

UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS
ESCOLA SUPERIOR DE TECNOLOGIA
BACHARELADO EM METEOROLOGIA

Willy Hagi Teles Rego

**Padrões Decenais do Gradiente
Inter-Pacífico-Atlântico e a Precipitação da
América do Sul**

Manaus - Amazonas
2018

Willy Hagi Teles Rego

Padrões Decenais do Gradiente Inter-Pacífico-Atlântico e a Precipitação da América do Sul

Trabalho de Conclusão de Curso submetido à
Coordenação do curso de Bacharelado em Me-
teorologia da Universidade do Estado do Ama-
zonas como parte dos requisitos necessários
para a obtenção do grau de Bacharel em Me-
teorologia.

Universidade do Estado do Amazonas

Orientadora: Dra. Rita Valéria Andreoli de Souza

Manaus - Amazonas

2018

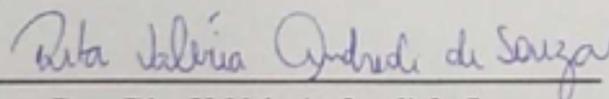
Willy Hagi Teles Rego

Padrões Decenais do Gradiente Inter-Pacífico-Atlântico e a Precipitação da América do Sul

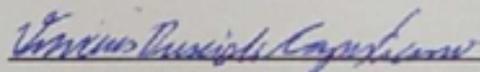
Trabalho de Conclusão de Curso submetido à
Coordenação do curso de Bacharelado em Me-
teorologia da Universidade do Estado do Ama-
zonas como parte dos requisitos necessários
para a obtenção do grau de Bacharel em Me-
teorologia.

Aprovado em 06 de Dezembro de 2018

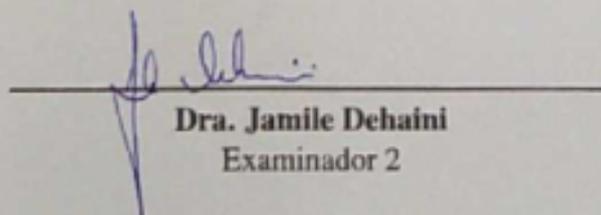
BANCA EXAMINADORA



Dra. Rita Valéria Andreoli de Souza
Orientadora



Dr. Vinícius Buscioli Capistrano
Examinador 1



Dra. Jamile Dehaini
Examinador 2

Manaus - Amazonas

2018

Este trabalho é dedicado
a todos aqueles que me estenderam a mão.

Agradecimentos

A Deus, Uno e Trino, à Santíssima Virgem Maria, Perpétuo Socorro e Auxílio dos Cristãos, à S.S. Papa Pio XII, patrono deste trabalho e de toda a minha vida acadêmica.

Ao meu querido pai, Ronaldo, meu exemplo de hombridade e perseverança frente às reviravoltas da vida. Minha mãe, Elisângela, e meus irmãos, especialmente minha irmã Juliana por ter sido até aqui minha incentivadora e meu exemplo de estudante — apesar de toda a distância que nos separa.

À toda minha família. Meus avós paternos, Manoel e Francisca (*in memoriam*), meus avós maternos, Dona Graça e Dinaldo, tia Emilene, tio Marcelo, meus primos Breno e Eduardo, tia Laninha, Carlos, Mila, Carlinhos e Pietro por todo o carinho e apoio principalmente nos momentos mais difíceis.

À minha namorada, Mira, por toda a paciência, carinho e amor nas horas boas e ruins. Por toda a força que eu precisei para concluir este trabalho.

À Profa. Dra. Rita Valéria Andreoli de Souza, pela oportunidade de dar meus primeiros passos na Climatologia e por todos estes anos de pesquisa e orientação.

Aos professores que já tive, em especial à Profa. Dra. Maria Betânia Leal de Oliveira e Profa. Dra. Jaci Saraiva por terem me inspirado e mostrado que eu poderia ser um meteorologista.

Aos amigos da época de escola, especialmente Mellyna Garcia, Marcos Gama e Eduardo Douglas Damascena (*in memoriam*).

Aos sobreviventes da turma de 2014: André Leturiondo II, Gusthavo Rodrigues, Jardane Santos, Mayana Leão, Nígia Núbia, Nathália Bessa, Kim Lobato e Erilane Oliveira. Aos amigos e veteranos da turma de 2013, principalmente Josyanne Santos (Xosy JJ), Djanir Sales, Wanda Diógenes e Adriano Pedrosa. Aos amigos e veteranos de turmas anteriores: Leonardo Vergasta (Leozão), Wesley Gomes (Diretor), Silas Farias, Max Trindade, Frank Menezes (Dj Kinho), Adriane Lima (Drica), Luan Carvalho, Guilherme Figliuolo (Gui), Chico Alcinei, Paulo Moura (Tucandeira), Patrícia Costa (Patty) e Rafael Barbosa (Barbosão). Aos meus eternos calouros, principalmente Victor Alencar (Sérgio Crazy), Rany Figueiredo, Sarah Oliveira e Fernanda Cassiano.

Aos amigos do CLIAMB pela amizade e conselhos valiosos que me passaram, em especial Vinícius Machado (Vini), Rildo Moura (Rildão, ou cabeça-fria) e Jean Antunes.

*Quid retribuam Domino pro omnibus quae tribuit mihi?
Calicem salutaris accipiam, et nomen Domini invocabo.
Psalmi 115:3-5, Vulgate.*

Resumo

Os oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais são responsáveis pela maior parte da variabilidade climática na região tropical. Apesar de independentes podem formar juntos um mecanismo de variabilidade interanual chamado de gradiente Inter-Pacífico-Atlântico, que é também modulado em escala decenal pelas fases positiva e negativa da Oscilação Multidecenal do Atlântico (+OMA e -OMA). O presente trabalho investigou as variações dos padrões atmosféricos e oceânicos associados ao gradiente em ambas as fases da OMA durante o inverno austral e seus impactos nas anomalias de Precipitação (APRP) da América do Sul (AS). Os resultados mostram que este fenômeno é um modo de variabilidade dominante no inverno austral, caracterizado por um gradiente de anomalias de Pressão ao Nível Médio do Mar (APNMM) e Temperatura da Superfície do Mar (ATSM) entre os oceanos tropicais. A seleção de eventos extremos mostra uma distribuição igual de eventos positivos (+CP1) em ambas as fases da OMA enquanto a de negativos (-CP1) é mais frequente em -OMA. Eventos de +CP1 em +OMA são caracterizados por um gradiente oeste-leste de ATSM formado pelo resfriamento (aquecimento) anômalo do Pacífico (Atlântico) Tropical, especialmente no Pacífico Central (Atlântico Tropical Norte), cujo reflexo na AS mostra APRP positiva (negativa) no extremo-norte (centro-oeste e sul) da AS. Eventos de +CP1 em -OMA são mais equatorialmente confinados e mostram impactos similares na APRP da AS. O gradiente de ATSM em casos de -CP1 torna-se leste-oeste através do aquecimento (resfriamento) anômalo do Pacífico (Atlântico) Tropical, embora seja equatorialmente confinado apenas em períodos de +OMA. Estes eventos estão relacionados com APRP positiva (negativa) no Centro-Oeste e Sul-Sudeste (Norte) da AS em ambas as fases. Os resultados mostram que diferentes padrões oceânicos e atmosféricos formam a variabilidade do setor Inter-Pacífico-Atlântico, cujos impactos na APRP da AS são significativos e podem ser sentidos em praticamente todo o continente.

Palavras-chave: Gradiente Inter-Pacífico-Atlântico; Variabilidade Climática; Precipitação.

Abstract

The Pacific and Atlantic Tropical oceans are responsible for most of the climate variability in the tropical region. Even though independent, they can form together an interannual variability mechanism called the Inter-Pacific-Atlantic gradient, which is also modulated in decadal scales by the positive and negative phases of the Atlantic Multidecadal Oscillation (+AMO and -AMO). The present work investigated the variations in the associated atmospheric and oceanic patterns during austral winter through both AMO phases and its impacts on South America's (SA) Precipitation anomalies (APRP). Results show that this phenomenon is a dominant variability mode during austral winter, characterized by Sea Level Pressure anomalies (SLPA) and Sea Surface Temperature anomalies (ASST) gradient between both tropical oceans. Selection of extreme events shows an equal distribution of positive events (+PC1) for both phases while the negatives (-PC1) are more frequent during -AMO. +PC1 events during +AMO are characterized by an west-east ASST gradient made by the anomalous cooling (warming) of Tropical Pacific (Atlantic), especially at Central Pacific (Tropical North Atlantic, responsible for positive (negative) APRP at SA's Extreme-North (Central-West and South) region. +PC1 events in -OMA are equatorially confined and show similar impacts in SA's rainfall. The ATSM gradient becomes east-west for -PC1 events due to Tropical Pacific (Atlantic) anomalous warming (cooling), even though they are equatorially confined only during +AMO periods. These events are related to positive (negative) APRP for the Center-West and South-Southeast (North) SA regions during both phases. Results show that different oceanic and atmospheric patterns compose the Inter-Pacific-Atlantic sector's variability, which impacts SA's rainfall significantly and can be felt though the entire continent.

Keywords: Inter-Pacific-Atlantic gradient; Climate Variability; Precipitation.

Lista de ilustrações

Figura 1	– Modelo esquemático do padrão de a) El Niño Canônico, b) El Niño Modoki, c) La Niña Canônica e d) La Niña Modoki. Fonte: Ashok e Yamagata (2009).	20
Figura 2	– Padrão do gradiente Inter-Pacífico-Atlântico. Fonte: Wang (2006).	22
Figura 3	– Padrão global associado a ODP obtido através de regressão linear do primeiro CP do Pacífico Norte (domínio na área do retângulo preto) em relação a ATSM global (esquerda) e série temporal do primeiro CP (direita). Fonte: Adaptado de Deser et al. (2009).	23
Figura 4	– Padrão global associado a ODP obtido através de regressão linear do índice do Atlântico Norte em relação a ATSM global (a) e série temporal do índice do Atlântico Norte, onde a linha verde representa a série do índice filtrada por um filtro passa-baixa de 10 anos. Fonte: Deser et al. (2009).	24
Figura 5	– Índice da OMA para o período de 1855-2015. A linha contínua preta é o índice após o filtro de Savitzky-Golay (Schafer, 2011) de primeira ordem para 121 meses ser aplicado.	26
Figura 6	– Espectro de Autovalores para os dez primeiros modos de FOE para a série de APNMM entre o Pacífico e Atlântico tropicais durante o inverno austral.	28
Figura 7	– Padrões espaciais dos modos FOE1 (a) e FOE2 (b) para a APNMM nos meses do inverno austral, onde linhas contínuas (pontilhadas) indicam correlações positivas (negativas) com 95% de significância estatística. Séries temporais do CP1 (c) e CP2 (d), onde valores positivos (negativos) estão em vermelho (azul) e a linha preta contínua é o índice da OMA normalizado no período considerado.	29
Figura 8	– Espectro Local (a) e Global (b) da TOC da série do CP1. Espectro Local (c) e Global (d) do índice IPA definido como a diferença entre as séries normalizadas dos índices Niño 3 e Atl 3. A área hachurada nos Espectros Locais indica o Cone de Influência e as linhas contínuas mostram valores significativos ao nível de 95%. A linha pontilhada nos Espectros Globais mostra a significância de 95% considerando um espectro de ruído vermelho.	30
Figura 9	– Campos de Composição de eventos extremos de APNMM normalizada para eventos positivos (+CP1) em fases positivas da OMA (+OMA) (a), +CP1 em fases negativas da OMA (-OMA) (b), -CP1 em +OMA (c) e -CP1 em -OMA (d). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam regiões de significância ao nível de 95%.	32
Figura 10	– O mesmo que na Fig. 9, para ATSM normalizada.	33
Figura 11	– O mesmo que na Fig. 9, para $\tilde{\omega}$ normalizada.	34

Figura 12 – O mesmo que na Fig. 9, para $\tilde{\chi}$ normalizada em 200 hPa.	35
Figura 13 – O mesmo que na Fig. 9, para $\tilde{\psi}$ normalizada em 200 hPa.	36
Figura 14 – O mesmo que na Fig. 9, para \tilde{V}_h normalizada em 850 hPa.	37
Figura 15 – O mesmo que na Fig. 9, para APRP normalizada.	38

Lista de abreviaturas e siglas

AN	América do Norte
AS	América do Sul
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ATN	Atlântico Tropical Norte
ATS	Atlântico Tropical Sul
CP	Componente Principal
CTH	Circulação Termohalina
DVS	Decomposição de Valores Singulares
ENOS	El Niño - Oscilação Sul
FOE	Funções Ortogonais Empíricas
MEA	Modo Equatorial do Atlântico
MMA	Modo Meridional do Atlântico
MMP	Modo Meridional do Pacífico
OA	Oscilação do Ártico
OAN	Oscilação do Atlântico Norte
ODP	Oscilação Decenal do Pacífico
OIP	Oscilação Interdecenal do Pacífico
OMA	Oscilação Multidecenal do Atlântico
PNMM	Pressão ao Nível Médio do Mar
PRP	Precipitação
TOC	Transformada de Ondeletas Contínua
TSM	Temperatura da Superfície do Mar

Lista de símbolos

V_h	Vento Horizontal
χ	Velocidade Potencial
ψ	Função de Corrente
ω	Velocidade Vertical

Sumário

1	INTRODUÇÃO	13
2	OBJETIVOS	15
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	16
3.1	Clima, Variabilidade e Mudança Climática.	16
3.2	Mecanismos de Variabilidade Climática.	18
3.2.1	Variabilidade Interanual.	18
3.2.1.1	El Niño - Oscilação Sul (ENOS).	18
3.2.1.2	Modo Equatorial do Atlântico (MEA) - Os Niños do Atlântico.	19
3.2.1.3	Gradiente Inter-Pacífico-Atlântico.	21
3.2.2	Variabilidade Decenal.	22
3.2.2.1	Oscilação Decenal do Pacífico (ODP).	22
3.2.2.2	Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA).	23
4	METODOLOGIA	25
4.1	Dados	25
4.2	Metodologia	25
4.3	Detalhes Computacionais	27
5	RESULTADOS	28
5.1	Análise de FOE	28
5.2	Análise Espectral	30
5.3	Análise de Composição	31
6	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	39
	Bibliografia	41
	APÊNDICE A – TEOREMA DE HELMHOLTZ	48
	APÊNDICE B – FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS	49
	APÊNDICE C – GRAUS DE LIBERDADE E SIGNIFICÂNCIA ES- TATÍSTICA	51

1 Introdução

O El Niño-Oscilação Sul (ENOS) é o fenômeno de variabilidade climática mais importante e amplamente estudado, caracterizado pela interação entre o aquecimento (resfriamento) anômalo da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Pacífico Tropical e um enfraquecimento (fortalecimento) dos ventos alísios e da circulação de Walker (Bjerknes, 1969; Wyrski, 1975; Rasmusson e Carpenter, 1982) dando origem a um *feedback* positivo no sistema oceano-atmosfera chamado de *feedback* de Bjerknes. A fase de aquecimento recebe o nome de El Niño, originalmente dado por pescadores peruanos por conta da alta mortalidade dos peixes durante o aquecimento das águas próximo ao período do Natal, enquanto a de resfriamento La Niña.

Recentemente na literatura científica o ENOS acabou por ser dividido entre dois tipos diferentes de acordo com seus centros de ação no Pacífico Tropical, sendo aquele onde os padrões anômalos de ATSM concentram-se principalmente na região do Pacífico Leste (Oeste) chamado de evento Canônico (Modoki) de ENOS (e.g., Yamagata et al., 2004; Yu e Kao, 2007; Ashok et al., 2007; Ashok e Yamagata, 2009). Os dois fenômenos possuem diferentes padrões espaciais e temporais e estão associados a diferentes impactos no clima de regiões remotas, como na América do Sul (AS; Tedeschi et al., 2015; Andreoli et al., 2017).

