já discutidos, observa-se o poder de variância da componente de aproximadamente 9 anos e o pico próximo a periodicidade bidecenal do ciclo nodal. As faixas em cinza na figura representam os períodos de 9,3 e 18,6 anos, respectivamente. Os componentes representam 11% da variância total da série.

A **Figura 31** apresenta a análise espectral WT a partir da ST **C1** original. No espectro de potência (**Figura 31-a**) nota-se apenas um núcleo de alta energia de 1940 a 1990 com período de aproximadamente 10 ± 2 como indica o pico no espectro global na **Figura 31-b**. Ainda de acordo com o espectro global, há indícios de uma periodicidade de 19 ± 1 anos.

A componente de 10 anos possui uma forte presença na série, com poder de variância de maior que $1,2 \times 10^5 \text{ mm}^2$ e próximo a significância estatística de 95%, o que significa um desvio de aproximadamente 350 mm no período.

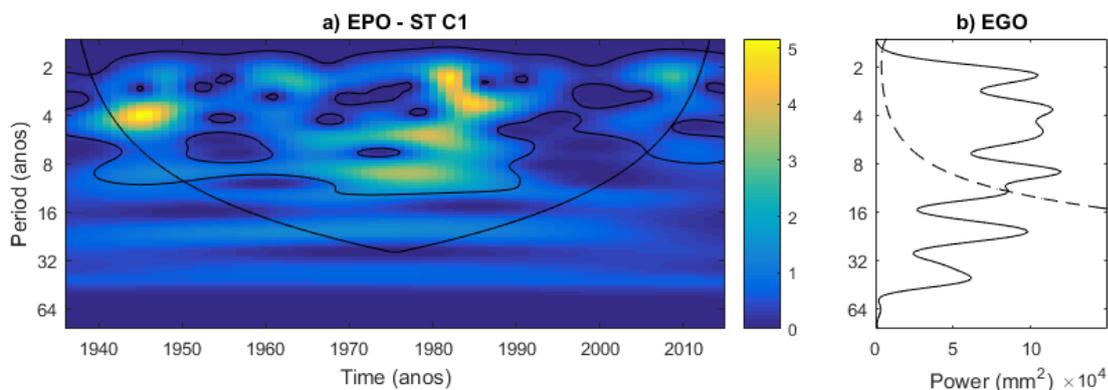


Figura 31. Transformada em *Wavelet* para a série original anual da ST **C1** em a) EPO da série e em b) EGO da série.

Nas **Figura 32-a-b** e **Figura 32-c-d**, mostram-se os resultados da WT aplicadas as séries de tendência e da parte cíclica/aleatória, respectivamente, obtidas com o filtro HP. A **Figura 32-c** e **Figura 32-d** confirma a presença da alta variabilidade de períodos curtos de 2 a 5 anos.

Notam-se dois núcleos de alta energia no espectro de potência (**Figura 32-a**), o primeiro em praticamente todo intervalo no período de 11 ± 2 anos, e o segundo, mais forte, do início da série até aproximadamente 2007, com intervalo no período de 19 ± 2 anos, com contornos fechados que representam um nível de confiança superior a 95%.

No espectro global, **Figura 32-b**, observam-se dois picos significativos com períodos de anos distintos, com 11 e 19 anos, com confiança de 95%. O espectro apresenta ainda um pico de energia no próximo de 35 anos, sugerindo uma oscilação de longo período, potencialmente relacionado com a ODP. Entretanto, esse final do espectro está fora do limite de confiança e não é possível identificar ciclos longos.

Os resultados indicam uma forte oscilação decenal (significância maior que 95%) e corrobora com correlação encontrada com metade do LNC. Destaca-se, também, a periodicidade bidecenal de aproximadamente 20 anos por ciclo, com forte variância e presença dentre as componentes de baixa frequência na ST **C1**.

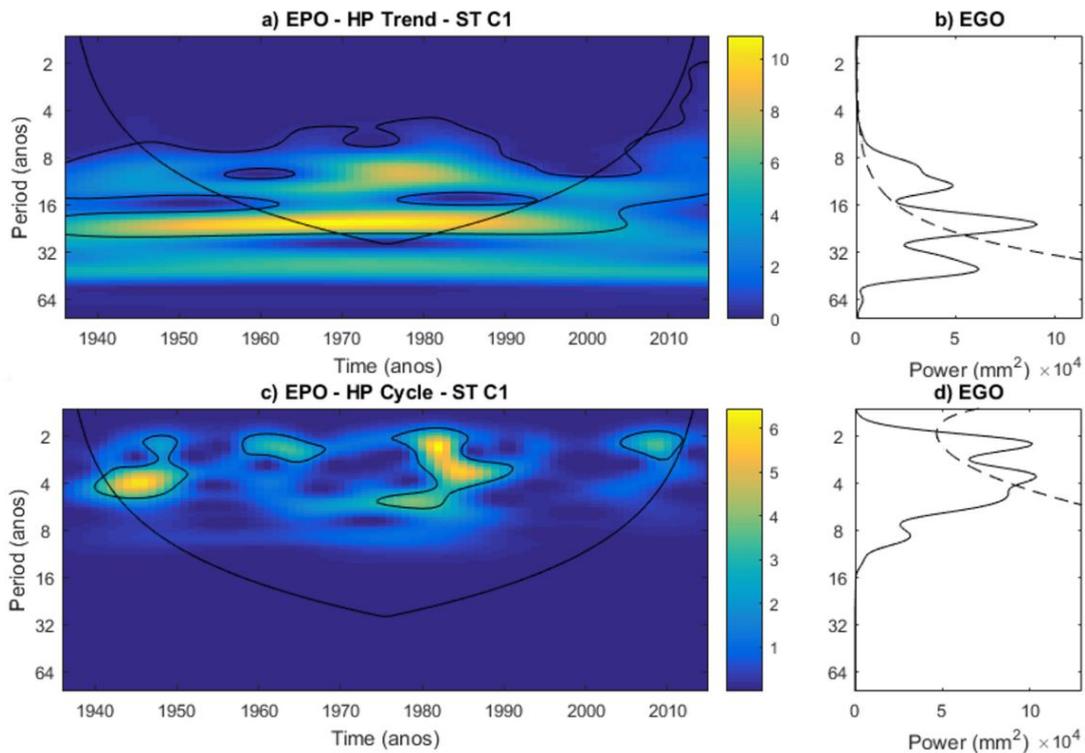


Figura 32. Análise de WT aplicada às séries a) e b) de tendência e c) e d) da parte cíclica/aleatória, após o tratamento da ST **C1** com o filtro HP, com os respectivos EPO (esquerda) e EGO (direita).

5.2.4. Série Temporal D1

Estimou-se, pela DFT, o poder espectral dos 88 anos de observação da ST **B1** mostrado na **Figura 33**. É possível observar que o componente de aproximadamente 11 anos por ciclo é a que tem maior poder dentro da série, seguido da periodicidade de aproximadamente 8 anos, indicando uma forte variabilidade decenal. Destaca-se, também, o componente de aproximadamente de 22 anos por ciclo presente na série. Juntas, os componentes de escala decenal representam 25% da variância total da série.

A análise espectral WT da ST **D1** original, mostra alguns ciclos dominantes no espectro de *Wavelet* (**Figura 34-a** e **Figura 34-b**). A **Figura 34-a** apresenta o EPO. As regiões mais escuras indicam maior presença do componente periódico no respectivo intervalo de tempo.

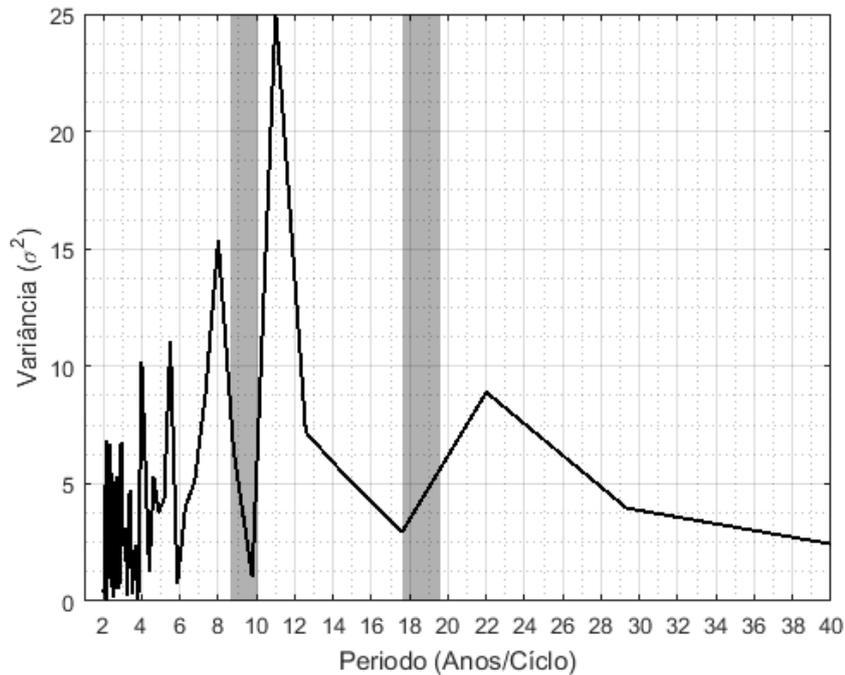


Figura 33. Análise espectral da ST D1 através da DFT. As faixas representam os períodos de 9,3 e 18,6, respectivamente. O poder dado em unidade de variância.

