

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA  
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

Maíssa Ludymilla Carvalho Pontes

**VARIABILIDADE DA TERMOCLINA NO HEMISFÉRIO SUL  
ASSOCIADA A EVENTOS DE ZONA DE CONVERGÊNCIA DO  
ATLÂNTICO SUL NAS DIFERENTES FASES DA OSCILAÇÃO DE  
MADDEN-JULIAN**

Santa Maria, RS

2023

**Maíssa Ludymilla Carvalho Pontes**

**VARIABILIDADE DA TERMOCLINA NO HEMISFÉRIO SUL ASSOCIADA A  
EVENTOS DE ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL NAS  
DIFERENTES FASES DA OSCILAÇÃO DE MADDEN-JULIAN**

Tese de Doutorado apresentada ao programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Santa Maria, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutora em Meteorologia.

Orientadora: Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Nathalie Tissot Boiaski

Santa Maria, RS

2023

This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001

Pontes, Maíssa

VARIABILIDADE DA TERMOCLINA NO HEMISFÉRIO SUL  
ASSOCIADA A EVENTOS DE ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO  
SUL NAS DIFERENTES FASES DA OSCILAÇÃO DE MADDEN-JULIAN /  
Maíssa Pontes.- 2023.

151 p.; 30 cm

Orientadora: Nathalie Boiaski

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa  
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de  
Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2023

1. Variabilidade Intrasazonal 2. Oscilação de Madden  
Julian 3. Oceano 4. América do Sul 5. Precipitação I.  
Boiaski, Nathalie II. Título.

Sistema de geração automática de ficha catalográfica da UFSM. Dados fornecidos pelo autor(a). Sob supervisão da Direção da Divisão de Processos Técnicos da Biblioteca Central. Bibliotecária responsável Paula Schoenfeldt Patta CRB 10/1728.

Declaro, MAÍSSA PONTES, para os devidos fins e sob as penas da lei, que a pesquisa constante neste trabalho de conclusão de curso (Tese) foi por mim elaborada e que as informações necessárias objeto de consulta em literatura e outras fontes estão devidamente referenciadas. Declaro, ainda, que este trabalho ou parte dele não foi apresentado anteriormente para obtenção de qualquer outro grau acadêmico, estando ciente de que a inveracidade da presente declaração poderá resultar na anulação da titulação pela Universidade, entre outras consequências legais.

**Maíssa Ludymilla Carvalho Pontes**

**VARIABILIDADE DA TERMOCLINA NO HEMISFÉRIO SUL ASSOCIADA A  
EVENTOS DE ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL NAS  
DIFERENTES FASES DA OSCILAÇÃO DE MADDEN-JULIAN**

Tese de Doutorado apresentada ao programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Santa Maria, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutora em Meteorologia.

Aprovada em 10 de fevereiro de 2023:

---

Nathalie Tissot Boiaski, Dr<sup>a</sup>  
(presidente/orientadora)

---

Camila Bertoletti Carpenedo, Dr<sup>a</sup>

---

Daniel Caetano Santos, Sr

---

Fabio Ullmann Furtado de Lima Dr

---

Simone Erotildes Teleginski Ferraz, Dr<sup>a</sup>

Santa Maria, RS

2023

A todos aqueles que lutaram para manter a ciência nesse país viva em meio ao *blackout* que vivemos nos últimos anos. A todos que saíram de casa com o sonho de fazer ciência nesse país. A todas as mulheres que precisam ser excelentes para serem reconhecidas como homens medíocres, que um dia a mediocridade nos atinja também.

## AGRADECIMENTO

Primeiramente Aquele que é norte, é paz, e tranquilidade em meio ao caos da vida, Deus.

A minha mãe, principal incentivadora dessa trajetória. Sem ela nada disso seria possível. Obrigada, mãe, por me permitir viver os meus sonhos.

A minha avó, que em meio a uma crise de ansiedade devido ao medo da mudança, me fez a seguinte pergunta: Por que tanto medo de realizar teu sonho? E essa pergunta foi meu norte nessa caminhada.

A minha irmã, Maira, pelo tempo dedicado a me ouvir e ajudar, e por ser meu suporte nessa caminhada. A vida nos fez irmãs, mas ser amigas foi escolha nossa.