De forma análoga a presença da circulação zonal de Walker e o *feedback* de Bjerknes no Atlântico Tropical (Bjerknes, 1969) implicam na formação de um mecanismo similar ao ENOS chamado de Modo Equatorial do Atlântico (MEA) ou, ainda, de Niños do Atlântico (Zebiak, 1993; Servain et al., 1999; Latif e Grötzner, 2000) embora ambos os mecanismos sejam independentes entre si. Estes fenômenos ocorrem durante o inverno austral e não costumam durar mais que uma estação, o que implica em um fraco *feedback* (Keenlyside e Latif, 2007), ao contrário da persistência maior do ENOS, e o pico no verão austral.

Apesar das diferenças de fase entre os dois oceanos, Wang (2006) mostrou que o Pacífico e Atlântico Tropicais podem formar um modo conjunto de variabilidade interanual no verão austral chamado de gradiente Inter-Pacífico-Atlântico. Este gradiente leste-oeste de anomalias de TSM (ATSM) é responsável por induzir um escoamento anômalo de vento zonal na região equatorial da AS que liga dinamicamente as duas bacias através das circulações anômalas de Walker.

Trabalhos anteriores sugeriram que a ocorrência deste mecanismo era sujeita exclusivamente ao período pós 1970 e estava relacionada ao aquecimento global (e.g., Rodríguez-Fonseca et al., 2009; Kucharski et al., 2011) ou, ainda, a Oscilação Decenal do Pacífico (Losada et al., 2010). Mais recentemente Kayano e Capistrano (2014), Martín-Rey et al. (2014) e Polo et al.

(2015) foram os primeiros a apontar uma modulação através da Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA), onde o gradiente Inter-Pacífico-Atlântico ocorreria exclusivamente em fases negativas da OMA.

A ocorrência deste mecanismo durante o inverno austral pode estar diretamente relacionada ao desenvolvimento de eventos de ENOS nas estações seguintes (Martín-Rey et al., 2015, Kucharski et al., 2016 e Lübbecke et al., 2018), o que pode auxiliar na previsibilidade (Frauen e Dommenges, 2012 e Keenlyside et al., 2013) e a mitigação de impactos ao longo do globo.

Os impactos do gradiente Inter-Pacífico-Atlântico na AS foram investigados por Wang (2006), Kayano et al. (2011), Gonzalez et al. (2013), Kayano e Capistrano (2014) e Torralba et al. (2015), onde os autores encontraram que a variabilidade conjunta entre os oceanos pode reforçar a circulação de Walker e amplificar os padrões de precipitação principalmente na região amazônica.

No entanto, a influência dos mecanismos de baixa frequência, como a OMA, em modular a ocorrência dos eventos do gradiente Inter-Pacífico-Atlântico e conseqüentemente a variabilidade climática na AS ainda não são bem entendidas. Desta forma, o presente trabalho visa estudar as mudanças nos padrões oceânicos e atmosféricos associados a este fenômeno em relação as fases da OMA e seus respectivos impactos na variabilidade de precipitação durante o inverno austral na AS.

2 Objetivos

Geral

O objetivo desse trabalho é examinar a variabilidade interanual conjunta dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais, principalmente em relação ao estabelecimento do gradiente Inter-Pacífico-Atlântico, através dos seus padrões durante as fases da OMA e sua influência na precipitação da AS.

Específicos

- a) identificar a dominância do gradiente Inter-Pacífico-Atlântico em relação a variabilidade interanual da região tropical;
- b) investigar seus padrões oceânicos e atmosféricos durante as fases da OMA;
- c) investigar os possíveis impactos na variabilidade de precipitação da AS, principalmente na região amazônica.

3 Revisão Bibliográfica

3.1 Clima, Variabilidade e Mudança Climática.

É comum, como uma espécie de introdução, encontrarmos na literatura científica uma definição de Tempo e Clima costumeiramente associada ao escritor Mark Twain (1835-1910), embora a única referência concreta seja encontrada apenas na obra *Time Enough for Love*¹ de Robert A. Heinlein (1907–1988), de que "clima é o que você espera, tempo é o que você tem".

A definição de Tempo é uma tarefa particularmente simples, podendo simplesmente ser "uma condição da Atmosfera em um tempo e região particulares" (Ahrens, 1999)². No entanto, uma definição rigorosa de Clima é uma tarefa muito mais problemática.

Intuitivamente, Clima diz respeito a uma certa *distribuição* de características das variáveis meteorológicas em uma certa configuração contida no sistema climático (Frigg et al., 2015). Werndl (2016) propôs cinco *Desiderata*³ diferentes que deveriam ser levados em conta para a formulação de uma definição rigorosa de Clima. Um deles (*Desideratum 2*) diz que a definição deve levar em conta o fato de que o Clima é, por si só, *independente* do nosso conhecimento. Ou seja, a Natureza e o sistema climático existem mesmo sem a nossa percepção dos seus próprios fenômenos.

Considerando que o *Desideratum* acima pareça auto-evidente a redução à estatística, em termos de médias de um conjunto de variáveis meteorológicas em um certo período de tempo (usualmente 30 anos), do conceito de Clima acaba por implicar em uma contradição. Na literatura, no entanto, estas definições *reduzidas* são e sempre foram as mais populares, como pode ser visto até mesmo na definição de Clima do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (Stocker, 2014).

Um sentido estrito de Clima, embora em uma abordagem ainda pragmática, seria uma "distribuição finita das variáveis climáticas em relação a um período de tempo e em um certo regime de condições externas variáveis, dados os estados iniciais" (e.g., Lorenz, 1995; Werndl, 2016). No entanto, uma definição rigorosa que atenda a todos os *Desiderata* propostos ainda seja um objetivo longe de ser atingido.

Da mesma forma como o conceito de Clima pode ser problemático, os conceitos "derivados" como Variabilidade Climática e Mudanças Climáticas também apresentam dificuldades

¹ Sem tradução para o português.

² É necessário que se tenha noção da distinção, linguisticamente muito mais evidente em inglês com as palavras *time* e *weather*, entre o tempo físico e o Tempo meteorológico.

³ Latim para algo que é desejado ou necessário. Singular: *Desideratum*.

similares.

Variabilidade Climática pode ser entendida como uma série de mudanças no comportamento das variáveis do sistema climático ocasionadas por mecanismos físicos naturais internos e externos. Os fatores, ou forçantes, externos podem ser a radiação solar e os parâmetros orbitais da Terra, enquanto que os internos seriam a composição química e física da Atmosfera e seus próprios movimentos de circulação (Peixoto e Oort, 1992).

Frigg et al. (2015) argumentam que a Variabilidade pode ser distintamente *interna e natural*, o que põe em disputa a definição acima. Os períodos de Glaciação, por exemplo, normalmente atribuídos à mudanças orbitais da Terra, não fariam parte de uma Variabilidade *interna*, mas *natural*. No entanto, os próprios autores reconhecem a dificuldade em estabelecer uma fronteira entre o que é *interno* e o que é *natural*, de forma que é possível deixar de lado esta nomenclatura proposta e utilizar a anterior.

Uma questão ainda persiste e deve ser abordada. Como devemos encarar o papel da atividade humana, i.e., da forçante antropogênica, no sistema climático? Esta é a pergunta central da atual discussão sobre mudanças climáticas.

Assumindo que o Clima possui condições de mudar suas propriedades através da sua própria Variabilidade *interna e natural*, pode parecer injusto imputar à humanidade a responsabilidade por toda e qualquer mudança efetiva. Reconhecendo que a atividade humana está, em maioria, contida dentro do sistema climático terrestre, não é *ipso facto* absurdo argumentar que elas se tornam parte de mais uma forçante *natural*. No entanto, a consequência lógica deste pensamento é que seríamos então obrigados a aceitar que não existiria nenhum impacto significativo das atividades antropogênicas no Clima.

A afirmação acima, no contexto científico atual, é contraprodutiva e precisa ser elucidada. Como o Clima pode variar naturalmente, e de fato varia, torna-se claro que o conceito de mudanças climáticas deve levar em conta tanto a forçante antropogênica quanto a própria variabilidade natural.

Disto surge outro problema: o conceito de variabilidade climática torna-se então descartável, se ele está contido dentro do âmbito das mudanças climáticas. A saída, então, pode ser encarar a forçante antropogênica como um fator climático não apenas *externo*, mas um singular e especialmente separado dos demais (Latif e Keenlyside, 2009). Partindo deste ponto o conceito de mudanças climáticas então reflete apenas aquelas mudanças que estão associadas especialmente com a forçante antropogênica.

O intuito da discussão acima é mostrar que a busca por uma definição rigorosa de clima e suas variantes não é trivial, apesar de ser uma tarefa razoavelmente ignorada na literatura científica. Por este motivo torna-se mais que necessária uma abordagem tanto epistemológica

quanto prática a estes conceitos como argumentado por Katzav (2014), Frigg et al. (2015), Conradie (2015), Werndl (2016) e outros.

Embora as definições aqui propostas estejam longe do ideal elas serão assumidas como verdadeiras no desenvolvimento deste trabalho, onde serão abordadas apenas questões referentes à variabilidade climática natural.

3.2 Mecanismos de Variabilidade Climática.

3.2.1 Variabilidade Interanual.

3.2.1.1 El Niño - Oscilação Sul (ENOS).

Reconhecidamente o mais importante mecanismo de variabilidade interanual, o ENOS é responsável por impactos naturais e sociais em escala global (e.g., Kayano et al., 2005; Latif e Keenlyside, 2009; Collins et al., 2010).

O termo "El Niño", originalmente "El Niño de Navidad", foi dado por pescadores Peruanos e Equatorianos para designar uma corrente oceânica de águas quentes que se formava perto da costa Oeste da América do Sul com uma frequência de três a sete anos (Silverstein et al., 2007). O efeito da chegada desta corrente quente, substituindo a corrente de Humboldt (Alheit e Niquen, 2004), implicava na morte de peixes e outros animais e prejudicava a economia local. Como este fenômeno ocorria no período próximo ao Natal (verão austral), os pescadores ironicamente o batizaram em honra ao Menino Jesus.

Bjerknes (1966) foi o primeiro a associar o El Niño com o mecanismo atmosférico chamado de Oscilação Sul (Walker, 1924), que consiste em uma "gangorra" de Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) entre as porções Oeste e Leste do Pacífico Tropical, costumeiramente medida através das estações em superfície de Darwin e Tahiti (Trenberth, 1984).

A Oscilação Sul envolve uma circulação leste-oeste na Atmosfera chamada de circulação de Walker, de forma que o El Niño é visto como o componente oceânico enquanto que a Oscilação Sul o componente atmosférico do ENOS, cuja ocorrência está ligada a um *feedback* positivo no sistema oceano-atmosfera, i.e., o *feedback* de Bjerknes. Este *feedback* consiste em três elementos: os ventos em superfície, o gradiente de TSM ao longo do Pacífico e a convecção associada às oscilações na PNMM e na circulação de Walker.

Em anos neutros, sem ENOS, a porção leste do Pacífico Tropical possui águas mais frias que na oeste, resultando em um gradiente de TSM. Este gradiente causa uma aprofundamento (aproximação) da termoclina no Oeste (Leste) do Pacífico em relação à superfície, o que influencia diretamente na diminuição (aumento) da ressurgência das águas mais profundas e frias no Pacífico Leste.

Considerando as massas de ar na porção Oeste, o aquecimento reduz sua densidade e elas elevam-se gerando convecção profunda e precipitação local, formando assim o ramo ascendente da circulação de Walker. No Leste o resfriamento impede a ascensão das parcelas próximas à superfície, onde a presença da subsidência do ar nesta região forma o ramo subsidente. A circulação torna-se completa em conjunto com os ventos alísios associados à circulação de Hadley nos dois hemisférios (Kayano et al., 2005).

A fase positiva, ou quente, do ENOS recebe o nome de El Niño. Neste caso o enfraquecimento dos alísios de sudeste causa um movimento das águas mais quentes, outrora empilhadas no Oeste do Pacífico Tropical, em direção ao Pacífico Central e Leste na forma de uma onda equatorial interna de Kelvin (Wyrtki, 1975) que afasta a termoclina da superfície e favorece o surgimento de Anomalias de TSM (ATSM) positivas nestas regiões.

Este deslocamento causa um enfraquecimento no gradiente de TSM e na circulação de Walker, que pode ser quebrada em duas outras circulações menores no Pacífico ou ter seu sentido leste-oeste invertido (Ashok e Yamagata, 2009). No caso da inversão de sentido, o ramo ascendente (subsidente) passa a estar na porção Leste (Oeste) do Pacífico Equatorial.

Vale a pena destacar que a inversão no sentido leste-oeste ou o rompimento da circulação de Walker estão associados com diferentes ocorrências de ENOS, recentemente definidos como ENOS do tipo Canônico e tipo Modoki⁴ (Yu e Kao, 2007; Ashok et al., 2007), respectivamente (Fig. 1).

Com as condições oceânicas e atmosféricas na fase positiva do ENOS (El Niño) descritas, as da fase negativa (La Niña) são análogas, embora com sinal oposto. Revisões recentes sobre o ENOS podem ser encontradas em Wang et al. (2017a) e Timmermann et al. (2018).

3.2.1.2 Modo Equatorial do Atlântico (MEA) - Os Niños do Atlântico.

A Variabilidade Interanual da ATSM no Atlântico diz respeito a, no mínimo, três modos distintos: (a) o da região do Atlântico Tropical Norte (ATN) forçado externamente pelo ENOS (Enfield e Mayer, 1997), (b) o modo meridional entre o ATN e o Atlântico Tropical Sul (ATS), que também possui variabilidade decadal (Servain, 1991) e (c) o modo equatorial, similar ao ENOS no Pacífico, também chamado de Niño do Atlântico (Zebiak, 1993).

Bjerknes (1969) notou que o Atlântico Equatorial é análogo ao Pacífico Equatorial, possuindo também uma circulação de Walker entre as regiões leste e oeste da bacia. Este fato por si só indica uma similaridade dinâmica entre os dois oceanos, principalmente quanto à presença do *feedback* de Bjerknes (Zebiak, 1993).

⁴ Japonês para "parecido, mas não igual".

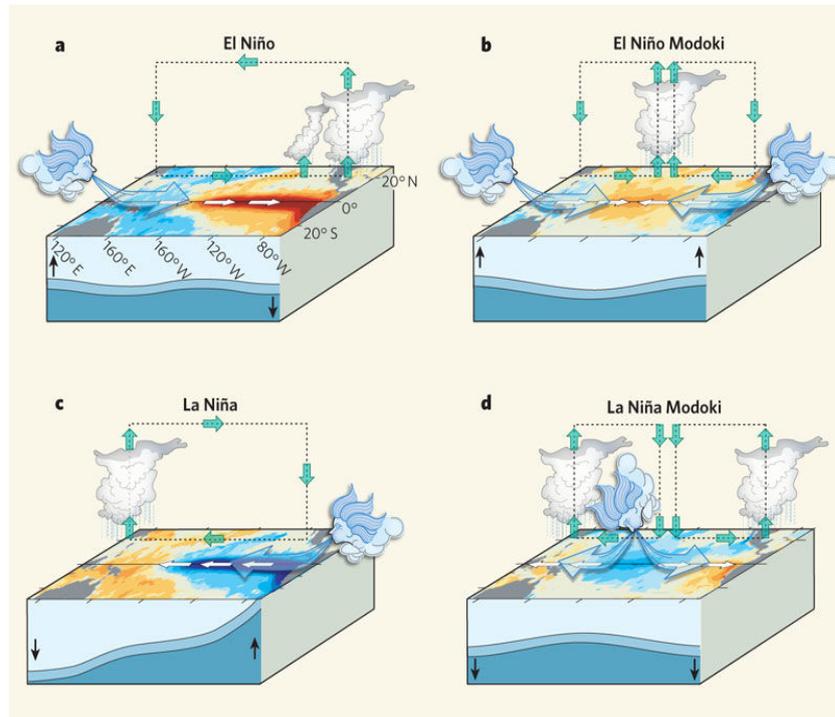


Figura 1 – Modelo esquemático do padrão de a) El Niño Canônico, b) El Niño Modoki, c) La Niña Canônica e d) La Niña Modoki. Fonte: Ashok e Yamagata (2009).