Além da variabilidade de alta frequência, os ciclos dominantes identificados têm períodos de aproximadamente 8 a 12 anos como indicam os núcleos de poder no espectro de potência de 1945 a 2015 na **Figura 34-a**, e confirmada a significância de 95% nos picos do espectro global (EGO) na **Figura 34-b**.

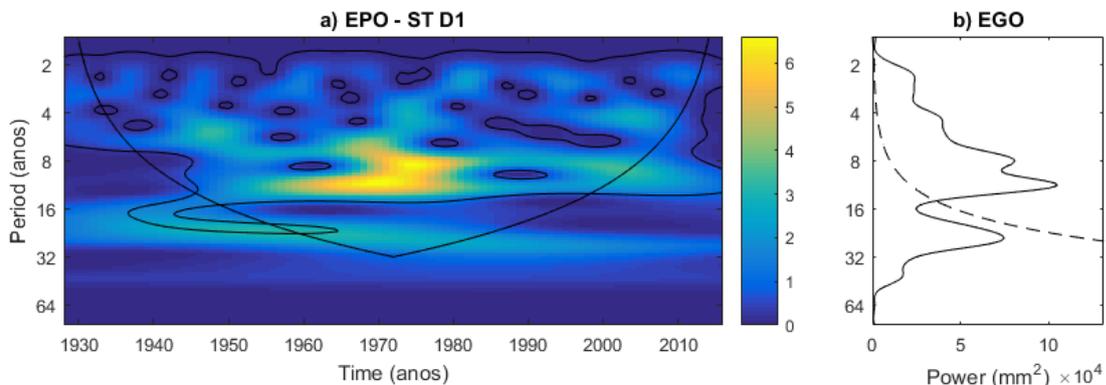


Figura 34. Transformada em *Wavelet* para a série original do semestre hidrológico da ST **D1** em a) EPO da série e em b) EGO da série.

Ainda no espectro de potência da **Figura 34-a**, pode-se observar durante o período de 1936 a 1985 a presença do componente de 22 ± 2 dentro dos contornos de significância. Porém, de acordo com o espectro global (**Figura 34-b**) essa componente não possui confiança de 95%.

Na **Figura 35** são mostrados os resultados da WT das séries obtidas com o filtro HP para a ST **D1**. Nas **Figura 35-a-b** e **Figura 35-c-d**, apresenta-se o espectro de frequência de *Wavelet* da série de tendência e da série cíclica/aleatória, respectivamente.

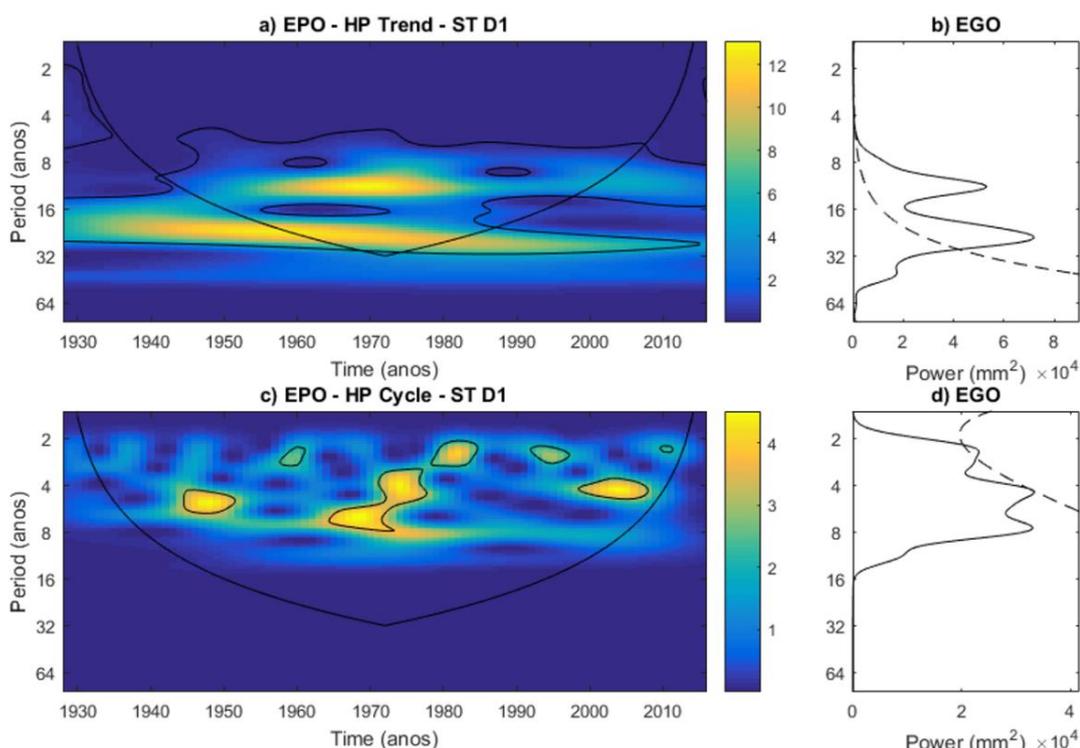


Figura 35. Análise de WT aplicada às séries a) e b) de tendência e c) e d) da parte cíclica/aleatória, após o tratamento da ST **D1** com o filtro HP, com os respectivos EPO (esquerda) e EGO (direita).

De acordo com a WT da parte cíclica/aleatória, **Figura 35-c** e **Figura 35-d**, destaca-se a variabilidade temporal dominante de 11 e 22 anos por ciclo, indicando um poder de variância de 4×10^4 e $7,5 \times 10^4 \text{ mm}^2$, o que implica numa amplitude de desvio de aproximadamente 200 e 275 mm a cada ciclo, respectivamente.

Os dois picos dos componentes de 11 e 22 anos possuem períodos similares ao LNC e idênticos ao ciclo de manchas solares de 11 anos e o dobro do ciclo de manchas 22 anos, extensamente investigados em variáveis climáticas. (MITRA; MUKHERJI; DUTTA, 1991; COOK; MEKO; STOCKTON, 1997; HATHAWAY, 2010).

5.2.5. Série Temporal E1

Através da DFT, estimou-se o poder espectral dos 88 anos de observação da ST **E1**, mostrado na **Figura 36**. É possível observar que o componente de aproximadamente 18 anos por ciclo é a que tem maior poder de variação dentre todas da série. Destacam-se, também, as periodicidades de aproximadamente 8 e 11 anos, relativamente com bastante poder de variância na série e próximas à metade do ciclo nodal (9,3 anos).

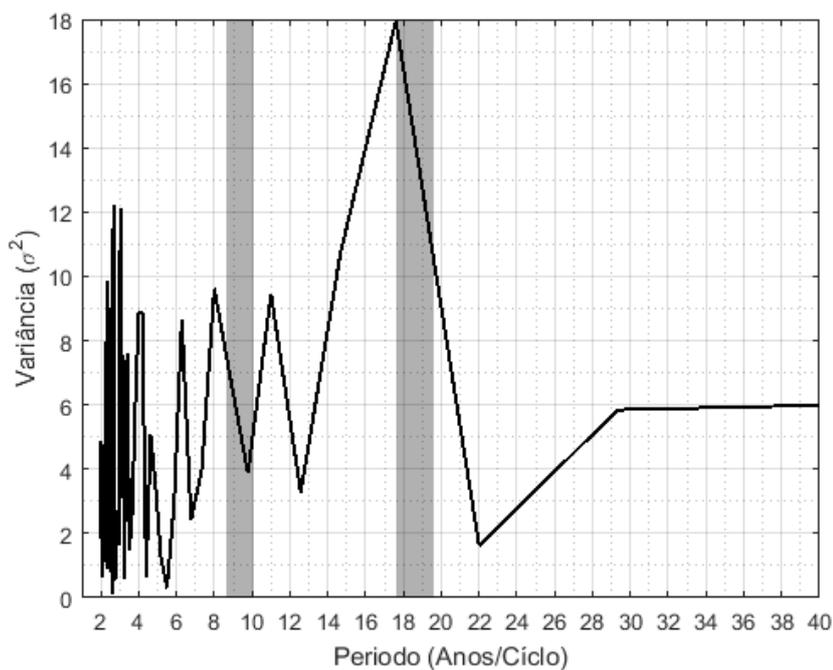


Figura 36. Análise espectral da ST **E1** através da DFT. As faixas representam os períodos de 9,3 e 18,6, respectivamente. O poder dado em unidade de variância.