As novas amigas que construí nessa caminhada e tornaram ela mais leve, e as antigas, que sempre estiveram comigo, mesmo distante.

Aos meus primos e primas, companheiros de vida.

As minhas tias por todo apoio, e que me ensinaram que eu posso, basta acreditar.

Aos professores que encontrei nessa caminhada pelos ensinamentos e dedicação.

A minha orientadora, Nathalie Tissot, pelo tempo dedicado, os ensinamentos e disponibilidade durante a construção deste trabalho.

A CAPES pelo fomento da bolsa de estudos.

A todos que passaram por essa trajetória, e que, em algum momento, foram apoio, uma conversa descontraída, uma risada em meio as lágrimas ou uma brisa leve. Meu muito obrigada.

“É melhor lançar-se em busca de conquistas grandiosas, mesmo expondo-se ao fracasso, do que alinhar-se com os pobres de espírito, que nem gozam muito, nem sofrem muito, porque vivem numa penumbra cinzenta, onde não conhecem nem vitória nem derrota.”

Theodore Roosevelt

## RESUMO

# VARIABILIDADE DA TERMOCLINA NO HEMISFÉRIO SUL ASSOCIADA A EVENTOS DE ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL NAS DIFERENTES FASES DA OSCILAÇÃO DE MADDEN-JULIAN.

AUTOR: Maíssa Ludymilla Carvalho Pontes

ORIENTADORA: Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Nathalie Tissot Boiaski

Os processos que ocorrem no oceano, tanto na superfície quanto em maiores profundidades, são importantes para o sistema climático de todo o globo, sendo as anomalias que ocorrem nele capazes de influenciar sistemas meteorológicos em diversas regiões. O continente sul-Americano é banhado na sua costa leste pelo Oceano Atlântico Sul, que desempenha um papel importante nas modulações das anomalias da precipitação sobre a América do Sul. Uma melhor compreensão da relação entre as flutuações da temperatura no oceano desde a superfície até altas profundidades são importantes para melhor entender o tempo e clima nessa região, principalmente na escala intrasazonal, que é amplamente analisada no Pacífico, mas pouco abordada no Atlântico. Com isso, o objetivo deste trabalho é analisar a variabilidade da termoclina no hemisfério sul em escala intrasazonal e sua relação com a Zona de Convergência do Atlântico Sul. Para isso, foram definidas 10 sub-regiões: quatro sobre o continente e seis sobre o Atlântico Sul, e foi utilizado dados de reanálises da temperatura potencial, para calcular o perfil médio, o *boxplot* e o gradiente para várias profundidades do oceano. A partir disso, foram feitas análises de ondeletas. Também foram utilizados dados diários de precipitação para o cálculo das pântadas, da qual foi aplicada a transformada rápida de Fourier para filtrar as anomalias intrasazonais na faixa de 20 a 120 dias. Essas análises mostraram que as regiões mais ao sul do continente apresentam maiores amplitudes de anomalias intrasazonais em relação às regiões mais ao norte. As análises de *boxplot* e do gradiente mostram que a região tropical apresenta a termoclina com menor variação durante o ano, podendo ser observada por todo o período. As anomalias intrasazonais para o oceano mostraram que as regiões centradas na faixa subtropical e no oceano sudoeste são as que mais apresentaram sinais significativos dessa variabilidade. Essa variabilidade ocorre relacionada às regiões onde a termoclina apresentou um comportamento sazonal, com alternância de profundidade durante o ano, o que influencia na camada de mistura e aumentando as trocas na superfície. Com isso é possível observar que as regiões mais ao sul do continente e do oceano apresentam sinais mais evidentes da variabilidade intrasazonal do que as regiões mais ao norte.