Keenlyside e Latif (2007) mostraram que realmente há a presença deste *feedback* no Atlântico Equatorial, embora muito mais fraco e menos dominante em relação ao que existe no Pacífico. Apesar das similaridades entre os fenômenos, as diferenças entre o Niño do Atlântico e o ENOS no Pacífico, tais como a duração menor no Atlântico (3 meses) e a tendência de atingir o pico no inverno austral, são significativas.

No entanto, por conta do fraco *feedback* a ocorrência dos Niños do Atlântico pode estar associada a outros mecanismos. Servain et al. (1999) foram os primeiros a propor uma ligação entre este modo com o Modo Meridional do Atlântico (MMA), enquanto que o papel do ENOS como forçante externa foi proposto por Carton e Huang (1994) e Latif e Grötzner (2000).

A ocorrência dos Niños positivos (negativos) deve-se a um enfraquecimento (fortalecimento) dos alísios no Oeste do Atlântico, fazendo com que a inclinação da termoclina equatorial aumente (diminua) e ATSM positivas (negativas) desenvolvam-se na região do Golfo da Guiné (Servain e Arnault, 1995). O transporte da ATSM ao longo da bacia deve-se ao surgimento de ondas equatoriais de Kelvin (Hormann e Brandt, 2009), como também no caso do ENOS.

O papel do MMA nos Niños está no enfraquecimento (fortalecimento) dos alísios de Nordeste (Sudeste) por conta do aquecimento (resfriamento) da TSM no ATN (ATS), naturalmente durante o inverno austral, refletido no deslocamento meridional da Zona de Convergência Inter-tropical (ZCIT). De fato, a ligação entre os dois modos foi identificada por Servain et al. (1999), Andreoli e Kayano (2003) e Kayano e Andreoli (2003) nas escalas interanual curta (1-2 anos)

e decenal, mostrando uma tendência do MMA desenvolver-se em um Niño do Atlântico.

Como há a tendência de transição entre os modos, segue-se que necessariamente eles não podem coexistir na escala interanual curta, i.e., um precisa dar lugar ao outro. No entanto, Zhu et al. (2012) argumentaram que os dois modos podem coexistir e interagir em uma escala de 3-4 anos, embora a transição do MMA para o Niño seja mais frequente.

Estes autores também destacam o papel do ENOS como forçante externa, através do conhecido aquecimento do TNA após passados 4-5 meses de um pico do ENOS no Pacífico, o que indica que o MMA não precisa estar necessariamente configurado para que um Niño seja formado.

Trabalhos recentes (e.g., Rodríguez-Fonseca et al., 2009; Kayano et al., 2011; Martín-Rey et al., 2015) apontam que os Niños do Atlântico também podem influenciar a ocorrência de eventos de ENOS, através das teleconexões atmosféricas, e que os dois oceanos podem ser interligados dinamicamente em um modo distinto de variabilidade interanual - o chamado gradiente Inter-Pacífico-Atlântico (Wang, 2006).

3.2.1.3 Gradiente Inter-Pacífico-Atlântico.

De acordo com Wang (2006), a ocorrência de um gradiente de ATSM entre os oceanos Pacífico e Atlântico Equatoriais (Fig. 2) durante o inverno austral pode induzir anomalias de vento zonal em superfície sobre a Amazônia Equatorial que ajudariam a ligar dinamicamente as duas bacias. Como as duas bacias são fisicamente separadas pela América do Sul (AS), a única forma de ligação "direta" seria pela atmosfera, especialmente pela indução de movimentos anômalos nas circulações de Walker.

Em resposta ao gradiente de ATSM, as anomalias da componente zonal do vento na região equatorial da AS escoam da bacia de temperaturas menores para maiores. Desta forma, esta variabilidade no vento zonal é associada com o mecanismo do gradiente Inter-Pacífico-Atlântico, que pode indicar também um *feedback* positivo entre os dois oceanos.

Este *feedback* consiste, no caso de um aquecimento anômalo no Pacífico Tropical e um resfriamento anômalo no Atlântico Equatorial ocorrendo simultaneamente durante o inverno austral, em um gradiente de ATSM que induz um gradiente leste-oeste de Pressão na Camada Limite Atmosférica que resulta em anomalias de ventos de leste na região equatorial da AS, onde encontra-se a floresta amazônica. Este escoamento anômalo pode impulsionar a circulação de Walker e juntar-se ao *feedback* de Bjerknes, auxiliando o desenvolvimento de eventos de ENOS no Pacífico nos meses seguintes.

Isto sugere que a ocorrência de um Niño no Atlântico durante o inverno austral pode influenciar diretamente o desenvolvimento de um evento de ENOS nos meses seguintes. Esta

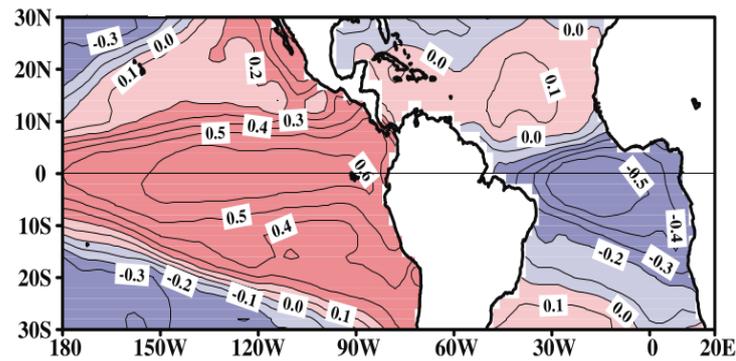


Figura 2 – Padrão do gradiente Inter-Pacífico-Atlântico. Fonte: Wang (2006).

ligação, embora ainda não muito bem compreendida, pode ser uma função do gradiente Inter-Pacífico-Atlântico.

Este gradiente, que seria por si só um modo distinto de variabilidade interanual, mostra uma forte conexão com a variabilidade decenal como mostrado por Kayano et al. (2011), Kayano e Capistrano (2014) e Martín-Rey et al. (2015), apontando principalmente a ocorrência deste modo durante as fases negativas da Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA).

Alguns trabalhos de modelagem numérica (e.g., Kucharski et al., 2009; Losada et al., 2010; Polo et al., 2015) visaram estabelecer quais seriam os mecanismos físicos associados a este modo, bem como a sua relação com a ocorrência do ENOS no Pacífico. Porém, análises deste tipo com dados observados ainda são escassos e um tratamento sistemático dos mecanismos que dão origem ao gradiente inter-Pacífico-Atlântico não foi realizado além de Wang (2006).

3.2.2 Variabilidade Decenal.

3.2.2.1 Oscilação Decenal do Pacífico (ODP).

O primeiro modo de Funções Ortogonais Empíricas (FOE) aplicadas sobre a ATSM no Pacífico Norte, juntamente com sua Componente Principal (CP) associada, representa o padrão da ODP (Mantua et al., 1997). Especialmente (Fig. 3) a ODP apresenta uma região de águas anormalmente frias entre um padrão de "ferradura" de águas quentes na costa oeste da América do Norte (AN) - esta é a assinatura da ODP em relação a ATSM.

A oscilação temporal da ODP é caracteristicamente decenal (Fig. 3), oscilando entre fases positivas e negativas. As fases positivas (negativas) no século XX ocorreram entre 1925-1946 e 1977-1997 (1900-1924, 1947-1976) (e.g., Mantua et al, 1997; Kayano et al, 2004), enquanto no século XXI uma curta fase negativa entre 1998-2014 atualmente deu lugar a uma positiva (Screen e Francis, 2016).

Durante as fases positivas (negativas) da ODP, há uma Baixa das Aleutas anormalmente

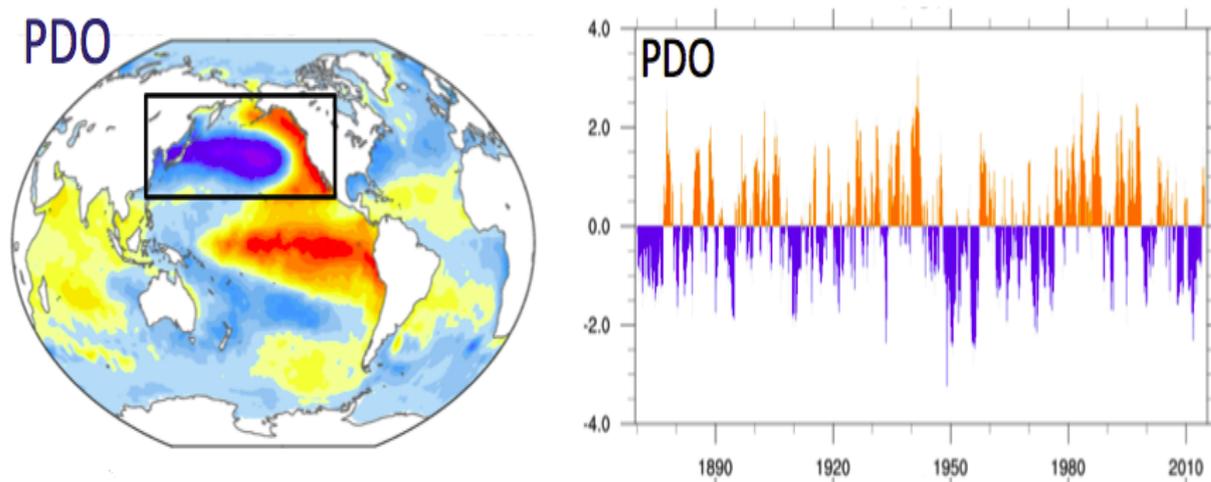


Figura 3 – Padrão global associado a ODP obtido através de regressão linear do primeiro CP do Pacífico Norte (domínio na área do retângulo preto) em relação a ATSM global (esquerda) e série temporal do primeiro CP (direita). Fonte: Adaptado de Deser et al. (2009).

forte (fraca), águas mais frias (quentes) no Pacífico Central Norte rodeadas por águas mais quentes (frias) na costa Oeste da AN. No Pacífico Tropical, a influência da ODP na distribuição da ATSM lembra o padrão canônico de El Niño (La Niña).

Em relação a formação da ODP, a hipótese de que ela não seja um modo distinto de variabilidade mas sim resultado de uma superposição de modos em escalas de tempo diferentes deve ser levada em consideração (e.g., Schneider e Cornuelle, 2005).

As forçantes da ODP e a variabilidade no Pacífico Norte, de acordo com estes trabalhos, podem ser: (a) ENOS, (b) Baixa das Aleutas, (c) correntes oceânicas associadas à Extensão de Kuroshio-Oyashio e (d) Modo Meridional do Pacífico (MMP). Revisões recentes e sistemáticas sobre a ODP podem ser encontradas em Deser et al. (2009), Newman et al. (2016) e Wang et al. (2017a).

3.2.2.2 Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA).

Um modo distinto de variabilidade multidecenal da ATSM na região do Atlântico Norte, com centros de ação ao sul da Groenlândia e no ATN (Fig. 4) chamou a atenção dos pesquisadores desde a primeira observação feita por Bjerknes (1964). Recentemente, este modo foi batizado de OMA por Kerr (2000). Seu período de oscilação está entre 50-70 anos com fases positivas (negativas) observadas em 1854-1900, 1925-1965 e 1995-2008⁵ (1901-1924, 1966-1994), como indicado na Fig. 4.

⁵ Atualmente, a OMA ainda encontra-se nesta fase positiva.

A OMA parece estar diretamente relacionada com a Oscilação do Atlântico Norte (OAN), i.e., variações no gradiente de Pressão entre a Baixa da Islândia e a Alta dos Açores nas escalas diária a multidecenal (Van Loon e Rogers, 1978), que pode ser vista por sua vez como uma manifestação local da Oscilação do Ártico (OA; Marshall et al., 2001).

O movimento de gelo do Ártico para o Atlântico Norte é possivelmente um mecanismo importante para a OMA por conta do aumento do fluxo de águas e a subsequente variação no comportamento da chamada Circulação Termohalina (CTH), ditando assim o ritmo das oscilações da OMA (Dima e Lohmann, 2007). No entanto, Guan e Nigam (2009) mostraram que a OMA não é significativamente correlacionada com a OAN.

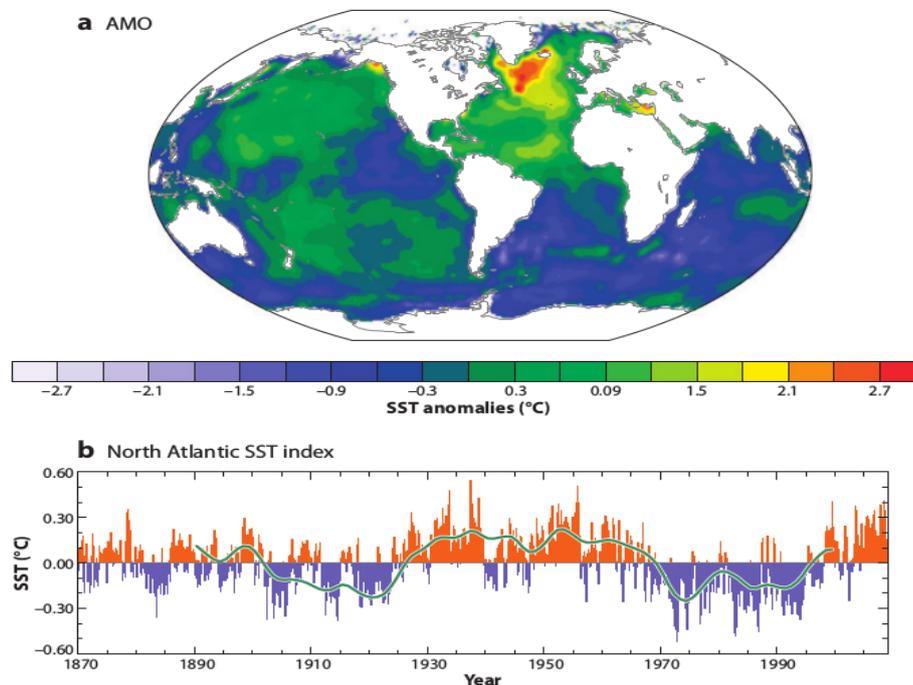


Figura 4 – Padrão global associado a ODP obtido através de regressão linear do índice do Atlântico Norte em relação a ATSM global (a) e série temporal do índice do Atlântico Norte, onde a linha verde representa a série do índice filtrada por um filtro passa-baixa de 10 anos. Fonte: Deser et al. (2009).

Por sua vez, a OMA pode estar por trás da modulação de vários outros mecanismos de variabilidade climática. Por exemplo, d'Orgeville e Peltier (2007) indicam a influência da OMA nas variações da ODP em uma escala de aproximadamente 60 anos, Dima et al (2015) sugerem uma modulação na amplitude do MMP e do ENOS e Rodríguez-Fonseca et al. (2009) mostram a importância das fases negativas da OMA nas ocorrências do gradiente Inter-Pacífico-Atlântico.

4 Metodologia

4.1 Dados

Para este estudo foram utilizados:

a) TSM mensal em ponto de grade da *Physical Sciences Division (PSD)* da *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)*, com resolução de $2^\circ \times 2^\circ$ na versão V5 (ERSST V5; Huang et al., 2017), disponível em <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.ersst.v5.html>.

b) as variáveis atmosféricas: PNMM, componentes zonal (u) e meridional (v) do vento horizontal V_h e velocidade vertical ω são provenientes da Reanálise do Séc. XX (Compo et al., 2011), com resolução de $2^\circ \times 2^\circ$ disponíveis em https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.20thC_ReanV2.pressure.mm.html.

c) precipitação (PRP) mensal, com resolução de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, do *Global Precipitation Climatology Centre (GPCC)* na versão V7 (Becker et al., 2011) disponível em <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gpcc.html>.