A análise espectral de *Fourier*, revela que o ciclo de 9,3 e 18,6 anos representam 12% da variância total. Isso pode resultar em uma anomalia significativa de precipitação, potencialmente amplificado em situações de sobreposição de ciclos.

No entanto, como já destacado, a DFT é limitada no sentido de possuir apenas janelas fixas no tempo, assim, lançou-se mão da análise de *Wavelet* que possui janelas móveis no espaço tempo-frequência.

A análise espectral WT a partir da ST **E1** original mostra alguns ciclos dominantes no espectro de *Wavelet* (**Figura 37**). A **Figura 37-a** e **Figura 37-b** apresentam o EPO e o EGO, respectivamente.

Observa-se, na **Figura 37-a**, que o núcleo de energia de 1935 a 2000 com intervalo no período de aproximadamente 9 ± 1 anos, com significância superior a 95%. Também, é perceptível um forte núcleo de 1980 a 2015 com intervalo no período de 14 a 20 anos, entretanto, esse final do espectro está fora do cone de influência.

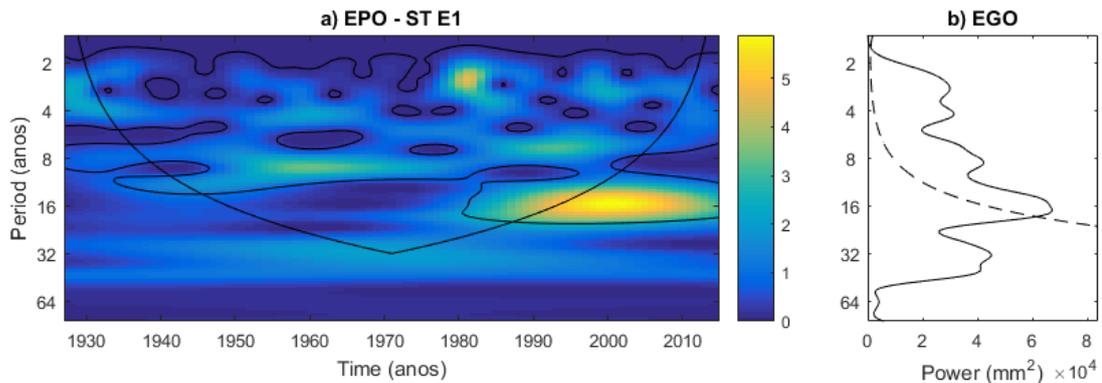


Figura 37. Transformada em *Wavelet* para a série original do semestre hidrológico da ST **E1** em a) EPO da série e em b) EGO da série.

Como indicam os picos do EGO na **Figura 37-b**, existe uma periodicidade decenal que supera a linha tracejada de significância. Destaca-se o pico de energia com significância superior a 95%, para o período pouco maior que 17 ± 1 anos por ciclo, com máxima energia de variância na série original, $6,5 \times 10^4 \text{ mm}^2$, o que equivale um desvio de 255 mm.

Nas **Figura 38-a-b** e **Figura 38-c-d**, mostram-se os resultados das análises das WT aplicadas às séries da tendência e da parte cíclica/aleatória, respectivamente, da ST **E1** obtidas com o filtro HP. A **Figura 38-c** e **Figura 38-d** confirma a presença da alta variabilidade de períodos curtos de 2 a 4 anos.

Notam-se dois núcleos de alta energia na **Figura 38-a**. O primeiro é um pequeno núcleo de 1930 a 2000 com periodicidade de 9 anos e o segundo, com maior energia, de 1975 a 2015 com intervalo no período de 16 ± 1 anos, ambos com significância estatística superior a 95%, e corroborando com a WT da ST **E1** original.

No espectro global, **Figura 38-b**, observa-se o pico de aproximadamente 17 anos, com significância superior a 95%. Esse pico possui um poder de variância de $5,5 \times 10^4 \text{ mm}^2$ o que corresponde a um desvio de 235 mm na respectiva periodicidade. Destaca-se que essa periodicidade apresenta forte presença (poder de variância) dentro da série, principalmente a partir da década de 1970.

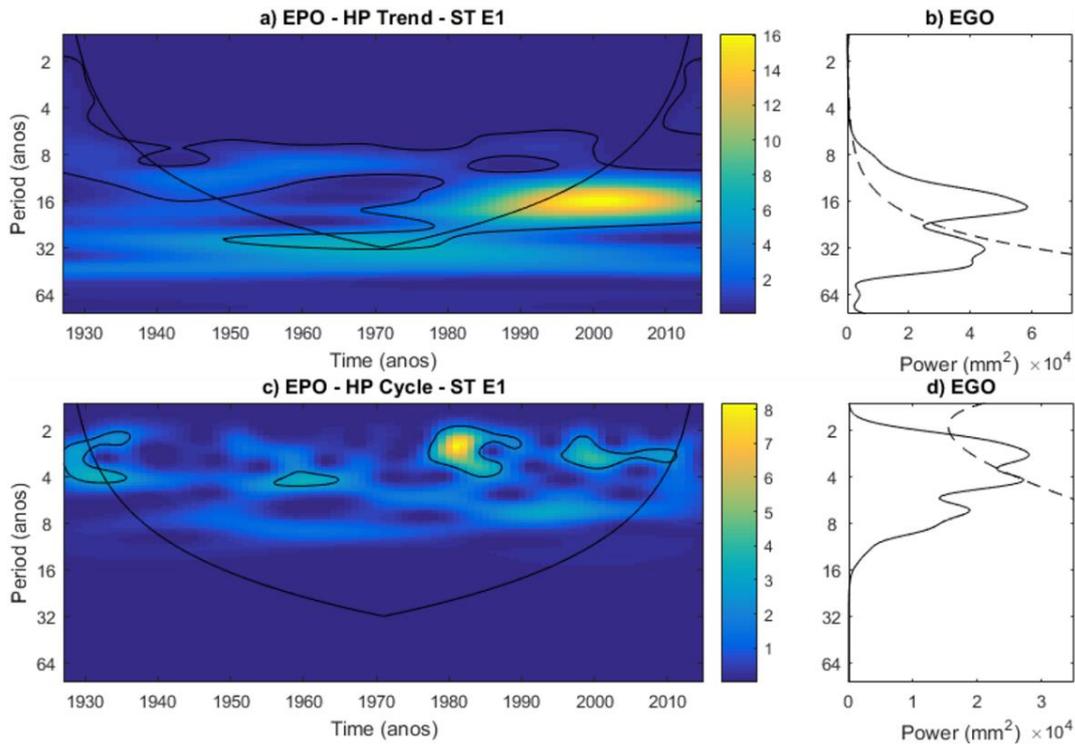


Figura 38. Análise de WT aplicada às séries a) e b) de tendência e c) e d) da parte cíclica/aleatória, após o tratamento da ST **E1** com o filtro HP, com os respectivos EPO (esquerda) e EGO (direita).

5.2.6. Série Temporal F1

A análise DFT estimou o poder espectral dos 76 anos de observação da ST **F1**, mostrado na **Figura 39**.

Destaca-se na análise de *Fourier* que, dentre os componentes de maior período, a análise apontou que o de aproximadamente 9 e 19 anos possuem significativa presença dentro da série, sendo o componente bidecenal com maior poder de variância dentre todas. As faixas representam os períodos de 9,3 e 18,6, respectivamente. As componentes representam 18% da variância total da série.