**Palavras-Chave:** Oceano. Intrasazonalidade. América do Sul. Temperatura.



## ABSTRACT

### **THERMOCLINE VARIABILITY IN THE SOUTHERN HEMISPHERE ASSOCIATED WITH SOUTH ATLANTIC CONVERGENCE ZONE EVENTS IN THE DIFFERENT PHASES OF THE MADDEN JULIAN OSCILLATION**

AUTHOR: Maíssa Ludymilla Carvalho Pontes

ADVISOR: Prof.<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Nathalie Tissot Boiaski

The processes that occur in the ocean, both on the surface and at greater depths, are important for the global climate system, and the anomalies that occur in it are capable of influencing meteorological systems in different regions. The South American continent is bathed on its east coast by the South Atlantic Ocean, which plays an important role in modulating precipitation anomalies over South America. A better understanding of the relationship between temperature fluctuations in the ocean from the surface to high depths is important to better understand the weather and climate in this region, especially on the intraseasonal scale, which is widely analyzed in the Pacific, but little addressed in the Atlantic. Therefore, the objective of this work is to analyze the variability of the thermocline in the southern hemisphere on an intraseasonal scale and its relationship with the South Atlantic Convergence Zone. For this, 10 sub-regions were defined: four over the continent and six over the South Atlantic, and data from potential temperature reanalyses was used to calculate the average profile, boxplot and gradient for various ocean depths. From this, wavelet analyzes were performed. Daily precipitation data were also used to calculate the pentads, from which the fast Fourier transform was applied to filter out intraseasonal anomalies in the range of 20 to 120 days. These analyzes showed that the southernmost regions of the continent have greater amplitudes of intraseasonal anomalies in relation to the northernmost regions. The boxplot and gradient analyzes show that the tropical region has the thermocline with the lowest variation during the year, which can be observed throughout the period. The intraseasonal anomalies for the ocean showed that the regions centered on the subtropical belt and on the southwest ocean are the ones that showed the most significant signs of this variability. This variability occurs related to the regions where the thermocline presented a seasonal behavior, with alternation of depth during the year, which influences the mixed layer and increases the exchanges on the surface. With this, it is possible to observe that the regions further south of the continent and the ocean show more evident signs of intraseasonal variability than the regions further north.

**Keywords:** Ocean. Intraseasonality. South America. Temperature.b

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Representação esquemática das variações de tempo e espaço (plano zonal) da perturbação associada à oscilação de 20-120 dias. ....17
- Figura 2 - Representação esquemática da estrutura característica das ondas de baixa frequência intrazonais, nas coordenadas de 40° norte – 40° Sul e 30° leste a 150° oeste. As células de circulação destacam anomalias de vento, características associadas às anomalias de convecção em baixos (850mb), médio (500mb) e altos (200mb) níveis. A letra A representa a circulação anticiclônica e a letra C a circulação ciclônica, em altos e baixos níveis.....20
- Figura 3 - Climatologia da precipitação, em pontos de grade, sobre o Brasil para o período de 1980 a 2015. ....25
- Figura 4 - A distribuição de TSM (°C) média de longo prazo (1959-1989) no inverno boreal (dezembro-fevereiro). As regiões claras e fortemente sombreadas denotam temperaturas superiores a 28° C e 29° C, respectivamente. Áreas em branco no hemisfério sul indicam dados insuficientes. Dados do COADS.....30
- Figura 5 - Sub-regiões sobre a América do Sul, RP1: 1°N – 10°S e 42°W – 55°W; RP2: 2°S – 20°S e 35°W – 42°W; RP3: 10°S – 25°S e 42°W – 55°W; RP4: 35°S – 25°S e 59°W – 49°W.....34
- Figura 6 - Sub-regiões sobre o oceano Pacífico e Atlântico Sul. R1: 10°N – 10°S e 80°E 120°E; R2: 10°N – 10°S e 130°E – 170°E; R3: 5°S – 25°S e 180°E – 140°W; R4: 30°S – 50°S e 130°W – 90°W; R5: 40°S – 50°S e 66°W – 50°W; R6: 30°S – 40°S e 45°W – 57°W; R7: 30°S – 23°S e 35°W – 48°W; R8: 23°S – 15°S e 39°W – 30°W.....35
- Figura 7 – Pêntadas climatológicas para a precipitação para a região RP1 (1°N – 10°S e 42°W – 55°W) sobre o continente para o período de 1980 a 2015. ....37
- Figura 8 – Pêntadas climatológicas para a precipitação para a região RP2 2°S – 20°S e 35°W – 42°W sobre o continente para o período de 1980 a 2015. ....39
- Figura 9 – Pêntadas climatológica para a precipitação para a região RP3: 10°S – 25°S e 42°W – 55°W sobre o continente. ....40
- Figura 10 – Pêntadas climatológica para a precipitação para a região RP3: 35°S – 25°S e 59°W – 49°W sobre o continente. ....41