Todos os conjuntos, exceto PRP, estão disponíveis para o período comum de 1871-2012. A Tabela 1 mostra as características principais dos dados descritos acima. A separação de fases da OMA foi realizada com base no índice mensal (Fig. 5) disponível em <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/amon.sm.long.data>. Desta forma, considerou-se que os períodos de fase positiva (negativa) são os de 1855-1900, 1927-1962 e 1996-2012 (1901-1925 e 1965-1994).

Tabela 1 – Dados utilizados no presente trabalho.

Variável	Resolução ($^\circ$)	Versão	Instituição	Referência
TSM	2x2	ERSST V5	PSD/NOAA	Huang et al. (2017)
V_h , PNMM, ω	2x2	R20	NOAA-CIRES	Compo et al. (2011)
PRP	0.5x0.5	V7	GPCC	Becker et al. (2011)

4.2 Metodologia

Para os cálculos de anomalias de PNMM (APNMM), vento horizontal (\tilde{V}_h) e ATSM foi considerada a climatologia de longo prazo para os meses do inverno austral entre os anos de 1871-2012, enquanto para anomalias de Precipitação (APRP) o período foi de 1901-2012. Os cálculos consideram apenas os meses do inverno austral pelo fato de que esta estação é a única

em que há a ocorrência do gradiente Inter-Pacífico-Atlântico. Em seguida, a remoção da tendência linear através do método de Mínimos Quadrados e a normalização pelo desvio-padrão mensal foram aplicadas em cada ponto de grade para a área de estudo de todas as variáveis.

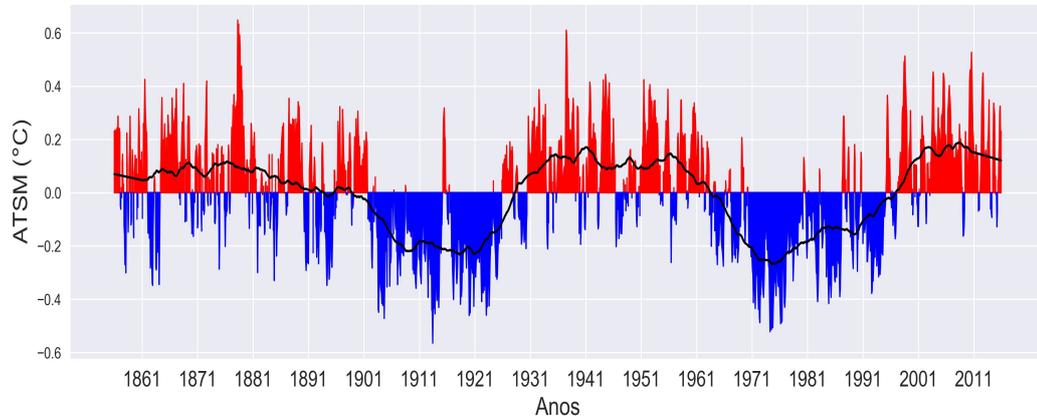


Figura 5 – Índice da OMA para o período de 1855-2015. A linha contínua preta é o índice após o filtro de Savitzky-Golay (Schafer, 2011) de primeira ordem para 121 meses ser aplicado.

O campo de V_h foi decomposto em componentes rotacional (ψ) e divergente (χ), cuja formulação matemática é postulada pelo teorema de Helmholtz (Zdunkowski e Bott, 2003; Apêndice A), onde ψ é a função de corrente e χ a velocidade potencial. Anomalias de ψ ($\tilde{\psi}$) e χ ($\tilde{\chi}$) foram calculadas da mesma forma que o feito para as outras variáveis.

A partir da série de APNMM foi aplicada a técnica de FOE (Hannachi et al., 2007) para o domínio espacial entre o Pacífico Tropical Leste e o Atlântico Tropical (180°W-0, 30°N-30°S) no período considerado com o intuito de analisar os padrões de oscilação dominantes associados ao gradiente Inter-Pacífico-Atlântico. A escolha da série de APNMM para o cálculo de FOE foi feita por conta do fato de que os modos de FOE para ATSM na mesma região sofrem uma dominância muito maior do Pacífico que do Atlântico, não sendo possível identificar uma variabilidade conjunta da ATSM quando os dois oceanos são considerados.

A técnica de FOE foi calculada através do método de Decomposição de Valores Singulares (DVS), cuja formulação matemática pode ser vista no Apêndice B. Os resultados da técnica de FOE são analisados em termos de padrões espaciais e séries temporais (CPs) separados em modos ortogonais, i.e., distintos, de variabilidade. Os padrões espaciais são apresentados como campos de correlações lineares, onde o número de graus de liberdade para o nível de 95% de significância estatística em um teste de t-Student foi estimado pela divisão do número total de anos (142 anos) pelo número de duas realizações independentes estabelecido pelo diagrama de autocorrelação de cada CP (Apêndice C).

Para identificar as escalas de períodos dominantes na variabilidade das séries temporais

que representam o gradiente Inter-Pacífico-Atlântico análises espectrais no domínio tempo-frequência foram realizadas utilizando a Transformada de Ondeletas Contínua (TOC), onde a função-base é a Ondelela de Morlet (Torrence e Compo, 1998) por ser mais indicada para estudos de sinais geofísicos.

Também, para evitar o "vazamento" de energia para escalas de mais baixa frequência e assim garantir a integridade do sinal espectral a correção do viés nos espectros de Ondeletas foi realizada de acordo com o método de Liu et al. (2007), onde os Espectros de Ondeletas são normalizados pelas escalas de tempo.

Os campos de Composições para as variáveis atmosféricas e oceânicas foram realizados a partir da seleção de eventos extremos identificados pelo CP associado ao gradiente Inter-Pacífico-Atlântico, onde eventos positivos (negativos) foram definidos como aqueles que possuem valores maiores (menores) que 1(-1) por pelo menos dois meses durante o inverno austral. Após a seleção os eventos foram agrupados de acordo com as fases da OMA em que se encontram.

A significância estatística para 95% dos campos de Composições foi determinada assumindo que o número de graus de liberdade é o mesmo que a quantidade de eventos e que todas as variáveis possuem uma distribuição normal.

4.3 Detalhes Computacionais

Esta seção segue parte das diretrizes propostas por Irving (2016) para a criação de um padrão mínimo de reprodutibilidade de resultados computacionais em Meteorologia e Climatologia.

Os pacotes *Xarray* (Hoyer e Hamman, 2017), *Numerical Python* (NumPy; Walt et al., 2011) e *Scientific Computing Tools for Python* (SciPy; Jones et al., 2001) foram utilizados tanto para a manipulação de séries temporais e dados espaciais quanto para cálculos estatísticos (e.g., anomalias, normalizações e correlações lineares). O pacote *Windspharm* (Dawson, 2016), uma ampla biblioteca de alto nível para operações com Harmônicos Esféricos, foi utilizado para o cálculo de ψ e χ através da decomposição do campo global de V_h . Para a plotagem dos resultados foram utilizados os pacotes *Seaborn* (Waskom et al., 2017) para séries temporais e *Cartopy* (MetOffice, 2010) para dados espaciais, onde ambos utilizam extensivamente a biblioteca *Matplotlib* (Hunter, 2007).

O software para análises de tempo-frequência com o método de Torrence e Compo (1998) para a linguagem Python foi criado por Evgenya Predybaylo e é atualmente disponibilizado em <https://github.com/chris-torrence/wavelets>. Para permitir a reprodutibilidade dos resultados encontrados, um repositório com versões básicas do software utilizado está disponível em <https://github.com/willyhagi/climate-statistics>.

5 Resultados

5.1 Análise de FOE

O espectro de autovalores dos dez modos iniciais de FOE para a APNMM no setor Inter-Pacífico-Atlântico durante o inverno austral (Fig. 6) representa aproximadamente 70% da variância total da série no período. Os dois modos primeiros representam respectivamente 20% e 13% enquanto que do terceiro em diante a contribuição é menor que 10%.

Nota-se uma clara separação entre o modo 1 e os demais embora a partir do segundo há chances de ocorrência de interferência de sinais (North et al., 1982). Por estas razões apenas os dois modos iniciais são considerados nas análises seguintes.

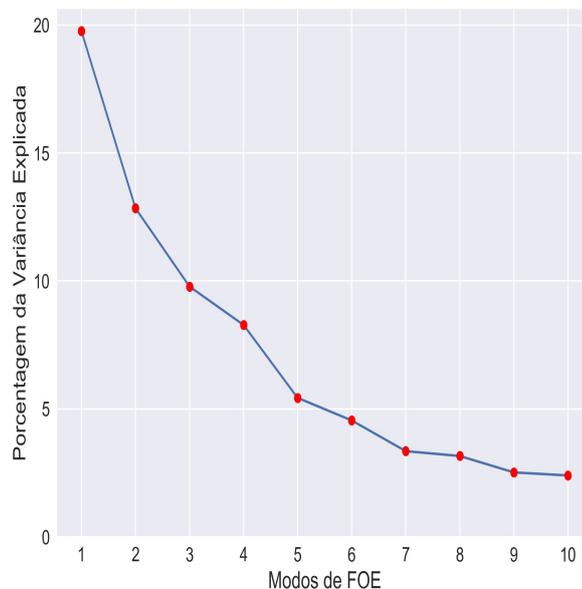


Figura 6 – Espectro de Autovalores para os dez primeiros modos de FOE para a série de APNMM entre o Pacífico e Atlântico tropicais durante o inverno austral.

Os padrões espaciais e temporais dos dois modos iniciais de FOE podem ser vistos na Fig. 7. Espacialmente o modo FOE1 (7a) apresenta as duas bacias com correlações opostas significativas configurando um gradiente entre o sinal positivo no Pacífico e negativo no Atlântico, cuja distribuição pode estar relacionada com a presença da circulação de Walker nos dois oceanos.

Temporalmente (7c) este modo mostra uma considerável modulação decenal sobreposta a variabilidade interanual durante 1871-1975, alternando entre períodos predominantemente negativos (1901-1941) e positivos (1942-1975), mostrando um comportamento que oscila praticamente em fase com a OMA durante todo este período.

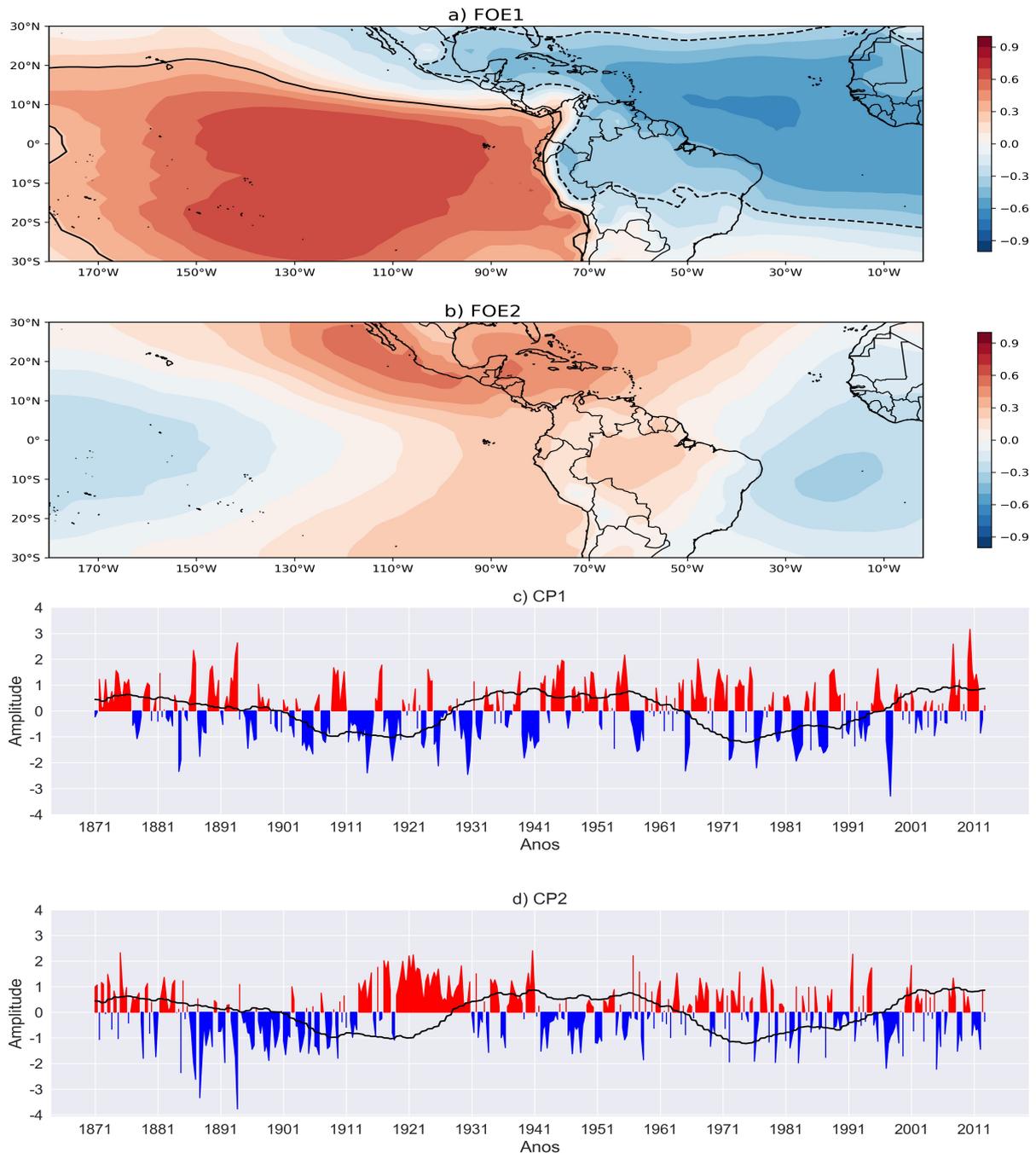


Figura 7 – Padrões espaciais dos modos FOE1 (a) e FOE2 (b) para a APNMM nos meses do inverno austral, onde linhas contínuas (pontilhadas) indicam correlações positivas (negativas) com 95% de significância estatística. Séries temporais do CP1 (c) e CP2 (d), onde valores positivos (negativos) estão em vermelho (azul) e a linha preta contínua é o índice da OMA normalizado no período considerado.

O valor da correlação entre o CP1 e o índice do gradiente Inter-Pacífico-Atlântico (daqui em diante, índice IPA) definido por Wang (2006) como a diferença entre as séries de ATSM normalizadas do Niño 3 (4°S-4°N, 150°W-90°W) e Atl 3 (4°S-4°N, 20°W-0°) para os meses do inverno austral é de -0.61, significativo ao nível de 95 %, o que corrobora a relação considerável

entre o gradiente da TSM e a circulação de Walker nestes oceanos. Estes resultados também mostram que este mecanismo é um modo dominante de variabilidade na região tropical.

O padrão espacial de FOE2 (7b) não apresenta correlações significativas em nenhum ponto de grade. Este padrão parece estar melhor relacionado com a circulação na região da América Central em vez da circulação de Walker nos dois oceanos, não configurando gradiente entre as bacias. Observa-se também uma pronunciada modulação decenal (7d) ao longo da série principalmente entre 1875-1915 e 1921-1941, embora esta oscilação esteja fora de fase com a OMA. A correlação com o índice IPA é de apenas -0.11, indicando que o segundo modo e o gradiente de TSM são praticamente independentes entre si. Por conta disto daqui em diante serão apresentados somente resultados referentes ao modo FOE1.

5.2 Análise Espectral

As similaridades espectrais entre o CP1 e o índice IPA são bastante evidentes. O Espectro Local de Ondeletas (Fig. 8a) do CP1 mostra uma predominância maior da escala interanual cujos picos significativos de energia estão mais concentrados entre 2 a 4 anos, uma característica que também pode ser vista no Espectro Global (8b), durante a maior parte da série. De acordo com os Espectros Local (8c) e Global (8d) do índice IPA, os períodos dominantes de frequência da série concentram-se nesta mesma escala.