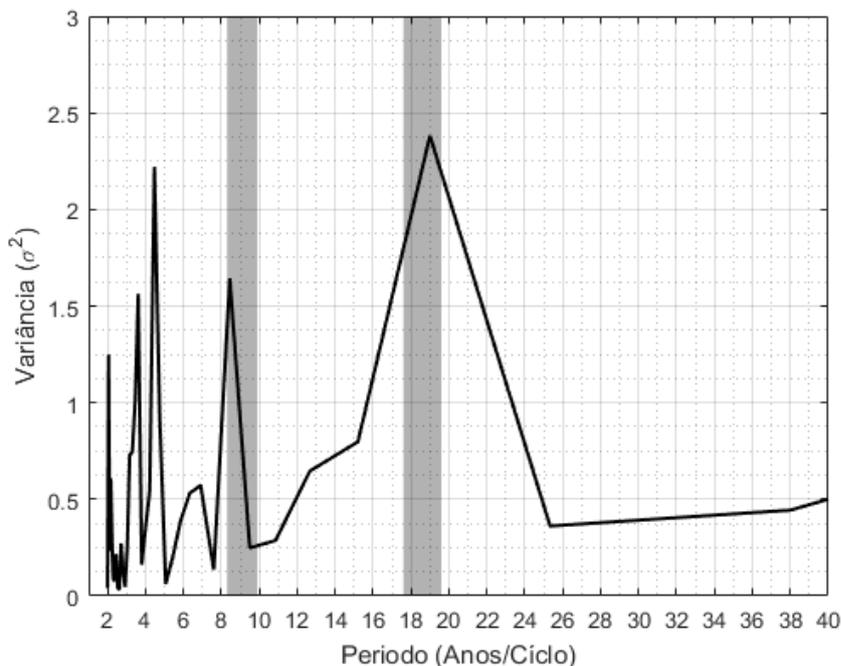


Figura 39. Análise espectral da ST **F1** através da DFT. As faixas representam os períodos de 9,3 e 18,6, respectivamente. O poder dado em unidade de variância.

A **Figura 40** apresenta a análise espectral WT a partir da ST **F1** original. No espectro de potência (**Figura 40-a**), nota-se a presença de uma faixa contínua de energia moderada de 1940 a 1990 com período no intervalo de aproximadamente 8 anos por ciclo. Destaca-se o intenso núcleo de energia de 1945 a 1980 dentro do contorno de significância relativo ao período de 16 ± 1 anos por ciclo.

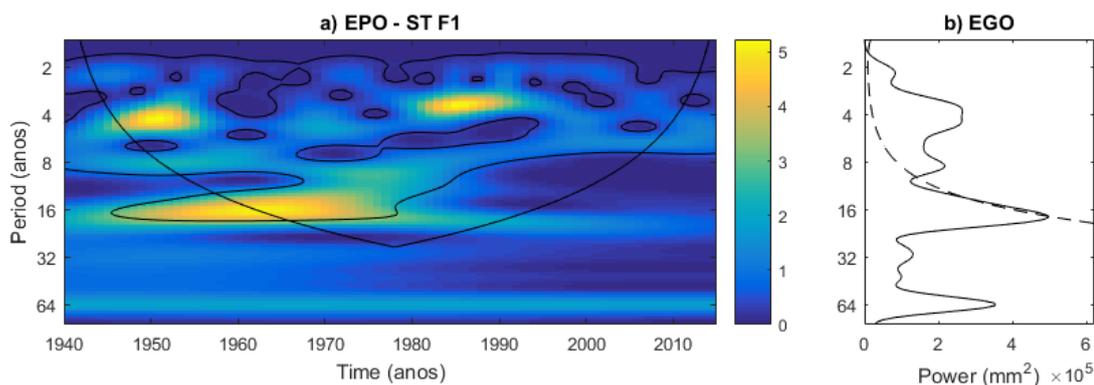


Figura 40. Transformada em *Wavelet* para a série original anual da ST **F1** em a) EPO da série e em b) EGO da série.

O gráfico do pico no espectro global (EGO) na **Figura 40-b**, apresenta o pico de 8 anos com significativo poder de variação e, junto com os componentes de alta frequência com confiança de 95%, representam boa parte do comportamento da precipitação.

Ainda, de acordo com o EGO, **Figura 40-b**, há indícios de uma periodicidade de 16 ± 1 anos por ciclo com forte poder de variância dentro da série, $5 \times 10^5 \text{ mm}^2$, o que corresponde a um desvio de mais de 700 mm nesse período. No entanto, devido ao tamanho da série, a confiança dessa oscilação é tangente a linha de significância de 95%.

Na **Figura 41**, são mostrados os resultados da WT das séries obtidas com o filtro HP para a ST **F1**. Nas **Figura 41-a-b** e **Figura 41-c-d**, apresenta-se o espectro de frequência de *Wavelet* da série de tendência e da série cíclica/aleatória, respectivamente.

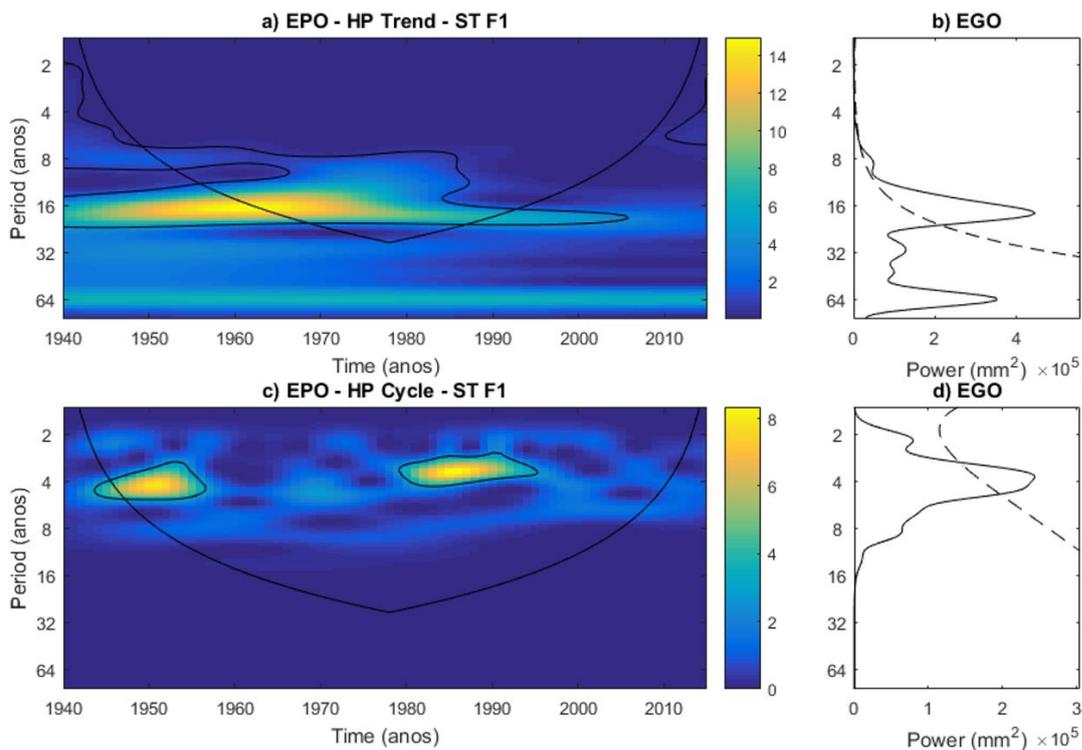


Figura 41. Análise de WT aplicada às séries a) e b) de tendência e c) e d) da parte cíclica/aleatória, após o tratamento da ST **F1** com o filtro HP, com os respectivos EPO (esquerda) e EGO (direita).

No espectro de potência da parte de tendência (**Figura 41-a**) destaca-se um grande núcleo de energia, dentro do contorno de significância, de 1940 a 2008 com intervalo no período de aproximadamente 15 a 19 anos. O pico de energia no período de aproximadamente 16 anos no espectro global, **Figura 41-b**, supera a linha tracejada e confirma essa oscilação com confiança superior a 95%.

Na série de tendência, essa periodicidade possui um poder de variância de $4,3 \times 10^5 \text{ mm}^2$, o que significa um desvio cíclico de 655 mm.

Conseqüentemente, a partir da suavização, da separação dos componentes e da análise espectral, é evidente a presença de uma componente bidecena na variabilidade pluviométrica interanual na área de estudo, estreitamente relacionado com o LNC.

A partir do EPO, pode se perceber que esse componente é forte em determinados períodos (intervalo de 1945 a 1985 nas ST A1 e B1, de 1935 a 2007 na ST C1, de 1930 a 2015 na ST D1, de 1970 a 2015 na ST E1 e 1940 a 2007 na ST F1) e fraca em durante algumas décadas devido, segundo alguns autores, a oscilações e mudanças naturais do clima. Essas interferências podem ocorrer de forma destrutiva, ou seja, algum outro ciclo estar fora de fase com relação ao LNC.

De uma maneira geral, as ST estudadas apresentaram uma anticorrelação, exceto a ST D1, com o ciclo nodal, ou seja, indicando um incremento na precipitação durante a fase de *menor standstill*.

Tabela 2. Síntese dos resultados dos máximos coeficientes de Correlação de *Pearson r* (*p-value*) e Periodicidades dos ciclos presentes nas ST de acordo com a análise espectral.