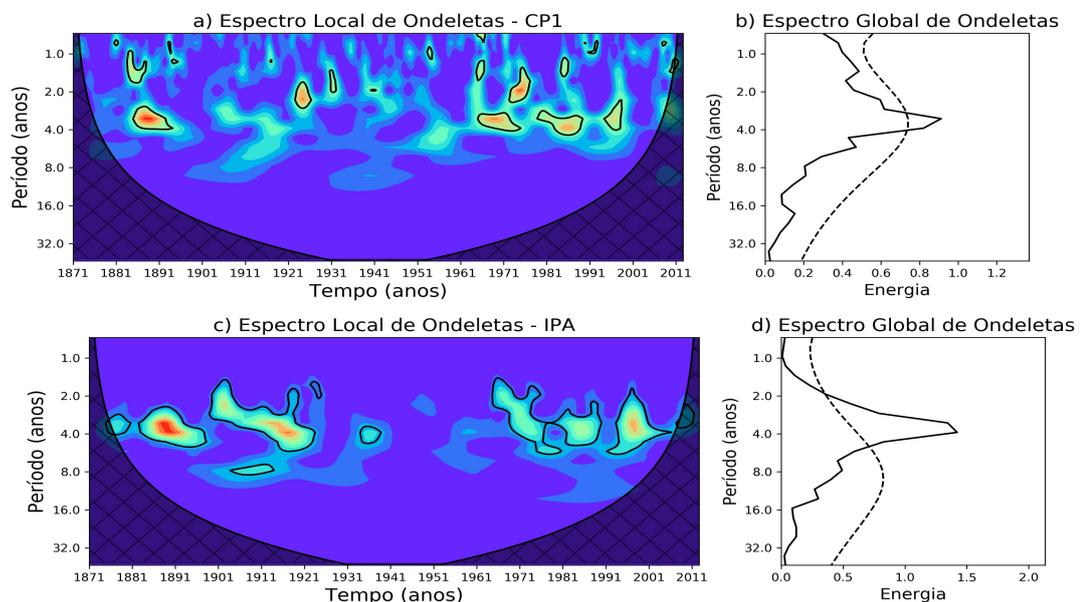


Figura 8 – Espectro Local (a) e Global (b) da TOC da série do CP1. Espectro Local (c) e Global (d) do índice IPA definido como a diferença entre as séries normalizadas dos índices Niño 3 e Atl 3. A área hachurada nos Espectros Locais indica o Cone de Influência e as linhas contínuas mostram valores significativos ao nível de 95%. A linha pontilhada nos Espectros Globais mostra a significância de 95% considerando um espectro de ruído vermelho.

Observa-se um forte pico significativo durante os anos de 1881-1900 da primeira fase po-

sitiva da OMA (+OMA) nos dois Espectros Locais, embora questões acerca da confiabilidade dos dados especialmente durante o período anterior a 1901 não permitam inferir a real causa deste sinal com segurança. A maior parte da energia significativa encontra-se distribuída durante os anos de 1965-1991 da segunda fase negativa (-OMA), apesar da falta de energia durante a segunda fase +OMA, de 1927-1962, também ser uma característica que deve ser ressaltada.

Resultados similares foram encontrados por Polo et al. (2015) através de correlações móveis com uma janela de 23 anos entre os índices Niño 3 e Atl 3 durante o inverno austral, onde os autores mostram que a relação entre as duas bacias é significativa especialmente durante as primeiras décadas do séc. XXI e após 1970, coincidindo com as fases de -OMA.

5.3 Análise de Composição

A Tabela 2 lista os anos de eventos extremos positivos e negativos selecionados com base no CP1, separados de acordo com as fases +OMA e -OMA. Ao todo foram identificados 45 eventos sendo 11 positivos nas duas fases e 8 (15) negativos em +OMA (-OMA). Isto implica que eventos positivos estão divididos em 50% para ambas as fases enquanto que negativos têm 35% distribuídos em +OMA e 65% em -OMA.

A ocorrência de eventos extremos em períodos de +OMA pode parecer uma contradição com os resultados obtidos em trabalhos anteriores, no entanto, a seleção do presente trabalho sugere que outros mecanismos podem ter um papel na covariabilidade Inter-Pacífico-Atlântico além daquele detalhado por Wang (2006) e Martín-Rey et al. (2014).

Tabela 2 – Anos correspondentes aos casos de eventos extremos positivos e negativos identificados pelo CP1 para as fases da OMA.

CP	+OMA	-OMA
+1:	1874, 1889, 1893, 1942, 1944, 1945, 1950, 1955, 2007, 2010, 2011.	1909, 1916, 1924, 1964, 1967, 1970, 1971, 1973, 1974, 1975, 1988.
-1:	1888, 1896, 1930, 1932, 1939, 1941, 1957, 1997.	1904, 1905, 1907, 1913, 1914, 1918, 1923, 1925, 1965, 1972, 1976, 1982, 1983, 1986, 1987.

Existem algumas similaridades entre a Tabela 2 deste trabalho e a Tabela 1 de Kayano et al. (2011). Considerando eventos em que La Niñas (El Niños) foram precedidas por Niños (Niñas) do Atlântico os anos de 1924, 1964, 1973 e 1988 (1904, 1907, 1914, 1923, 1925, 1965, 1972, 1976, 1987 e 1997) se interseccionam nas duas tabelas, responsáveis por 44% (91%) dos anos iniciais selecionados pelos autores nestes dois casos. Vale a pena destacar que todos estes anos estão em anos de -OMA exceto 1997.

Os campos de composições da APNMM estão na Fig. 9. Em eventos de +CP1 (-CP1) a APNMM no Atlântico (Pacífico) Tropical é sempre negativa (positiva) independentemente das

fases da OMA, configurando um forte gradiente entre o Pacífico Tropical Leste e Atlântico Tropical, de forma similar ao modo FOE1. Considerando o setor do Atlântico, eventos +CP1 em +OMA e -CP1 em ambas as fases mostram centros de maior intensidade da APNMM na região próxima a Alta dos Açores no ATN, enquanto que episódios de +CP1 em -OMA são os únicos a mostrar centros de ação no Atlântico Equatorial.

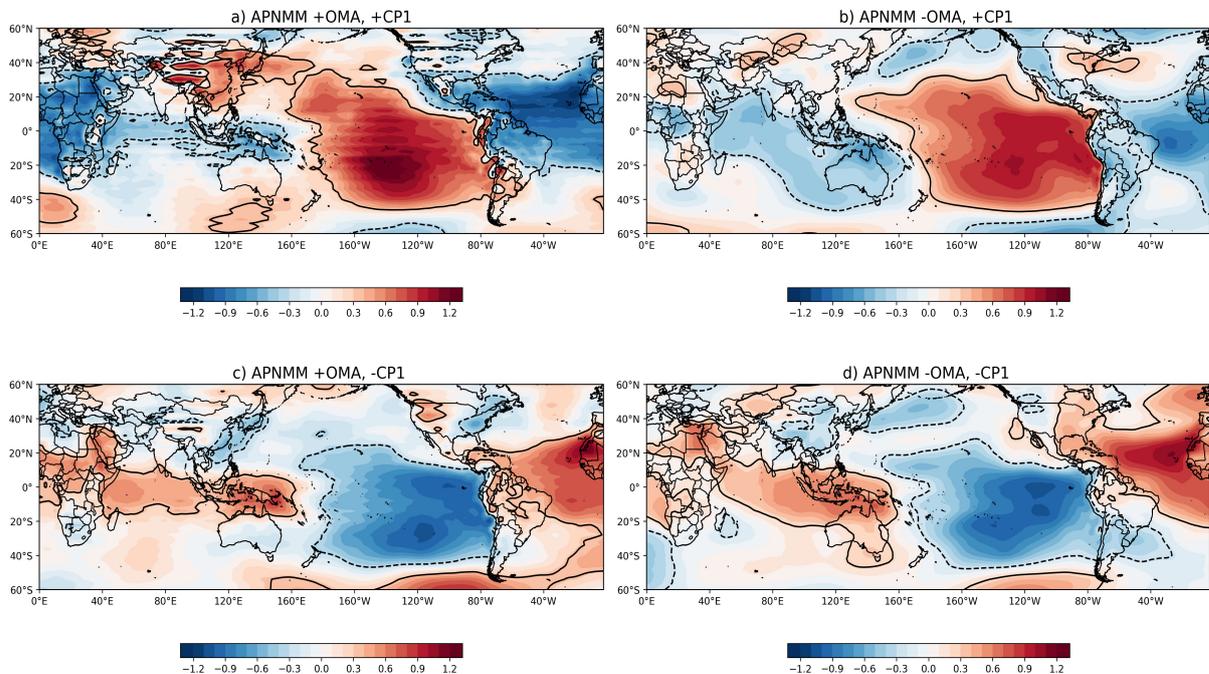


Figura 9 – Campos de Composição de eventos extremos de APNMM normalizada para eventos positivos (+CP1) em fases positivas da OMA (+OMA) (a), +CP1 em fases negativas da OMA (-OMA) (b), -CP1 em +OMA (c) e -CP1 em -OMA (d). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam regiões de significância ao nível de 95%.

Os campos de composições de ATSM (Fig. 10) mostram padrões diferentes no Atlântico em todas as fases da OMA. Em eventos de +CP1 em +OMA (10a) há um resfriamento anômalo na ATSM do Pacífico, principalmente na região central, enquanto há um pronunciado aquecimento no ATN. Recentemente um modo similar de variabilidade Inter-Pacífico-Atlântico entre o Pacífico Central e o ATN foi proposto por Richter et al. (2013), Ham et al. (2013) e Wang et al. (2017b). Este padrão, possivelmente relacionado a eventos não-canônicos de Niños do Atlântico, ocorre apenas durante períodos de +OMA e pode estar diretamente ligado com o desenvolvimento de ENOS Modoki no Pacífico nos meses seguintes ao inverno austral.

Durante -OMA os eventos de +CP1 (10b) configuram na ATSM o modo inter-Pacífico-Atlântico em fase positiva, formando um gradiente de temperatura com aquecimento (resfriamento) anômalo no Atlântico (Pacífico) Equatorial, acompanhado de um resfriamento na região do oceano Índico Sul e um pronunciado aquecimento no Atlântico Sul.

Em eventos de -CP1 durante +OMA (10c) o Atlântico (Pacífico) Equatorial apresenta um

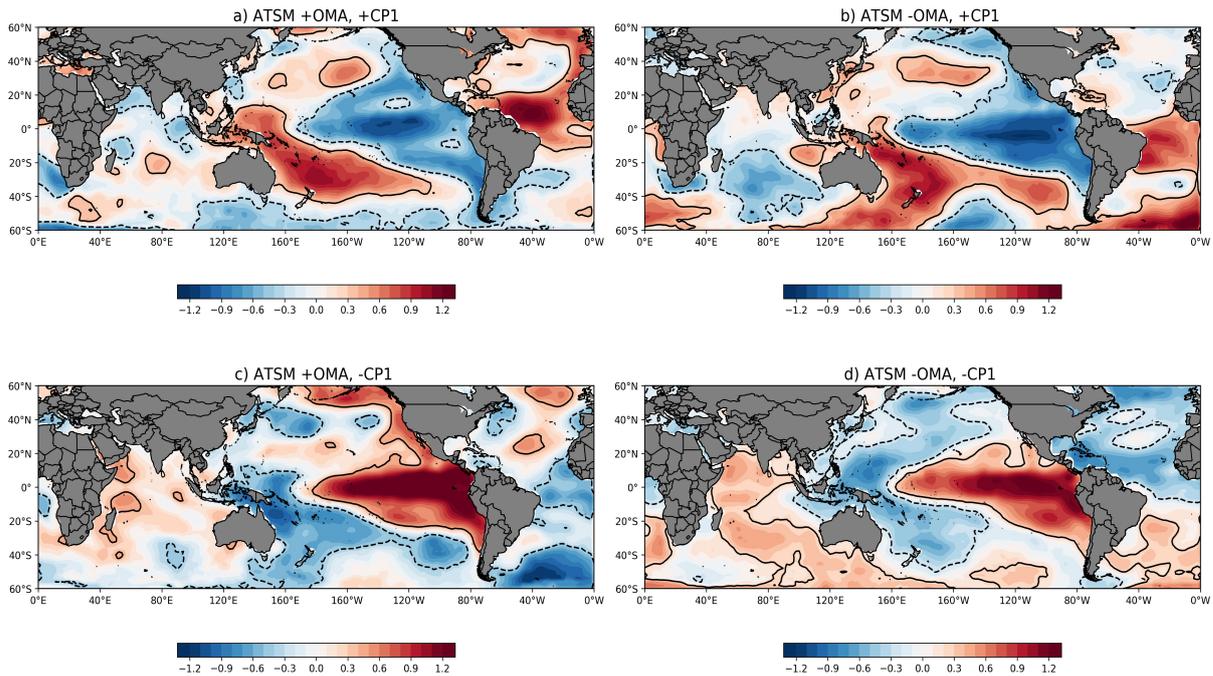


Figura 10 – O mesmo que na Fig. 9, para ATSM normalizada.

resfriamento (aquecimento) anômalo, configurando o gradiente Inter-Pacífico-Atlântico negativo. Nota-se também um forte (fraco) resfriamento (aquecimento) na região do Atlântico Sul (Índico), gerando um padrão oposto ao visto nos casos de +CP1 em -OMA (10b) e sugerindo uma variabilidade decenal entre estas porções oceânicas.

Hsu et al. (2018) recentemente mostraram que a distribuição da ATSM na região do Atlântico Sul varia fora de fase com os extremos do índice Niño 3.4, implicando em um resfriamento (aquecimento) desta região em eventos de El Niño (La Niña) por conta do enfraquecimento (fortalecimento) do escoamento de águas frias para Norte da Corrente Circumpolar Antártica (CCA), que gera a Corrente do Peru, durante estes eventos. Lopez et al. (2016), por outro lado, sugerem que a variabilidade do Atlântico Sul é forçada principalmente por padrões de ondas estacionárias de Rossby geradas no Pacífico Central que seriam moduladas pela OIP. O resultado na Fig. 10c sugere que boa parte da modulação decenal do Atlântico Sul é modulada pela OMA e a distribuição da ATSM varia de acordo com os extremos no Pacífico.

Em períodos de -OMA os casos de -CP1 (10d) não configuram um padrão confinado na região equatorial entre os dois oceanos, sendo formado por sua vez por um aquecimento anômalo no Pacífico Tropical acompanhado de um gradiente Norte-Sul de ATSM no Atlântico. Ao contrário dos padrões anteriores observa-se neste um relativo aquecimento em quase todo o Índico, o que pode indicar alguma forma de variabilidade conjunta entre este oceano e o Atlântico Sul (Xue et al., 2018).

A resposta da circulação zonal de Walker aos padrões de ATSM foi investigada através de

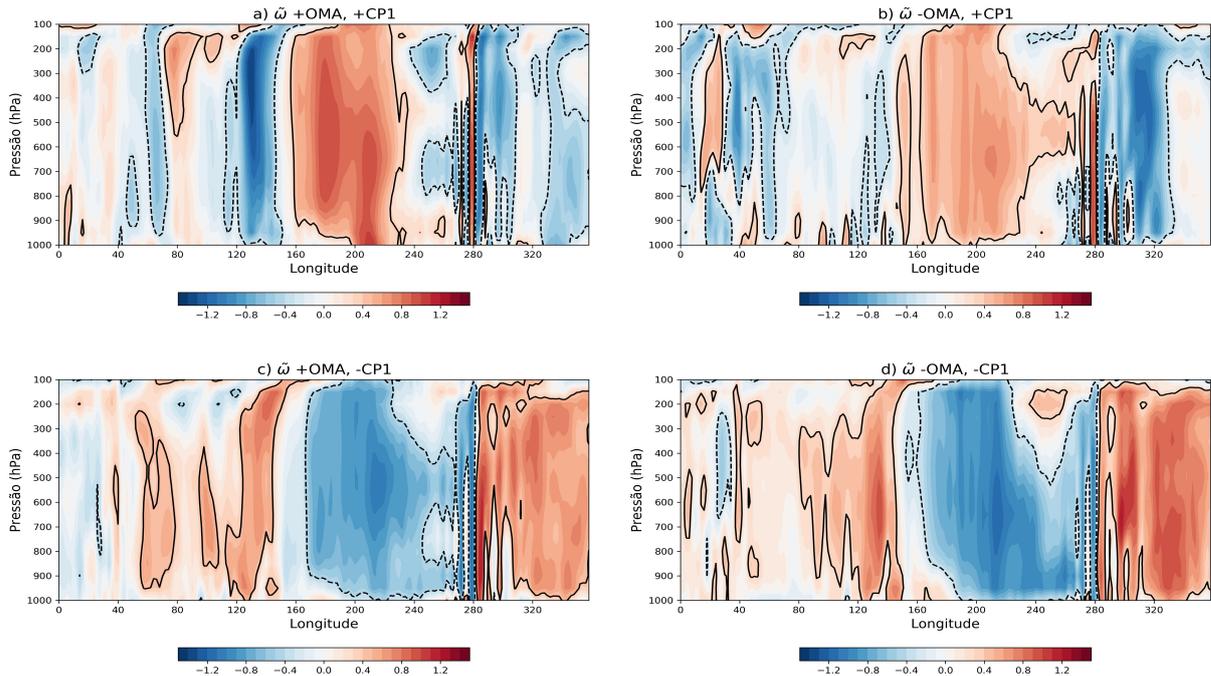


Figura 11 – O mesmo que na Fig. 9, para $\tilde{\omega}$ normalizada.

uma média meridional nos campos de $\tilde{\omega}$ na faixa global entre 4°N-4°S e nos campos de $\tilde{\chi}$ em 200 hPa. Para +CP1 em +OMA (11a) a ATSM positiva no ATN induz $\tilde{\omega}$ movimentos ascendentes relativamente fortes no Atlântico Equatorial Leste e na Amazônia, o que impulsionaria a convecção local e a ocorrência de chuvas durante a estação seca que ocorre durante o inverno austral na região (e.g., Figueroa e Nobre, 1990; Fisch et al., 1998), enquanto que no setor do Índico a fraca distribuição da ATSM implica em fracos movimentos ascendentes e fraca precipitação convectiva.

A resposta de $\tilde{\chi}$ em altos níveis para este caso (12a) mostra considerável divergência (convergência) no Pacífico (Atlântico) Tropical, enquanto a divergência no Índico é menor pronunciada. Os grandes centros de ação da circulação atmosférica relacionada ao padrão do ATN (Ham et al., 2013) parecem ser o Pacífico Central e o Atlântico Norte, onde os centros de maior intensidade da ATSM são melhor configurados.

Com o gradiente Inter-Pacífico-Atlântico positivo configurado, para +CP1 em -OMA (11b), os movimentos ascendentes no setor do Atlântico e na região amazônica são muito intensos enquanto a subsidência de massa toma a maior parte do Pacífico Central e Leste, embora de forma menos significativa que no caso anterior. Uma característica que chama a atenção é a fraca divergência em altos níveis confinada apenas no Atlântico Equatorial (12b), enquanto a convergência domina praticamente todo o Pacífico Tropical.

Com o gradiente negativo durante +OMA (11c) é possível observar uma forte subsidência no Atlântico Equatorial e na Amazônia, o que tornaria a estação seca na floresta ainda mais

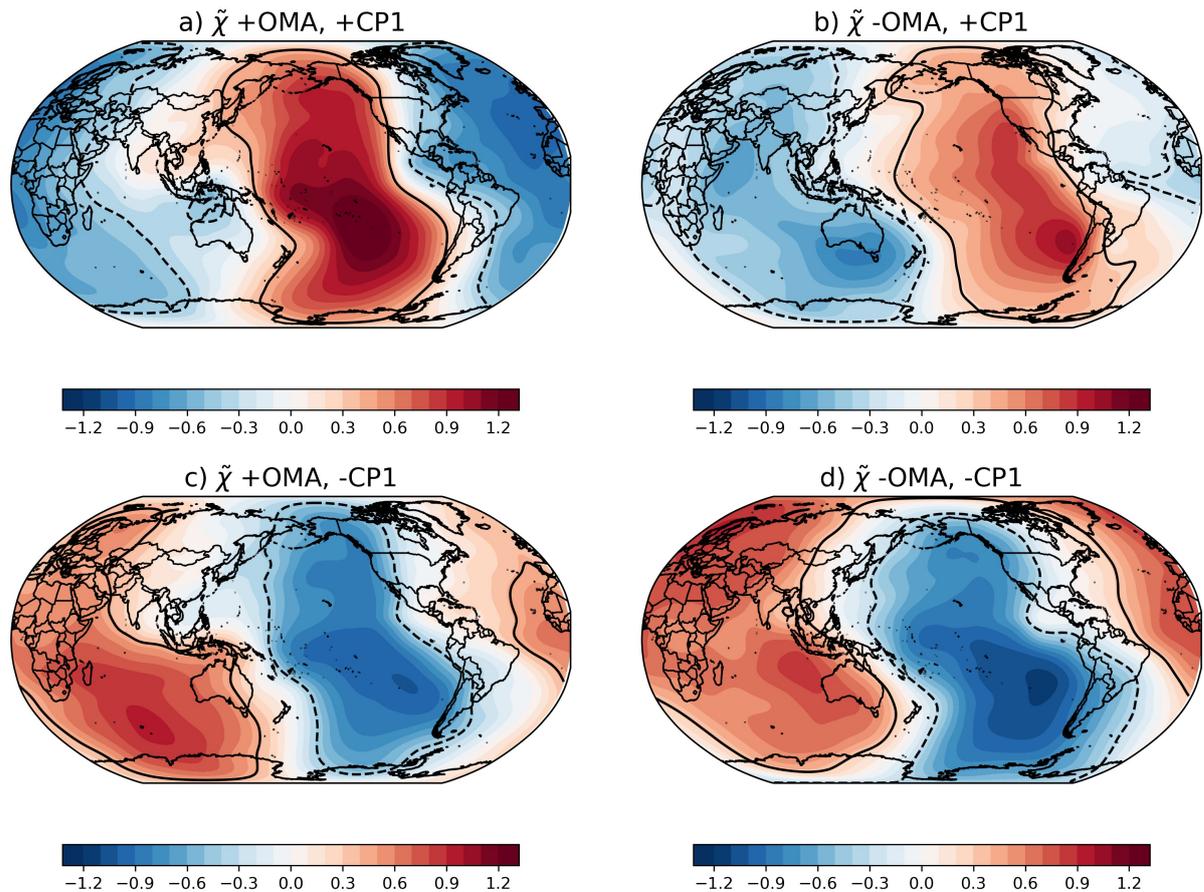


Figura 12 – O mesmo que na Fig. 9, para $\tilde{\chi}$ normalizada em 200 hPa.

intensa que o normal, acompanhado por uma resposta do Índico mais intensa que nos casos de +CP1, mostrando consideráveis movimentos subsidentes em praticamente toda a região. Em altos níveis (12c) observa-se fraca convergência no Atlântico Equatorial acompanhado de intensa divergência (convergência) no setor do Pacífico (Índico).

Sobre a intensidade da circulação de Walker nos dois oceanos durante o gradiente Inter-Pacífico-Atlântico Dong e Lu (2013) sugeriram que o fortalecimento da circulação no Pacífico é acompanhado por um enfraquecimento no Atlântico, embora os autores tenham ligado este mecanismo com as fases da Oscilação Interdecadal do Pacífico (OIP). Os resultados encontrados neste trabalho mostram que a circulação de Walker é realmente mais fraca (forte) no Atlântico (Pacífico) quando o padrão de ATSM é mais equatorialmente confinado no Atlântico e que esta relação varia de acordo com as fases da OMA.

A circulação atmosférica durante os casos de -CP1 em -OMA é similar ao caso anterior, com ascendência (subsidência) anômala em resposta ao aquecimento (resfriamento) anômalo no Pacífico (Atlântico) Equatorial (11d) embora a convergência em altos níveis (12d) seja mais intensa no Atlântico.

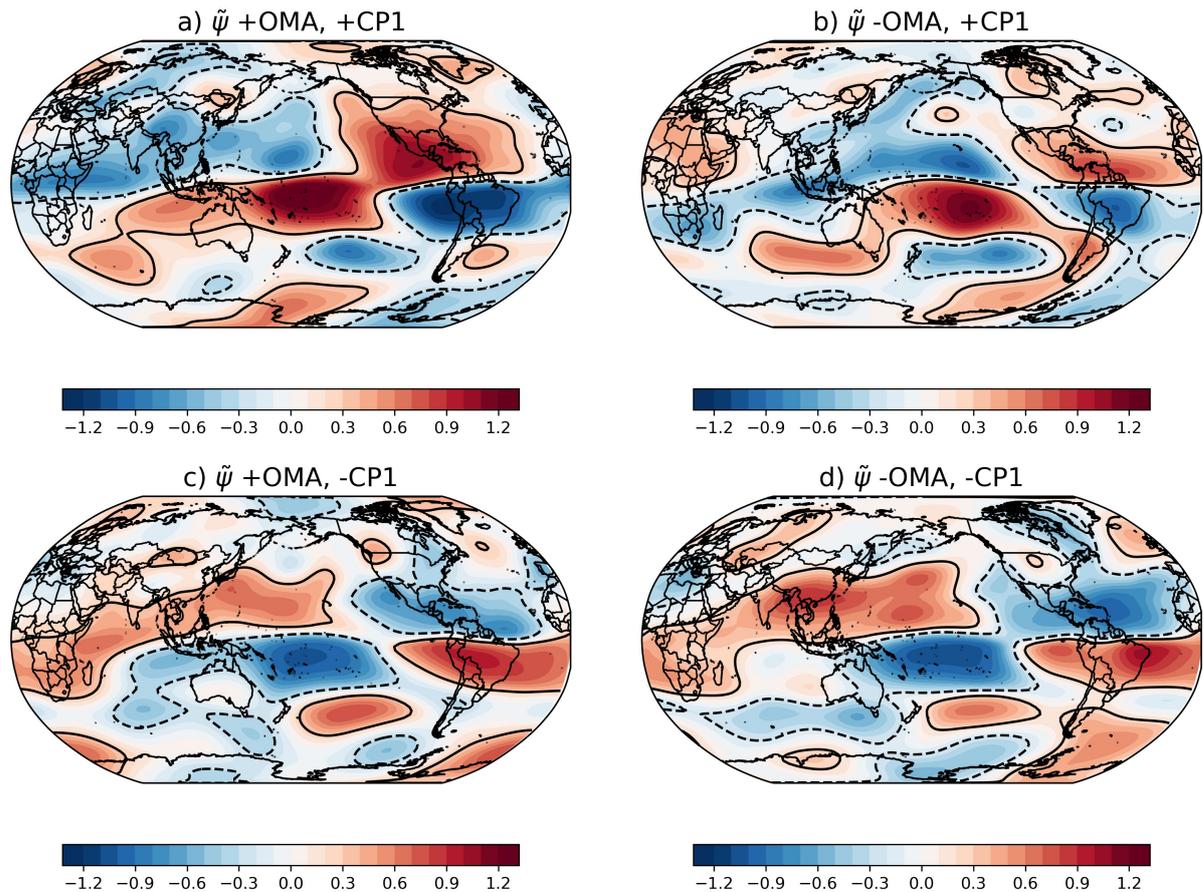


Figura 13 – O mesmo que na Fig. 9, para $\tilde{\psi}$ normalizada em 200 hPa.

Os padrões de $\tilde{\psi}$ em 200 hPa aos eventos de +CP1 (Fig. 13a e 13b) em ambas as fases da OMA configuram um par de anticiclones entre as regiões da América Central e AS acompanhados por um par de ciclones no Pacífico Tropical, formando uma resposta atmosférica similar a de Gill-Matsuno (Matsuno, 1966; Gill, 1980). O mesmo também acontece quando o Pacífico Tropical está anômala aquecido em eventos de -CP1 (13c e 13d), com o par de anticiclones no Pacífico acompanhados pelo par de ciclones nas Américas e no Atlântico Tropical.

Os experimentos numéricos de Kucharski et al. (2009), Losada e Rodríguez-Fonseca (2016) e outros sugerem que um aquecimento anômalo isolado no Atlântico Tropical induz um par de anticiclones em altos níveis nesta região acompanhado por um par de ciclones no Índico, que seriam importantes para a variabilidade de precipitação na África e Índia. No entanto o presente trabalho mostra que quando há eventos do gradiente Inter-Pacífico-Atlântico a resposta de Gill-Matsuno é confinada apenas neste setor, corroborando os resultados obtidos por Rodríguez-Fonseca et al. (2009) e Jin e Huo (2018).

É possível observar também um trem de ondas de Rossby formado no Pacífico Central de forma similar ao mostrado por Lopez et al. (2016) em todos os casos, sugerindo que estes fenômenos pode influenciar a circulação na região do Atlântico Sul durante o inverno austral.

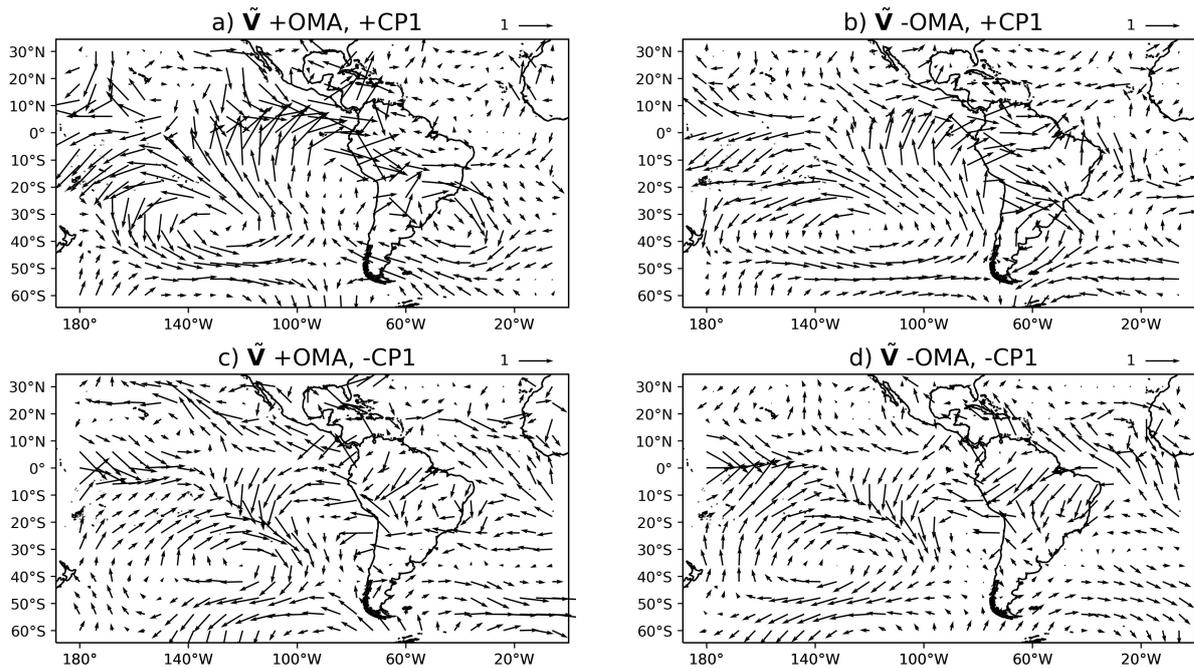


Figura 14 – O mesmo que na Fig. 9, para \tilde{V}_h normalizada em 850 hPa.

Os gradientes de ATSM e APNMM no setor Inter-Pacífico-Atlântico induzem escoamentos anômalos de vento especialmente sobre a Bacia Amazônica, gerando uma ponte atmosférica entre os dois oceanos que pode causar variações no regime de chuvas da Bacia (Wang, 2006).

A subsidência da circulação de Walker no Pacífico Central anômala resfriado induz um escoamento anômalo de oeste-leste em direção a costa Oeste da AS (14a). Como neste caso o ATN está anômala aquecido a ZCIT acaba por posicionar-se ao extremo-norte da AS, o que é refletido na precipitação acima da média nesta região e em uma estação seca mais intensa na Amazônia Central e Leste (15a). Há também a formação de um escoamento ciclônico no Atlântico Sul que pode ser responsável pelo aumento da precipitação em uma pequena parte do Sul do Brasil.