ST	r (p-value)	Período (anos)
A1	- 0,72 (6,5E-9)	2~5, 9, 12, 19 ±1
B1	- 0,35 (2,7E-4)	2~6, 8, 19 ±1
C1	- 0,23 (4,7E-2)	2~5, 9, 19 ±1
D1	0,4 (1,1E-4)	2~5, 8, 12
E1	- 0,5 (5,9E-7)	2~5, 9 ±1, 18, 30
F1	- 0,49 (6,4E-6)	2~5, 9, 19 ±1

A **Tabela 2** apresenta uma síntese dos resultados do coeficiente de correlação de *Pearson* e das periodicidades presentes nas séries históricas pluviométricas estudadas de acordo com a análise espectral.

A maré nodal é detectável na espessura da camada superior e intermediária em diferentes regiões do oceano (vide **Figura 4**) (LODER; GARRETT, 1978; HAIGH; ELIOT; PATTIARATCHI, 2011) isso muda as espessuras das camadas de densidade, possivelmente devido ao fortalecimento da circulação conhecida como *diapycnal*

upwelling das camadas mais profundas a intermediárias devido à mistura de maré mais forte (YASUDA; OSAFUNE; TABETE, 2006).

Observa-se na figura 4 que, na região do Golfo do México e na Indochina, a variabilidade da altura das marés excede 20%. Isso aumenta o gradiente (hidráulico) equador-polo do nível do mar e acelera as correntes marinhas em direção aos polos. Esse mecanismo é mais eficiente no Hemisfério Norte, pois as bacias oceânicas são fechadas. No Hemisfério Sul, essa influência não parece ser muito significativa porque os oceanos se comunicam e o calor é distribuídos por todos eles (Informação pessoal).¹

Essas mudanças de espessura sugerem que a circulação termoalina poderia ser fortalecida no período de forte mistura de maré. Esse incremento na circulação termoalina pode ser acompanhado pelas mudanças do transporte de calor para os polos e, finalmente, impactar as amplitudes da TSM.

Esse fenômeno pode influenciar no surgimento e na força de deslocamento de frentes polares que atuam na AS, responsáveis por grande parte da precipitação na região. A hipótese de que quando a Lua se encontra em sua angulação mínima, menor é o calor distribuído para os polos, corrobora com o fortalecimento das massas de ar polares que deslocam-se de altas latitudes.

Yasuda *et al* (2006) estimou o incremento (cerca de 10%) no transporte de calor para os polos entre situações de fraca e forte mistura de maré que, possivelmente influenciam as variações climáticas. Esse incremento no transporte de calor se concentra próximo as regiões ocidentais das correntes onde ocorre uma grande quantidade de troca de calor entre o oceano e a atmosfera.

Yndestad (2006), apresentou uma análise espectral de séries temporais da posição polar no hemisfério norte. O autor identificou ciclos dominantes com períodos sub-harmônicos do ciclo nodal, de aproximadamente: $4 \times 18,6 = 74$, $18,6$, $18,6/3 = 6,2$ e $6,2/5 = 1,2$ anos na movimentação da massa polar. Ainda segundo o autor, existem

¹ Molion, L. C. B. **Gradiente hidráulico equador-polo e distribuição de calor**. Mensagem recebida por lcmlion@gmail.com em 10 fev. 2017.

indícios que a mudança de fase do ciclo de 18,6 anos é influenciada mais significativamente pelo ciclo sub-harmônico de 74 anos.

Yndestad (2006), ainda, mostra que a interação entre dois ciclos pode causar a inversão da fase dos ciclos e modificar a fase da ST analisada. Essa propriedade de inversão de fase introduz um processo estocástico variante no tempo. A causa dessa propriedade é pouco clara, porém pode ser explicada por uma modulação de amplitude entre dois ciclos.

Ao analisar dados de temperatura superficial do ar e os campos de pressão atmosférica ao nível do mar na AS, utilizando a WT, Agosta (2013) mostrou que o componente espectral bidecenal é significativo com nível de confiança de 90%. Os resultados mostraram que, durante o maior (menor) *standstill*, as marés assumem anomalias frias (quentes) de TSM e baixas (altas) anomalias de pressão ao nível do mar, numa região do Oceano Atlântico Sul e, presumivelmente, sobre uma larga área no Sudeste da AS.

Por meio de análises espectrais, Robertson e Mechoso (1998) encontraram ciclos quase decenais (nove anos) para vazão anual dos rios Negro, Paraguai, Paraná e Uruguai no Sudeste e Centro-Sul da AS. Eles notaram um componente decenal mais marcante que se relaciona com anomalias de TSM do Atlântico Tropical Norte e sugeriram que as variações interdecenais das vazões dos quatro rios relacionam-se com a variabilidade decenal da intensidade da ZCAS. Nesse caso, ZCAS intensificada relaciona-se com alta vazão do rio Paraná e Paraguai.

Como observado nos capítulos anteriores, essas evidências de conexões do ciclo nodal e variações climáticas multidecenal são mais presentes no Hemisfério Norte, provavelmente devido a instrumentação, histórico e dados paleoclimáticos mais disponíveis em relação ao Hemisfério Sul. Mas também o fato de as bacias oceânicas serem fechadas no Hemisfério Norte.

É claro que, como visto no capítulo 2, não se pode excluir a possibilidade de influências locais ou fatores globais, independente do ciclo nodal estudado. Também é fundamental ter em mente que diferentes estudos hidroclimáticos, principalmente a paleoclimatologia, mostram que o clima registrado na terra nunca foi constante, variando significativamente em diferentes escalas temporais.

CAPÍTULO 5

6. Conclusões

A difícil tarefa de compreender a variabilidade inerente, forças, interações, e processos de *feedback* em um sistema climático amplamente estocástico, frequentemente instiga a atacar o problema de forma mais simples. A busca por simples periodicidades em ST hidroclimáticas é extremamente importante, contudo deve-se ter em mente que processos lineares no sistema climático são raros.

Os resultados mostraram os já conhecidos padrões de variação anual e interanual, como também apresentaram variabilidades decenal e multidecenal, o que impõe significativa incerteza no comportamento da natureza. As técnicas de filtragem, principalmente o filtro HP, associada a análise espectral, mostraram-se eficientes na separação do sinal de tendência (baixas frequências) com relação aos sinais cíclicos/aleatórios (altas frequências).

Dessa forma, a identificação da periodicidade nodal na variabilidade da precipitação na região brasileira da bacia do Paraná é estatisticamente robusta. O ciclo decenal é forte em: Estrela do Sul/MG, São Carlos/SP e Três Lagoas/MS, enquanto a oscilação bidecenal está presente em: Guaxupé/MG, Ponta Grossa/PR e Foz do Iguaçu/PR.

Em todas as ST estudadas, além dos ciclos de aproximadamente 4 anos relativo ao ciclo de El Niños, destacam-se os espectros harmônicos de 9, 19 ± 1 e 28 anos, os dois primeiros possivelmente relacionados ao Ciclo Nodal Lunar e, o último, às fases da ODP que foram identificados nas séries de precipitação estudadas dentro da bacia do Paraná. Os ciclos nesse espectro harmônico têm um período estacionário, mas apresentam amplitude e fase não estacionárias.

Os mecanismos, responsáveis por padrões contrastantes de persistência de anos úmidos e secos na área de estudo, ainda são de difícil identificação com um dado nível de confiança. O comportamento dinâmico do sistema climático e a influência das interações oceano-atmosfera-continente na variabilidade observada

são a primeira resposta, mas a complexa interação entre esses processos ainda não está completamente estabelecida.

A conexão pode ser estabelecida por meio da modulação da TSM que é induzida pela amplitude nodal sobre o Atlântico. Em anos de intensa (fraca) marés diurnas, a maré nodal induz a mistura profunda e faz a TSM fria (quente) que é acompanhado por anomalias na pressão ao nível do mar, afetando a circulação troposférica. Mudanças de longo prazo na atividade ciclônica em médias latitudes, em escala sinótica, são determinantes para variações da precipitação na AS.

Se a hipótese de influência for válida, ter-se-á um ritmo que pode ser considerado preciso para as variações climáticas decenais, uma vez que o LNC é precisamente previsível. Para validar a hipótese, é preciso explorar outras questões: mistura de maré e influencias atmosféricas, mudanças de correntes de contorno, interação ar-mar nas regiões de influência para a AS e relação com o fenômeno ENOS, campos de pressão na AS e influencia na ZCAS, etc.

Pelas limitações na cobertura espacial, no comprimento das séries de dados e no desempenho de métodos e modelos numéricos, a compreensão dessa variabilidade ainda é um processo em andamento, com vários aspectos desconhecidos. Para detectar periodicidade real presente em uma variável climática/hidrológica requer séries longas de observação no tempo, e essas ainda são escassas quando se está interessado em períodos de 18,6 anos. Ou seja, a maioria das ST de precipitação cobrem 3 a 4 ciclos de 18,6 anos, em geral.

Essa informação pode aprimorar a previsibilidade multidecenal das condições médias da precipitação anual/sazonal e aquelas variáveis socioeconômicas que são sensíveis à precipitação, como a produção de alimentos, abastecimento humano e geração de energia hidrelétrica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Conjuntura dos Recursos Hídricos no Brasil: regiões hidrográficas brasileiras**. Ministério do Meio Ambiente. Brasília. 2015. Disponível em: <www.ana.gov.br>. Acesso em 20 jul. 2016.

AGOSTA, E. A. The 18.6-year nodal tidal cycle and the bi-decadal precipitation oscillation over the plains to the east of subtropical Andes, South America. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 5, p. 1606–1614, 2014.

ALLEY, R. B. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 1–5, p. 213–226, 2000.

BARBOSA, A. C. B. **Oscilações Intrasazonais no Indo-Pacífico e na Zona de Convergência do Atlântico Sul: Estudo observacional e numérico**. 2012. Tese (Doutorado em Ciências; área: Meteorologia) Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. São Paulo. 2012.

BEAMISH, R. J.; BOUILLON, D. R. Pacific salmon production trends in relation to climate. **Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences**, v. 50, n. 5, p. 1002–1016, 1993.

BIGG, G. R. et al. The role of the oceans in climate. **International Journal of Climatology**, v. 23, n. 10, p. 1127–1159, 2003.

BJERKNES, J. **Atlantic Air-Sea Interaction**. [s.l: s.n.]. v. 10. 1964

BOND, G. et al. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. **Nature**, v. 365, n. 6442, p. 143–147, 1993.

BOND, N. A.; VECCHI, G. A. The influence of the Madden-Julian Oscillation on precipitation in Oregon and Washington. **Weather and Forecasting**, v. 18, n. 4, p. 600–613, 2003.

BROOKS, B. G. J. **Earth Scientist's Guide to Discrete-Time Power Spectrum Analysis, Fourier Transforms - New Analytical Approaches and FTIR Strategies**, Ed.: Prof. Goran Nikolic. 2011

COMPAGNUCCI, R. H.; AGOSTA, E. A.; VARGAS, W. M. Climatic change and quasi-oscillations in central-west Argentina summer precipitation: Main features and coherent behaviour with southern African region. **Climate Dynamics**, v. 18, n. 5, p. 421–435, 2002.

COOK, E. R.; MEKO, D. M.; STOCKTON, C. W. A new assessment of possible solar and lunar forcing of the bidecadal drought rhythm in the western United States. **Journal of Climate**, v. 10, n. 6, p. 1343–1356, 1997.

CRITCHFIELD, H. J. **General Climatology**. Second Edition. Western Washington State College. LCCC: 66-13327. 1966.

CURRIE, R. G. Evidence for 18.6 yr MN term in Japanese air pressure and geophysical implications. **Geophysical Journal, Royal Astronomical Society**, v. 69, n. 2, p. 321–327, 1982.

CURRIE, R. G. Periodic (18.6-year) and cyclic (11-year) induced drought and flood in Western North America. **Journal of Geophysical Research**, v. 89, n. D5, p. 7215–7230, 1984.

CURRIE, R. G.; FAIRBRIDGE, R. W. Periodic 18.6-year and cyclic 11-year induced drought and flood in Northeastern China and some global implications. **Quaternary Science Reviews**, v. 4, n. 2, p. 109–134, 1985.

DAVI, N. K. et al. Extension of drought records for Central Asia using tree rings: West-central Mongolia. **Journal of Climate**, v. 19, n. 1, p. 288–299, 2006.

EDDY, J. A. The Maunder Minimum. **Science**, v. 192, n. 4245, p. 1189–1202, 1976.

FARGE, M. Wavelet Transforms and their Applications to Turbulence. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 24, n. 1, p. 395–458, 1992.

FRANCIS, R. C.; HARE, S. R. Decadal-scale regime shifts in the large marine ecosystems of the North-East Pacific: A case for historical science. **Fisheries Oceanography**, v. 3, n. 4, p. 279–291, 1994.

GAN, M.; RODRIGUES, L. R.; RAO, V. B. Monção na América do Sul. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

GUSEV, A. A. et al. Bidecadal cycles in liquid precipitations in Brazil. **Advances in Space Research**, v. 34, n. 2, p. 370–375, 2004.

HAIGH, I. D.; ELIOT, M.; PATTIARATCHI, C. Global influences of the 18.61 year nodal cycle and 8.85 year cycle of lunar perigee on high tidal levels. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 116, n. 6, 2011.

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

HASTENRATH, S. **Climate dynamics of the tropics**. Ed.: 1. Madison: Atmospheric Sciences Library. 1991.

HATHAWAY, D. H. The solar cycle. **Living Reviews in Solar Physics**, v. 7, 2010.

HODRICK, R. J.; PRESCOTT, E.C. Postwar U.S. Business Cycles: an Empirical Investigation; mss. **Pittsburgh: Carnegie-Mellon University: Discussion Paper 451**, Northwestern University, 1980.

HUGGETT, R. J. **Climate, Earth Processes and Earth History**. [s.l.] Springer Science & Business Media, 1991.

INESON, S. et al. Solar forcing of winter climate variability in the Northern Hemisphere. **Nature Geoscience**, v. 4, n. 11, p. 753–757, 2011.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Censo Demográfico 2010: Resultados do Universo**. Disponível em: <www.sidra.gov.br>. Acesso em 20 jul. 2016.

KEELING, C. D.; WHORF, T. P. Possible forcing of global temperature by the oceanic tides. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 94, n. 16, p. 8321–8328, 1997.

LEHODEY, P. et al. Climate variability, fish, and fisheries. **Journal of Climate**, v. 19, n. 20, p. 5009–5030, 2006.

LEITH, C. E. Predictability of climate. **Nature**, v. 276, n. 5686, p. 352–355, 1978.

LIEBMANN, B.; MECHOSO, C. R. The South American Monsoon System. In: CHIH-PEI CHANG et al. **The global monsoon system: research and forecast**. 2ND Edition. Word Scientific Publishing Co. 2011.

LISITZIN, E. **Sea-Level Changes**. Elsevier Oceanography Series, 8. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. LCCC: 73-85225 / ISBN 0-444-41157-7. 1974.

LOODER, J. W.; GARRETT, C. The 18.6-Year Cycle of Sea Surface Temperature in Shallow Seas Due to Variation in Tidal Mixing. **Journal of Geophysical Research**. Vol. 83, n. C4, p. 1967-1970, 1978.

LOCKWOOD, J. G. Abrupt and sudden climatic transitions and fluctuations: A review. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 9, p. 1153–1179, 2001.

MANTUA, N. J. et al. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1069–1079, 1997.

MAXIMOV, I. V. **The long period luni-solar tides in the seas of the high latitudes of the earth**. Uchonyie Zap. LVIMU., 13:3-38 (in Russian). 1959.

MAXIMOV, I. V.; SMIRNOV, N. P. A contribution to the study of the causes of long-period variations in the activity of the Gulf Stream. **Oceanology**. 5, 15-24, 1965.

MAXIMOV, I. V.; SLEPTSOV-SHEVLEVICH, B. A. **Long-term changes of tidal forces of moon and ice conditions of the arctic seas** (in Russian), Tr. Polyar Nauch. Issled. Inst. Morsk. Ryb. Khoz. Okeanogr. (Pinro), 27, 21-39, 1970. (Engl. Transl. Ser. 3956, Fish. And Mar. Serv., Dep. Of the Environ., Ottawa, Ont., Canada.). 1970.

MAZZARELLA, A.; PALUMBO, A. The lunar nodal induced-signal in climatic and oceanic data over the Western Mediterranean area and on its bistable phasing. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 50, n. 1–2, p. 93–102, 1994.

MCKINNELL, S. M.; CRAWFORD, W. R. The 18.6-year lunar nodal cycle and surface temperature variability in the northeast Pacific. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 112, n. 2, 2007.

MITRA, K.; MUKHERJI, S.; DUTTA, S. N. Some indications of 18.6 year luni-solar and 10-11 year solar cycles in rainfall in north-west India, the plains of Uttar Pradesh and north-central India. **International Journal of Climatology**, v. 11, n. 6, p. 645–652, 1991.

MOLION, L. C. B. **Aquecimento Global, El Niños, Manchas Solares, Vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico**. Revista Climanálise. Ano 03, n. 01, 2006.

MOLION, L.C.B. Aquecimento Global: Uma Visão Crítica. **Revista Brasileira de Climatologia**. ISSN: 1980-055X. 2008.

_____. Gênese do El Niño e La Niña. 06 ago. 2016. Disponível em: <<https://sandcarioca.wordpress.com/2016/08/06/genese-do-el-nino-e-la-nina/>>. Acesso em: 10 ago. 2016.