Quando o gradiente de ATSM é equatorialmente confinado o escoamento oeste-leste (14b) e os movimentos ascendentes da circulação de Walker atuam conjuntamente para impulsionar a convecção e a precipitação em boa parte da Amazônia Central e Norte (15b), bem como parte do litoral do Nordeste do Brasil. No entanto, a região central do Brasil e o Sul da AS apresentam em maior parte precipitação abaixo da média.

Por outro lado, quando o Pacífico (Atlântico) Tropical está anômala aquecido (resfriado) o escoamento do vento sobre a floresta amazônica torna-se leste-oeste. Os movimentos subsidentes na região equatorial inibem a convecção e a precipitação em ambas as fases da OMA principalmente no extremo-norte e a região central da Amazônia, embora o impacto no Nordeste do Brasil pareça menor em períodos de +OMA (15c) que -OMA (15d). Nota-se tam-

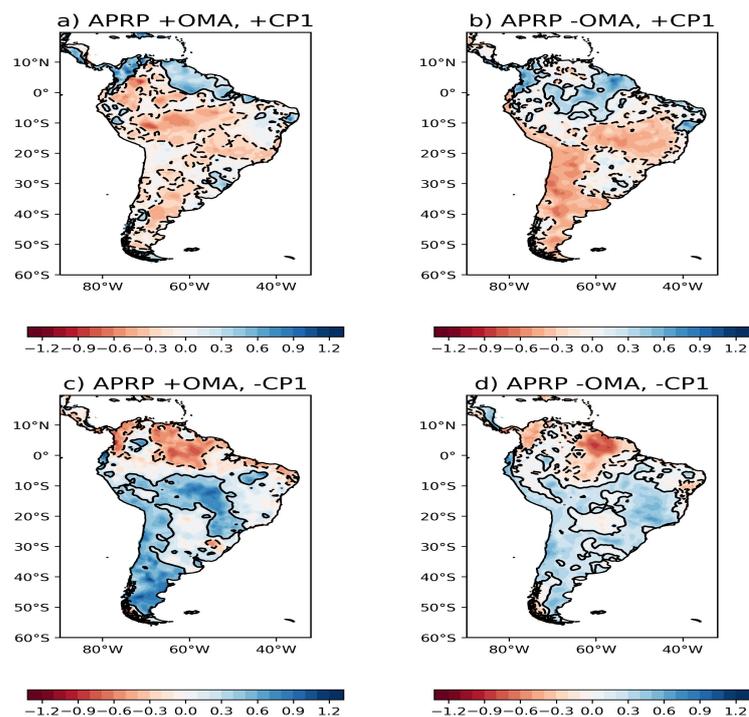


Figura 15 – O mesmo que na Fig. 9, para APRP normalizada.

bém que o Atlântico Tropical parece exercer um papel considerável em transportar umidade para o Brasil central e o Sul da América do Sul tanto durante +OMA (14c) quanto -OMA (14d).

6 Discussões e Conclusões

O presente trabalho mostrou evidências da dominância da variabilidade conjunta Inter-Pacífico-Atlântico durante o inverno austral através da análise de FOE no campo de APNMM, de forma similar ao trabalho de Martín-Rey et al. (2014) onde foi utilizada uma metodologia chamada de Análise Múltipla de Máxima Covariância Extendida (AMMCE) considerando a ATSM no Atlântico Tropical como variável dependente e um conjunto de variáveis oceânicas e atmosféricas como independentes. No presente trabalho este modo de variabilidade explica aproximadamente 20% da variância total durante o inverno austral enquanto que no trabalho citado foi de 35.2% considerando praticamente o mesmo período de estudo.

Uma característica interessante encontrada no presente trabalho foi a similaridade espectral em alguns intervalos dos Espectros de Energia entre as séries do CP1 e o índice IPA definido por Wang (2006), onde ambas mostram um comportamento interanual concentrado nas escalas de 2 a 4 anos que tende a variar em fase com a OMA, representada nos picos significativos de variância que ocorrem especialmente durante os períodos de -OMA.

A seleção de eventos extremos mostra que os eventos +CP1 podem ocorrer em ambas as fases da OMA, enquanto que os -CP1 possuem uma clara preferência por anos de -OMA. De acordo com os campos de composição, os eventos +CP1 (-CP1) são aqueles onde há a formação de um gradiente oeste-leste (leste-oeste) de APNMM no setor Inter-Pacífico-Atlântico em resposta ao resfriamento (aquecimento) anômalo no Pacífico (Atlântico) Tropical.

Em eventos de +CP1 durante +OMA observa-se um aquecimento anômalo no ATN e um resfriamento intenso principalmente no Pacífico Central de forma similar ao mostrado por Ham et al. (2013) e outros. Este padrão induz na atmosfera movimentos ascendentes (subsidentes) anômalos no Atlântico (Pacífico) Equatorial, com divergência (convergência) em altos níveis, impulsionando a formação de nuvens e precipitação convectiva concentrada no extremo-norte da AS. Isto implica em uma estação seca mais intensa para a maior parte da Amazônia por conta do posicionamento da ZCIT mais ao norte do Equador próximo das águas mais aquecidas do ATN.

Os eventos de +CP1 durante -OMA configuram o padrão positivo mais equatorialmente confinado do gradiente Inter-Pacífico-Atlântico, de acordo com o mostrado por Wang (2006), Rodríguez-Fonseca et al. (2009), Losada et al. (2010) e outros. Este padrão está associado a movimentos ascendentes anômalos na AS equatorial que causam precipitação acima da média na Amazônia Central e parte do litoral do Nordeste do Brasil, associados a uma persistência maior da ZCIT ao sul do Equador, reduzindo a intensidade da estação seca nestas regiões.

Ambos os casos estão associados a redução de precipitação entre o Centro-Oeste e Sul-Sudeste da AS, possivelmente por conta do aquecimento anômalo do Atlântico Tropical reduzir a intensidade da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e consequentemente do transporte de umidade em direção ao continente durante o inverno austral (Arraut et al., 2012; Martinez e Dominguez, 2014).

De forma similar os eventos de -CP1 mostram resfriamento (aquecimento) anômalo juntamente com movimentos anômalos subsidentes (ascendentes) e convergência (divergência) em altos níveis no Atlântico (Pacífico) Tropical. Durante +OMA estão associados a padrões negativos do gradiente Inter-Pacífico-Atlântico e em -OMA apresentam um gradiente meridional Norte-Sul de ATSM entre o ATN e ATS em vez do gradiente zonal entre as bacias oceânicas.

Ambos estão ligados a uma redução nos níveis de precipitação no Centro e Norte da Amazônia por conta da inibição da convecção induzida pelos movimentos subsidentes anômalos na região e aumento no Centro-Oeste e Sul-Sudeste da AS devido ao aumento na intensidade do transporte de umidade do Atlântico Tropical em direção ao resto do continente.

O presente trabalho evidenciou características importantes dos modos de variabilidade entre os dois oceanos que não foram tratadas com detalhes em trabalhos anteriores. Uma destas características é a forte resposta do Atlântico Sul quando há um gradiente mais equatorialmente confinado no setor Inter-Pacífico-Atlântico, que possivelmente está ligada tanto ao enfraquecimento (fortalecimento) da CCA por conta do aquecimento (resfriamento) anômalo do Pacífico Tropical (Hsu et al., 2018) quanto pela influência dos trens de ondas de Rossby formados no Pacífico Central em direção ao Atlântico Sul (Lopez et al., 2016).

A circulação em altos níveis mostra um significativo enfraquecimento (fortalecimento) da circulação de Walker no Atlântico (Pacífico) quando há a gradiente equatorialmente confinado bem como uma resposta de Gill-Matsuno em todos os casos. No entanto, estas características precisam ser melhor estudada em trabalhos futuros.

Os resultados encontrados no presente trabalho podem ser úteis para o monitoramento regional na Amazônia e a previsibilidade e mitigação dos impactos de eventos extremos, bem como auxiliar o entendimento da modulação decenal da variabilidade Inter-Pacífico-Atlântico e seus padrões associados.

Bibliografia

- Ahrens, Donald (1999). “Essentials of meteorology—an invitation to the atmosphere. 3ª Edição”. Thomson. 468pp.
- Alheit, Jürgen e Miguel Niquen (2004). “Regime shifts in the Humboldt Current ecosystem”. *Progress in Oceanography* 60.2-4, pp. 201–222.
- Andreoli, Rita Valéria et al. (2017). “The influence of different El Niño types on the South American rainfall”. *International Journal of Climatology* 37.3, pp. 1374–1390.
- Andreoli, Rita Valéria e Mary Toshie Kayano (2003). “Evolution of the equatorial and dipole modes of the sea-surface temperature in the tropical Atlantic at decadal scale”. *Meteorology and Atmospheric Physics* 83.3-4, pp. 277–285.
- Arraut, Josefina Moraes, Carlos Nobre, Henrique MJ Barbosa, Guillermo Obregon e José Marengo (2012). “Aerial rivers and lakes: looking at large-scale moisture transport and its relation to Amazonia and to subtropical rainfall in South America”. *Journal of Climate* 25.2, pp. 543–556.
- Ashok, Karumuri e Toshio Yamagata (2009). “Climate change: The El Niño with a difference”. *Nature* 461.7263, p. 481.
- Ashok, Karumuri, Swadhin K Behera, Suryachandra A Rao, Hengyi Weng e Toshio Yamagata (2007). “El Niño Modoki and its possible teleconnection”. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 112.C11.
- Becker, Andreas, Peter Finger, Anja Meyer-Christoffer, Bruno Rudolf e Markus Ziese (2011). *GPCC full data reanalysis version 7.0 at 0.5: Monthly land-surface precipitation from rain-gauges built on GTS-based and historic data*.
- Bjerknes, Jacob (1964). “Atlantic air-sea interaction”. *Advances in geophysics*. Vol. 10. Elsevier, pp. 1–82.
- Bjerknes, Jacob (1966). “A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature”. *Tellus* 18.4, pp. 820–829.
- Bjerknes, Jacob (1969). “Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific”. *Monthly Weather Review* 97.3, pp. 163–172.
- Bombardi, Rodrigo José e Leila Maria Véspoli de Carvalho (2017). “Simple Practices in Climatological Analyses: A Review”. *Revista Brasileira de Meteorologia* 32.3, pp. 311–320.
- Carton, James e Bohua Huang (1994). “Warm events in the tropical Atlantic”. *Journal of Physical Oceanography* 24.5, pp. 888–903.
- Collins, Mat et al. (2010). “The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño”. *Nature Geoscience* 3.6, p. 391.
- Compo, Gilbert et al. (2011). “The twentieth century reanalysis project”. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137.654, pp. 1–28.

- Conradie, Willem Stefaan (2015). “Conceptualising and quantifying the nonlinear, chaotic climate: Implications for climate model experimental design”. Tese de dout. University of Cape Town.
- Dawson, Andrew (2016). “Windspharm: A High-Level Library for Global Wind Field Computations Using Spherical Harmonics”. *Journal of Open Research Software* 4.1.
- Deser, Clara, Michael Alexander, Shang-Ping Xie e Adam Phillips (2009). “Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms”.
- Dima, Mihai e Gerrit Lohmann (2007). “A hemispheric mechanism for the Atlantic Multidecadal Oscillation”. *Journal of Climate* 20.11, pp. 2706–2719.
- Dong, Buwen e Riyu Lu (2013). “Interdecadal enhancement of the Walker circulation over the tropical Pacific in the late 1990s”. *Advances in Atmospheric Sciences* 30.2, pp. 247–262.
- d’Orgeville, Marc e Richard Peltier (2007). “On the Pacific decadal oscillation and the Atlantic multidecadal oscillation: might they be related?” *Geophysical Research Letters* 34.23.
- Enfield, David B. e Dennis A. Mayer (1997). “Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño–Southern Oscillation”. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 102.C1, pp. 929–945.
- Figueroa, Silvio N. e Carlos A. Nobre (1990). “Precipitation distribution over central and western tropical South America”. *Climanálise* 5.6, pp. 36–45.
- Fisch, Gilberto, José A. Marengo e Carlos A. Nobre (1998). “Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia”. *Acta amazonica* 28.2, pp. 101–126.
- Foltz, Gregory R. e Michael J. McPhaden (2010). “Interaction between the Atlantic meridional and Niño modes”. *Geophysical Research Letters* 37.18.
- Frauen, Claudia e Dietmar Dommenges (2012). “Influences of the tropical Indian and Atlantic Oceans on the predictability of ENSO”. *Geophysical Research Letters* 39.2.
- Frigg, Roman, Erica Thompson e Charlotte Werndl (2015). “Philosophy of climate science part I: observing climate change”. *Philosophy Compass* 10.12, pp. 953–964.
- Gill, Adrian Edmund (1980). “Some simple solutions for heat-induced tropical circulation”. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 106.449, pp. 447–462.
- Gonzalez, Rosimeire Araújo, Rita Valéria Andreoli, Mary Toshie Kayano, Rodrigo Augusto Ferreira de Souza e Luiz Antonio Candido (2013). “A influência do evento El Niño–Oscilação Sul e Atlântico Equatorial na precipitação sobre as regiões norte e nordeste da América do Sul”.
- Guan, Bin e Sumant Nigam (2009). “Analysis of Atlantic SST variability factoring interbasin links and the secular trend: Clarified structure of the Atlantic multidecadal oscillation”. *Journal of Climate* 22.15, pp. 4228–4240.
- Ham, Yoo-Geun, Jong-Seong Kug e Jong-Yeon Park (2013). “Two distinct roles of Atlantic SSTs in ENSO variability: North tropical Atlantic SST and Atlantic Niño”. *Geophysical Research Letters* 40.15, pp. 4012–4017.