MORENTTIN, P. A.; BUSSAB, W O. **Estatística Básica**, São Paulo: Editora Atlas, 2004.

NAKKEN, M. Wavelet analysis of rainfall-runoff variability isolating climatic from anthropogenic patterns. **Environmental Modelling and Software**, v. 14, n. 4, p. 283–295, 1999.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2464–2479, 1996.

OLIVEIRA, C. P., BERNARDO, S.O.E., MOLION, L.C.B. **Possível relação entre a Oscilação Decadal do Pacífico e a variabilidade climática no Brasil**. Departamento de Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas. 2005.

ONU. **United Nations Official Document**. Disponível em: <http://www.un.org/ga/search/view_doc.asp?symbol=A/RES/70/1&Lang=E>. Acesso em: 13 nov. 2016.

OSAFUNE, S.; YASUDA, I. Bidecadal variability in the intermediate waters of the northwestern subarctic Pacific and the Okhotsk Sea in relation to 18.6-year period nodal tidal cycle. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 111, n. 5, 2006.

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

RAWSON, H. E. Analysis of the Greenwich rainfall records from 1879 to 1890, with special reference to the declination of the sun and moon. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 22, n. 99, p. 203–211, 1896.

RAY, R. D. Decadal Climate Variability: Is There a Tidal Connection? **Journal of Climate**, v. 20, n. 14, p. 3542–3560, 1 jul. 2007.

REBOITA, M. S. et al. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185–204, jun. 2010.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and decadal cycles in river flows of Southeastern South America. **Journal of Climate**, v. 11, n. 10, p. 2570–2581, 1998.

RYBSKI, D. et al. Long-term persistence in climate and the detection problem. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 6, p. L06718, 1 mar. 2006.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **História Ecológica da Terra**. 2. ed. rev. São Paulo: Edgard Blücher, 307p. 1994.

SANT'ANNA NETO, J. L.; ZAVATTINI, J. A. **Variabilidade e Mudanças Climáticas: Implicações Socioeconômicas**. Maringá: EDUEM. 2000.

SANTOS, I. M. F.; GUIMARÃES, B. S.; COSTA, R. V.; MOLION, L. C. B.; LUZ, J. R. ANÁLISE DAS VAZÕES DO RIO SÃO FRANCISCO COM O FILTRO HODRICK-PRESCOTT. **I Workshop Internacional Sobre Água no Semiárido Brasileiro**. Campina Grande – PB. 2013.

SHELTON, M. L. **Hydroclimatology: Perspectives and Applications**. Cambridge University Press. 2009.

SIME, L. C. et al. Evidence for warmer interglacials in East Antarctic ice cores. **Nature**, v. 462, n. 7271, p. 342–345, 2009.

SIQUEIRA, A. H. B.; MOLION, L. C. B. Análises climáticas: o filtro Hodrick-Prescott aplicado aos índices atmosféricos da oscilação sul e da oscilação do atlântico norte. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 3, p. 307–318, set. 2015.

SMITH, A. M. et al. Forecasting cyclic coastal erosion on a multi-annual to multi-decadal scale: Southeast African coast. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 150, n. PA, p. 86–91, 2014.

SOUZA PINTO, N. L.; HOLTZ, A. C. T.; MARTINS, J. A.; GOMIDES, F. L. S. **Hidrologia Básica**. Edgar Blucher, 278p. 1976.

SPIEGEL, Murray R. **Estatística**, 3. Ed.; tradução e revisão técnica Pedro Consentino – São Paulo: Pearson Makron Books, 1993.

STEWART, R. H. **Introduction to Physical Oceanography**. Texas A&M University. 2008

SVENSMARK, H. Cosmic rays, clouds and climate. **Europhysics News**, v. 46, n. 2, p. 26–29, 2015.

SVENSMARK, H.; FRIIS-CHRISTENSEN, E. Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage - A missing link in solar-climate relationships. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 59, n. 11, p. 1225–1232, 1997.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 1, p. 61–78, 1 jan. 1998.

TRENBERTH, K. E.; HURRELL, J. W. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. **Climate Dynamics**, v. 9, n. 6, p. 303–319, 1994.

TUNDISI, J. G. **Água no Século XXI: Enfrentando a Escassez**. RIMA, IIE. 2003.

WANG, G.; SCHIMMEL, D. Climate Change, Climate Modes, and Climate Impacts. **Annual Review of Environment and Resources**, v. 28, n. 1, p. 1–28, 2003.

WILSON, I. R. G.; SIDORENKOV, N. S. Long-term lunar atmospheric tides in the Southern Hemisphere. **Open Atmospheric Science Journal**, v. 7, n. 1, p. 51–76, 2013.

WMO. Guide to Climatological Practices. **World Meteorological Organization Document**. ISBN 978-92-63-10100-6. Genebra. 2011.

WYRTKI, K. SOUTHERN OSCILLATION, OCEAN-ATMOSPHERE INTERACTION AND EL NINO. **Marine Technology Society Journal**, v. 16, n. 1, p. 3–10, 1982.

YASUDA, I.; OSAFUNE, S.; TATEBE, H. Possible explanation linking 18.6-year period nodal tidal cycle with bi-decadal variations of ocean and climate in the North Pacific. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 8, 2006.

YNDESTAD, H. The influence of the lunar nodal cycle on Arctic climate. **ICES Journal of Marine Science**, v. 63, n. 3, p. 401–420, 2006.

YNDESTAD, H.; TURRELL, W. R.; OZHIGIN, V. Lunar nodal tide effects on variability of sea level, temperature, and salinity in the Faroe-Shetland Channel and the Barents Sea. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 55, n. 10, p. 1201–1217, 2008.

ZANDONADI, L. **As chuvas na bacia hidrográfica do rio Paraná, Brasil: Um estudo do ritmo climático e algumas considerações sobre vazão hídrica**. Tese Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, UNESP, Rio Claro, 2013.

APÊNDICES

Nesta sessão, são apresentados detalhes da análise estatística dos dados. No **Apêndice A** foi abordado a estatística clássica dos dados, incluindo o Coeficiente de Correlação de *Pearson*. No **Apêndice B**, trata-se a metodologia do filtro de Hodrick-Prescott. No **Apêndice C**, aborda-se o uso da estatística utilizando métodos robustos, como a análise espectral Transformada de *Fourier* e Transformada em *Wavelet*.

A. Estatística dos Dados e Coeficiente de *Pearson*

A variabilidade pode ser entendida como a forma dos valores de um elemento hidroclimáticos no interior de um determinado período de tempo. Para efeito de análise da variabilidade climática da precipitação, dentro das ST escolhidas, foram aplicados os cálculos de média aritmética, do desvio padrão, da variância e do coeficiente de variação, técnicas comumente utilizadas na área e sugeridas pela Organização Meteorológica Mundial.

A.1.1. Média Aritmética

A média aritmética, considerada uma medida de tendência central, é muito utilizada para cálculos estatísticos de ST. Obtém-se a média aritmética de uma série constituída de:

$$\bar{X} = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_n}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i \quad (\text{II})$$

A.1.2. Desvio Padrão

Uma característica importante da “Distribuição Normal” é que, quanto maior a amostragem (como é o caso das longas ST analisadas neste trabalho), mais uniformemente as ocorrências se distribuem à medida que se afastam da média central. A medida dessa uniformidade é chamada de “Desvio Padrão” (DP). É um valor que quantifica a dispersão dos eventos sob distribuição normal, ou seja, é a raiz quadrada da média das diferenças entre o valor de cada evento e a média central, conforme a Equação II.

Para uma variável aleatória x_i , onde i varia de 1 a n e \bar{x} é a média da amostra, o DP para essa amostra pode ser computado de acordo com:

$$\sigma = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{x})^2}{(n-2)}} \quad (\text{III})$$

Esse desvio padrão, muito usado em estatística, indica o grau de variação de um conjunto de elementos e σ^2 é a variância da ST.

A.1.3. Coeficiente de Variação

O coeficiente de variação é uma medida de dispersão utilizada para comparação de distribuições diferentes, uma vez que indica variação relativa; é igual ao desvio padrão, dividido pela média, ou seja:

$$c_v = \frac{\sigma}{\bar{x}} \quad (\text{IV})$$

Mais detalhes das fórmulas para o cálculo de \bar{x} , σ e c_v e a metodologia utilizada no texto podem ser encontradas em Morenttin e Bussab (2004).

A.1.4. Coeficiente de Correlação Linear de *Pearson*

Uma forma bastante utilizada para se determinar o coeficiente de correlação linear de *Pearson* (r) é através da razão dos Desvios Padrão (vide Eq. III) das duas séries (série X e série Y) da seguinte forma:

$$r = b \left(\frac{\sigma_X}{\sigma_Y} \right) \quad (V)$$

onde “b” é o coeficiente angular da reta de regressão linear cuja determinação é feita através do método dos mínimos quadrados, como mostra a equação a seguir:

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n [(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})]}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \quad (VI)$$

Na Equação VI, valores denotados com uma barra superior representam a média das ST, sendo n o número total de valores das mesmas.

A coeficiente de *Pearson* tem a finalidade de mostrar o grau de “afinidade” entre duas ST X e Y em função de seus desvios padrão, onde $-1 \leq r \leq +1$. Dessa forma, o módulo igual a 1 representa uma correlação perfeita (negativa ou positiva) entre as duas variáveis.

B. Filtro de Hodrick-Prescott

A série original é decomposta em componentes de tendência e cíclico, como mostra a Equação (I), onde y_t é a série original, τ_t e c_t são, respectivamente, a tendência e a parte cíclica/aleatória.

A extração das componentes de tendência se dá minimizando a equação (VII), onde $t=1,2,3,\dots,T$:

$$\min\left\{\sum_{t=1}^T (y_t - \tau_t)^2 + \lambda \sum_{t=2}^{T-1} [(\tau_{t+1} - \tau_t) - (\tau_t - \tau_{t-1})]^2\right\} \quad (\text{VII})$$

O primeiro termo da Equação VII é a soma da série dos desvios, entre os valores da série original e os respectivos valores da série de tendência, elevados ao quadrado e uma medida do grau de ajuste. O segundo termo é a soma do quadrado da segunda diferença entre os componentes de tendência e indica seu grau de suavidade.

O parâmetro de suavização ou penalização, λ , controla as variações da taxa de crescimento do componente de tendência e deve assumir valores positivos, pois, se $\lambda = 0$, a série de tendência seria igual a série original. Por outro lado, quanto maior for λ , maior a suavização da tendência, tal que, se $\lambda \rightarrow \infty$, a tendência se aproxima de uma reta.

O fator crítico na utilização do filtro HP é a escolha dos valores do parâmetro de suavização (λ) utilizado na separação do componente da tendência do componente cíclico/aleatório. Hodrick e Prescott (1980) definiram λ como sendo:

$$\lambda_t = \left(\frac{\theta_c}{\theta_\tau}\right)^2 \quad (\text{VIII})$$

onde θ_c é a variância do primeiro termo e θ_τ é a variância do segundo termo da Equação VII. Para dados trimestrais, Hodrick e Prescott (1980) sugeriram $\lambda_t=1.600$. Porém, se as frequências de amostragem forem diferentes da trimestral, dados mensais ou anuais, o parâmetro λ deve ser ajustado para tais frequências. Ravn e

Uhlig (2002) citado por Siqueira e Molion (2015) propuseram tratar esse problema no domínio das frequências de amostragem e concluíram que:

$$\lambda_s = s^m \lambda_t \tag{IX}$$

onde λ_t é o parâmetro trimestral, λ_s o parâmetro de frequência s e o expoente m assumiria valores entre 3,8 e 4,0. Para dados de frequência mensal $s = 3$ e os de frequência anual $s = 1/4$, substituindo esses valores na Equação IX com $m = 4,0$, obtêm-se $\lambda_a = 6,25$ para a frequência anual e $\lambda_m = 129.600$ para a frequência mensal.

A **Tabela 3** apresenta vários valores de lambda ($\lambda_a, \lambda_q, \lambda_m$) para periodicidades anual, trimestral e mensal, em relação ao critério de preservar o ciclo de referência. A tabela inclui o período do ciclo. Este valor representa o valor acima do qual a maior parte da variação das séries é atribuída à tendência. (MARAVALL; RIO, 2001). A escolha desse período é arbitrária e está em função dos interesses da análise.

Tabela 3. Valores de lambda (λ) anual, trimestral e mensal e o ciclo de anos que são compatíveis.

λ_a	λ_q	λ_m	Ciclo de Referencia (anos)
1	179	14,4	5.7
5	1,19	95,972	9.2
6	1,437	115,975	9.7
7	1,6	129,119	9.9
10	2,433	196,474	11.0
15	3,684	297,715	12.2
20	4,94	399,339	13.2
25	6,199	501,208	13.9
30	7,46	603,25	14.6
35	8,723	705,424	15.2
40	9,986	807,702	15.7
70	17,585	1,422,774	18.1
100	25,199	2,039,248	19.8
200	50,633	4,098,632	23.6
400	101,599	8,225,728	28.0

(Fonte: Maravall; Rio, 2001)

Neste trabalho utilizou-se $\lambda_a = 5$, que representa um ciclo de corte de 9,2 anos. Isso significa que frequências baixas acima de 9,2 anos vão compor a curva de

tendência, enquanto abaixo desse valor (frequências altas) comporão a curva cíclica/aleatória.

C. Análise de Transformada de *Wavelet*

O termo *wavelet* ou ondeletas, refere-se basicamente a um conjunto de funções com forma de pequenas ondas geradas por translações $\Psi(t) \rightarrow \Psi(t + 1)$, escalamentos $\Psi(t) \rightarrow \Psi(2t)$ e de uma Função Ondeleta-base, $\Psi_0(t)$, geralmente chamada de Função Ondeleta-mãe (FO). Sendo assim, a Equação VIII mostra a função ondeleta geradora em função de $\Psi_0(t)$.

$$\Psi_{j,k}(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \Psi_0\left(\frac{t-k}{j}\right); \text{ com } j \neq 0 \quad (\text{VIII})$$

A Equação VIII mostra a função *Wavelet* geradora em função da FO, onde o parâmetro “j” é denominado de fator de dilatação ($j > 0$) ou contração ($a < 0$) da função *Wavelet* $\Psi(t)$, correspondente as diferentes escalas de observação. O parâmetro “k” pode ser interpretado como translação temporal da função, que permite o estudo do sinal $x(t)$ localmente o redor do tempo t . As ondeletas filhas são geradas da seguinte forma:

$$\Psi_k(t) = \Psi_0(t - k) \rightarrow \text{Translação} \quad (\text{IX})$$

$$\Psi_j(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \Psi_0\left(\frac{t}{j}\right) \rightarrow \text{Escalamento}; \text{ com } j \neq 0 \quad (\text{X})$$

As Equações IX e X mostram as ondeletas filhas geradas pela translação e pela mudança de escala, respectivamente. O fator $\frac{1}{\sqrt{j}}$ é chamado de constante de normalização da energia de cada ondeleta filha, de forma a manter a mesma energia da ondeleta principal, ou seja, a soma das energias de todas as ondeletas filhas, oriundas das Equações IX e X, resulta na energia total da transformada.

A análise em ondeletas é feita pela aplicação sucessiva da transformada em ondeletas a diversos valores de k e j, o que representa a decomposição do sinal

original da ST em diversas componentes localizadas no tempo e em frequência (período), de acordo com os parâmetros de translação e de escala.

De certa forma, cada tipo de Função Ondeleta-mãe possui uma melhor ou pior localização nos domínios da frequência e/ou do tempo. Desta maneira, torna-se necessário a escolha de uma Função Ondeleta-base conveniente, de acordo com o sinal estudado e os objetivos almejados (BARBOSA, 2012).

Segundo Torrence e Compo (1998) e Barbosa (2012) para analisar ST com variações um pouco mais suaves – uma FO complexa como a de *Morlet* permite analisar a fase e o módulo do sinal decomposto. Uma outra Função Ondeleta-base para esse tipo de sinal seria a do Chapéu Mexicano, pois as características desse tipo de sinal são geralmente encontradas em sistemas naturais, ou em sistemas geofísicos. Esse tipo de FO ajuda a capturar o comportamento oscilatório dos dados (por exemplo, *Morlet*).

Para este trabalho, foi aplicada a Função Ondeleta-mãe de “*Morlet*”, a qual possui uma ótima representação de sinais não-estacionários obtidos na natureza, tais como os que foram descritos anteriormente. Mais detalhes em Farge (1992) e Torrence e Compo (1998).

A FO de *Morlet* é definida da seguinte forma:

$$\Psi_0(t) = \pi^{\frac{-1}{4}} e^{i\omega t} e^{\frac{-1}{2}t^2} \quad (\text{XI})$$

Na Equação XI, o fator $e^{\frac{-1}{2}t^2}$ é o envelope Gaussiano, ω é uma frequência adimensional (ou seja, o valor que determina a forma do sinal modulador da FO) e t é cada valor da ST.

Para a FO de *Morlet* sugere-se que a frequência de corte ω_0 seja igual a 6 como escolha ótima (esse valor foi utilizado para os resultados anteriormente apresentados neste trabalho de dissertação) e que também é um valor sugerido por Torrence & Compo (1998), pois fornece um ótimo balanço entre a localização em tempo e frequência.