- Hannachi, A., I.T. Jolliffe e D.B. Stephenson (2007). “Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review”. *International journal of climatology* 27.9, pp. 1119–1152.
- Hormann, Verena e Peter Brandt (2009). “Upper equatorial Atlantic variability during 2002 and 2005 associated with equatorial Kelvin waves”. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 114.C3.
- Hoyer, Stephan e Joe Hamman (2017). “xarray: ND labeled Arrays and Datasets in Python”. *Journal of Open Research Software* 5.1.
- Hsu, Yu-Chen, Chung-Pan Lee, You-Lin Wang, Chau-Ron Wu, Hon-Kit Lui et al. (2018). “Leading El-Niño SST Oscillations around the Southern South American Continent”. *Sustainability* 10.6, pp. 1–10.
- Huang, Boyin et al. (2017). “Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ERSSTv5): upgrades, validations, and intercomparisons”. *Journal of Climate* 30.20, pp. 8179–8205.
- Hunter, John D (2007). “Matplotlib: A 2D graphics environment”. *Computing in science & engineering* 9.3, pp. 90–95.
- Irving, Damien (2016). “A minimum standard for publishing computational results in the weather and climate sciences”. *Bulletin of the American Meteorological Society* 97.7, pp. 1149–1158.
- Jin, Dachao e Liwei Huo (2018). “Influence of the tropical Atlantic sea surface temperature anomalies on the East Asian summer monsoon”. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Jones, Eric, Travis Oliphant, Pearu Peterson et al. (2001). *SciPy: Open source scientific tools for Python*. URL: <http://www.scipy.org/>.
- Kalnay, Eugenia (2003). *Atmospheric modeling, data assimilation and predictability*. Cambridge university press.
- Katzav, Joel (2014). “The epistemology of climate models and some of its implications for climate science and the philosophy of science”. *Studies in History and Philosophy of Science Part B: Studies in History and Philosophy of Modern Physics* 46, pp. 228–238.
- Kayano, Mary Toshie e Rita Valéria Andreoli (2003). “Propagation of the sea-surface temperature anomalies in the Tropical Atlantic”. *Meteorology and Atmospheric Physics* 84.3-4, pp. 275–284.
- Kayano, Mary Toshie e Vinicius Buscioli Capistrano (2014). “How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall”. *International Journal of Climatology* 34.1, pp. 162–178.
- Kayano, Mary Toshie, V. Brahmananda Rao e Rita Valéria Andreoli (2005). “A review of short-term climate variability mechanisms”. *Advances in Space Research* 35.5, pp. 843–851.
- Kayano, Mary Toshie, Rita Valéria Andreoli e Rodrigo Augusto Ferreira de Souza (2011). “Evolving anomalous SST patterns leading to ENSO extremes: relations between the tropi-

- cal Pacific and Atlantic Oceans and the influence on the South American rainfall”. *International Journal of Climatology* 31.8, pp. 1119–1134.
- Keenlyside, Noel S e Moji Latif (2007). “Understanding equatorial Atlantic interannual variability”. *Journal of climate* 20.1, pp. 131–142.
- Keenlyside, Noel S, Hui Ding e Moji Latif (2013). “Potential of equatorial Atlantic variability to enhance El Niño prediction”. *Geophysical Research Letters* 40.10, pp. 2278–2283.
- Kerr, Richard A (2000). “A North Atlantic climate pacemaker for the centuries”. *Science* 288.5473, pp. 1984–1985.
- Kucharski, F. et al. (2009). “A Gill–Matsuno-type mechanism explains the tropical Atlantic influence on African and Indian monsoon rainfall”. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 135.640, pp. 569–579.
- Kucharski, Fred, I-S Kang, Riccardo Farneti e Laura Feudale (2011). “Tropical Pacific response to 20th century Atlantic warming”. *Geophysical Research Letters* 38.3.
- Kucharski, Fred et al. (2016). “The teleconnection of the tropical Atlantic to Indo-Pacific sea surface temperatures on inter-annual to centennial time scales: a review of recent findings”. *Atmosphere* 7.2, p. 29.
- Latif, Moji e A Grötzner (2000). “The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO”. *Climate Dynamics* 16.2-3, pp. 213–218.
- Latif, Moji e Noel S Keenlyside (2009). “El Niño/Southern Oscillation response to global warming”. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106.49, pp. 20578–20583.
- Liu, Yonggang, X San Liang e Robert H Weisberg (2007). “Rectification of the bias in the wavelet power spectrum”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 24.12, pp. 2093–2102.
- Livezey, Robert E e WY Chen (1983). “Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques”. *Monthly Weather Review* 111.1, pp. 46–59.
- Lopez, Hosmay, Shenfu Dong, Sang-Ki Lee e Edmo Campos (2016). “Remote influence of Interdecadal Pacific Oscillation on the South Atlantic meridional overturning circulation variability”. *Geophysical Research Letters* 43.15, pp. 8250–8258.
- Lorenz, Edward N (1995). “Climate is what you expect”. *Prepared for publication by NCAR. Unpublished*, pp. 1–33.
- Losada, Teresa e Belén Rodríguez-Fonseca (2016). “Tropical atmospheric response to decadal changes in the Atlantic Equatorial Mode”. *Climate dynamics* 47.3-4, pp. 1211–1224.
- Losada, Teresa et al. (2010). “A multi-model approach to the Atlantic Equatorial mode: impact on the West African monsoon”. *Climate dynamics* 35.1, pp. 29–43.
- Lübbecke, Joke F et al. (2018). “Equatorial Atlantic variability—Modes, mechanisms, and global teleconnections”. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 9.4, e527.
- Mantua, Nathan J, Steven R Hare, Yuan Zhang, John M Wallace e Robert C Francis (1997). “A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production”. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78.6, pp. 1069–1079.

- Marshall, John, Helen Johnson e Jason Goodman (2001). “A study of the interaction of the North Atlantic Oscillation with ocean circulation”. *Journal of Climate* 14.7, pp. 1399–1421.
- Martín-Rey, Marta, Belén Rodríguez-Fonseca, Irene Polo e Fred Kucharski (2014). “On the Atlantic–Pacific Niños connection: a multidecadal modulated mode”. *Climate dynamics* 43.11, pp. 3163–3178.
- Martín-Rey, Marta, Belén Rodríguez-Fonseca e Irene Polo (2015). “Atlantic opportunities for ENSO prediction”. *Geophysical Research Letters* 42.16, pp. 6802–6810.
- Martinez, J Alejandro e Francina Dominguez (2014). “Sources of atmospheric moisture for the La Plata River basin”. *Journal of Climate* 27.17, pp. 6737–6753.
- Matsuno, Taroh (1966). “Quasi-geostrophic motions in the equatorial area”. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 44.1, pp. 25–43.
- MetOffice, UK (2010). *Cartopy: a cartographic python library with a matplotlib interface*.
- Newman, Matthew et al. (2016). “The Pacific decadal oscillation, revisited”. *Journal of Climate* 29.12, pp. 4399–4427.
- North, Gerald R, Thomas L Bell, Robert F Cahalan e Fanthune J Moeng (1982). “Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions”. *Monthly Weather Review* 110.7, pp. 699–706.
- Peixoto, José Pinto e Abraham H Oort (1992). “Physics of climate”.
- Polo, Irene, Marta Martin-Rey, Belen Rodriguez-Fonseca, Fred Kucharski e Carlos Roberto Mechoso (2015). “Processes in the Pacific La Niña onset triggered by the Atlantic Niño”. *Climate dynamics* 44.1-2, pp. 115–131.
- Rasmusson, Eugene M e Thomas H Carpenter (1982). “Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño”. *Monthly Weather Review* 110.5, pp. 354–384.
- Richter, Ingo et al. (2013). “Multiple causes of interannual sea surface temperature variability in the equatorial Atlantic Ocean”. *Nature Geoscience* 6.1, p. 43.
- Rodríguez-Fonseca, Belén et al. (2009). “Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO events in recent decades?” *Geophysical Research Letters* 36.20.
- Schafer, Ronald W (2011). “What is a Savitzky-Golay filter?” *IEEE Signal processing magazine* 28.4, pp. 111–117.
- Schneider, Niklas e Bruce D Cornuelle (2005). “The forcing of the Pacific decadal oscillation”. *Journal of Climate* 18.21, pp. 4355–4373.
- Screen, James e Jennifer Francis (2016). “Contribution of sea-ice loss to Arctic amplification is regulated by Pacific Ocean decadal variability”. *Nature Climate Change* 6.9, p. 856.
- Servain, Jacques (1991). “Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications”. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 96.C8, pp. 15137–15146.
- Servain, Jacques e Sabine Arnault (1995). “On forecasting abnormal climatic events in the tropical Atlantic Ocean”. *Annales Geophysicae*. Vol. 13. 9. Springer, pp. 995–1008.

- Servain, Jacques, Ilana Wainer, Julian P McCreary e Alain Dessier (1999). “Relationship between the equatorial and meridional modes of climatic variability in the tropical Atlantic”. *Geophysical Research Letters* 26.4, pp. 485–488.
- Silverstein, Alvin, Virginia B Silverstein e Laura Silverstein Nunn (2007). *Weather and Climate*. Twenty-First Century Books.
- Stocker, Thomas (2014). *Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Tedeschi, Renata G, Alice M Grimm e Iracema FA Cavalcanti (2015). “Influence of Central and East ENSO on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer”. *International Journal of Climatology* 35.8, pp. 2045–2064.
- Timmermann, Axel et al. (2018). “El Niño–Southern Oscillation complexity”. *Nature* 559.7715, p. 535.
- Torralba, Verónica, Belén Rodríguez-Fonseca, Elsa Mohino e Teresa Losada (2015). “The non-stationary influence of the Atlantic and Pacific Niños on North Eastern South American rainfall”. *Frontiers in Earth Science* 3, p. 55.
- Torrence, Christopher e Gilbert P Compo (1998). “A practical guide to wavelet analysis”. *Bulletin of the American Meteorological society* 79.1, pp. 61–78.
- Trenberth, Kevin E (1984). “Signal versus noise in the Southern Oscillation”. *Monthly Weather Review* 112.2, pp. 326–332.
- Van Loon, Harry e Jeffery C Rogers (1978). “The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description”. *Monthly Weather Review* 106.3, pp. 296–310.
- Walker, Gilbert T (1924). “Correlations in seasonal variations of weather. I. A further study of world weather”. *Mem. Indian Meteorol. Dep.* 24, pp. 275–332.
- Walt, Stéfan van der, S Chris Colbert e Gael Varoquaux (2011). “The NumPy array: a structure for efficient numerical computation”. *Computing in Science & Engineering* 13.2, pp. 22–30.
- Wang, Chunzai (2006). “An overlooked feature of tropical climate: Inter-Pacific-Atlantic variability”. *Geophysical Research Letters* 33.12.
- Wang, Chunzai, Clara Deser, Jin-Yi Yu, Pedro DiNezio e Amy Clement (2017a). “El Niño and southern oscillation (ENSO): a review”. *Coral Reefs of the Eastern Tropical Pacific*. Springer, pp. 85–106.
- Wang, Lei, Jin-Yi Yu e Houk Paek (2017b). “Enhanced biennial variability in the Pacific due to Atlantic capacitor effect”. *Nature communications* 8, p. 14887.
- Waskom, M, O Botvinnik, D O’Kane et al. (2017). *mwaskom/seaborn: v0. 8.1*.
- Werndl, Charlotte (2016). “On defining climate and climate change”. *The British Journal for the Philosophy of Science* 67.2, pp. 337–364.
- Wyrtki, Klaus (1975). “El Niño—the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing”. *Journal of Physical Oceanography* 5.4, pp. 572–584.

- Xue, Jiaqing, Cheng Sun, Jianping Li e Jiangyu Mao (2018). “South-Atlantic-forced multidecadal teleconnection to the mid-latitude South Indian Ocean”. *Geophysical Research Letters*.
- Yamagata, Toshio et al. (2004). “Coupled ocean-atmosphere variability in the tropical Indian Ocean”. *Earth’s Climate: The Ocean–Atmosphere Interaction, Geophys. Monogr* 147, pp. 189–212.
- Yu, Jin-Yi e Hsun-Ying Kao (2007). “Decadal changes of ENSO persistence barrier in SST and ocean heat content indices: 1958–2001”. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 112.D13.
- Zdunkowski, Wilford e Andreas Bott (2003). *Dynamics of the Atmosphere: A course in theoretical Meteorology*. Cambridge University Press.
- Zebiak, Stephen E (1993). “Air–sea interaction in the equatorial Atlantic region”. *Journal of Climate* 6.8, pp. 1567–1586.
- Zhu, Jieshun, Bohua Huang e Zhaohua Wu (2012). “The role of ocean dynamics in the interaction between the Atlantic meridional and equatorial modes”. *Journal of Climate* 25.10, pp. 3583–3598.

APÊNDICE A – Teorema de Helmholtz

Um campo vetorial em duas dimensões, como o campo de \mathbf{V}_h , pode ser decomposto em componentes rotacional (ψ) e divergente (χ), onde ψ é a função de corrente e χ a velocidade potencial. Isto é:

$$\begin{aligned}\mathbf{V}_h &= \mathbf{V}_\psi + \mathbf{V}_\chi \\ \mathbf{V}_h &= \mathbf{k} \times \nabla\psi + \nabla\chi\end{aligned}\tag{A.1}$$

Considerando as componentes de ψ e χ , temos:

$$\psi = -\frac{\partial\psi}{\partial y}\hat{i} + \frac{\partial\psi}{\partial x}\hat{j}\tag{A.2}$$

$$\chi = \frac{\partial\chi}{\partial x}\hat{i} + \frac{\partial\chi}{\partial y}\hat{j}\tag{A.3}$$

ψ e χ estão relacionados com a vorticidade relativa ζ e a divergência horizontal D de \mathbf{V}_h da seguinte maneira:

$$\nabla^2\psi = \zeta\tag{A.4}$$

$$\nabla^2\chi = D\tag{A.5}$$

Isto é, ψ está relacionado com o sentido de rotação ciclônico/anticiclônico na atmosfera e χ com a divergência/convergência de \mathbf{V}_h . Com condições de contorno apropriadas as equações de Poisson acima podem ser resolvidas numericamente (Kalnay, 2003).

APÊNDICE B – Funções Ortogonais Empíricas

O objetivo da técnica de FOE é de encontrar um novo conjunto de variáveis que capturam a maior parte da variância observada a partir de combinações lineares da série de dados original (Hannachi et al., 2007).

Existem duas formas diferentes, embora os resultados obtidos sejam os mesmos, de calcular as FOE: através da abordagem de Matrizes de Correlação-Covariância e DVS. Esta última é reconhecida como a forma mais computacionalmente estável e correta de se empregar esta técnica.

Para a formulação matemática, considera-se que uma matriz qualquer de dados $F(t, s)$ onde t é o número de tempos e s as posições espaciais (pontos de grade) pode ser decomposta em termos de outras matrizes dadas por:

$$F = U \times \Gamma \times V^t \quad (\text{B.1})$$

onde $U(t,t)$ é a matriz de vetores singulares à esquerda, equivalente aos autovetores da solução do Problema de Autovalores da Matriz de Correlação-Covariância, $\Gamma(t,s)$ é uma matriz de escalares γ_n onde γ_n^2 são equivalentes aos autovalores e $V^t(s,s)$ é a matriz de vetores singulares à direita.

Os modos de FOE, que resultam em campos espaciais de variabilidade, são dados então por:

$$F = \sum_{n=1}^N U_n \gamma_n V_n^t \quad (\text{B.2})$$

onde N são os N modos de FOE.

As séries temporais de CPs, associados a cada modo, são simplesmente:

$$CP_n = \gamma_n V_n^t \quad (\text{B.3})$$

Por fim a Porcentagem da Variância Explicada por cada modo, utilizada para construir os

Espectros de Autovalores, é definida como:

$$\%var = \frac{\gamma_n^2}{\sum_{n=1}^N \gamma_n^2} \times 100 \quad (\text{B.4})$$

Os campos espaciais de FOE também podem ser apresentados em termos de correlações lineares entre os CPs de cada modo e a matriz original F.

APÊNDICE C – Graus de Liberdade e Significância Estatística

Considerando correlações lineares pelo método de Pearson, a significância estatística deve levar em conta a dependência temporal das séries. O teste t-Student neste caso é dado por:

$$t_0 = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (\text{C.1})$$

onde t_0 são os valores de significância estatística, assumindo que as variáveis possuem uma distribuição de t-Student, r são os coeficientes da correlação linear e $N - 2$ o número de graus de liberdade.

Quando o valor absoluto de t_0 for maior que o de $t(\nu, \alpha)$ numa tabela de t-Student, onde ν é o número de graus de liberdade e α o nível de significância assumido (como o de 95%), rejeita-se a hipótese nula H_0 de que as variáveis são estatisticamente independentes. Para testes de duas caudas, consideram-se tantos valores negativos quanto positivos no limiar de t_0 .

Caso N seja considerado como igual ao número total de tempos da série, pode-se superestimar o número de ν e obter erros do Tipo I onde erroneamente rejeita-se H_0 . Por outro lado, se N for assumido como igual ao número de anos então há a possibilidade de subestimar o número de ν e erroneamente aceitar-se H_0 caindo em erros do Tipo II (e.g., Bombardi e Carvalho, 2017).

Um método para estimar N é através da autocorrelação das séries temporais (e.g., Livezey e Chen, 1983). Para estimar a significância de campos espaciais de correlação em cada ponto de grade, como os campos espaciais de FOE, é levada em conta apenas a autocorrelação da série temporal (como os CPs).

Desta forma, divide-se o número de anos da série temporal pelo número de meses de duas realizações independentes para encontrar o valor efetivo de N . Ou seja:

$$N_{eft} = \frac{N}{\tau} \quad (\text{C.2})$$

Considerando campos de composições de séries de anomalias, a significância estatística é

determinada apenas por:

$$t = \frac{\bar{x}}{\sqrt{s^2/N}} \quad (\text{C.3})$$

onde \bar{x} é média dos campos de anomalia selecionados, $\sqrt{s^2}$ a variância da série e N o número de eventos independentes. Para todos os casos, assume-se que a série possui distribuição normal.