Figura 11 - Anomalia intrasazonal da precipitação da RP1: 1°N – 10°S e 42°W – 55°W sobre o continente para o período de 1980 a 2015. As linhas sólidas verde e vermelha representam os percentis de 75 e 25, respectivamente. ....	42
Figura 12 - Anomalia intrasazonal da precipitação da RP2: 2°S – 20°S e 35°W – 42°W sobre o continente para o período de 1980 a 2015. As linhas sólidas verde e vermelha representam os percentis de 75 e 25, respectivamente. ....	43
Figura 13 - Anomalia intrasazonal da precipitação da RP3: 10°S – 25°S e 42°W – 55°W sobre o continente para o período de 1980 a 2015. As linhas sólidas verde e vermelha representam os percentis de 75 e 25, respectivamente. ....	44
Figura 14 - Anomalia intrasazonal da precipitação da RP4: 35°S – 25°S e 59°W – 49°W. sobre o continente para o período de 1980 a 2015. As linhas sólidas verde e vermelha representam os percentis de 75 e 25, respectivamente. ....	45
Figura 15 - Boxplot das anomalias da variabilidade intrasazonal para a precipitação sobre o continente, onde cada caixa representa uma região. Os pontos em vermelho representam os outlier, eixo y representa a amplitude das anomalias e o eixo x as regiões .....	46

## LISTA DE SIGLAS

AS	América do Sul
ZCIT	Zona de convergência intertropical
ZCAS	Zona de convergência do Atlântico Sul
OMJ	Oscilação de Madden Julian
RMM	Sigla em inglês para <i>Real Multivariate OMJ index</i>
ROL	Radiação de ondas Longas
TSM	Temperatura da superfície do mar
EOF	Sigla em inglês para Funções Ortogonais Empírica
VPM	Sigla em inglês para Velocidade potencial da OMJ
ENOS	El niño - Oscilação Sul
ORAS4	<i>Ocean ReAnalysis System 4</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
FFT	sigla em inglês para transformada rápida de Fourier
TFJ	Transformada de Fourier Janelada
TO	Transformada de Ondeletas
RP1	Região Precipitação 1 (1°N – 10°S; 42°W – 55° W)
RP2	Região Precipitação 2 (2°S – 20°N; 35°W – 42°W)
RP3	Região Precipitação 3 (10°S – 25°S; 42°W – 55°W)
RP4	Região Precipitação 4 (35°S – 22°S; 59°W – 12°W)
R1	Região 1 (10°N – 10°S; 80°E – 120°E)
R2	Região 2 (10°N – 10°S; 130°E – 170°E)
R3	Região 3 (5°S – 25°S; 180°E – 140°W)
R4	Região 4 (30°S – 50°S; 130°W – 90°W)
R5	Região 5 (40°S – 50°S; 66°W – 50°W)
R6	Região 6 (30°S – 40°S; 45°W – 57°W)
R7	Região 7 (30°S – 23°S; 35°W – 48°W)
R8	Região 8 (23°S – 15°S; 39°W – 30°W)
R9	Região 9 (15°S – 7°S; 30°W – 40°W)
R10	Região 10 (0° - 7°S; 39°W – 26°W)

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>13</b>
<b>2. OBJETIVOS.....</b>	<b>15</b>
2.1 Objetivos específicos .....	15
<b>3. REFERENCIAL TEÓRICO.....</b>	<b>17</b>
3.1 Variabilidade intrasazonal e a Oscilação de Madden-Julian .....	17
3.2 Teleconexões na América do Sul.....	22
3.3 Precipitação na América do Sul .....	24
3.4 O oceano e a variabilidade Intrasazonal. ....	29
<b>4. METODOLOGIA .....</b>	<b>33</b>
4.1 Dados .....	33
4.2 Metodologia .....	33
<b>5. RESULTADOS.....</b>	<b>36</b>
5.1 VARIABILIDADE INTRASAZONAL DA PRECIPITAÇÃO.....	36
<b>6. PRIMEIRO ARTIGO.....</b>	<b>47</b>
<b>7. SEGUNDO ARTIGO.....</b>	<b>70</b>
<b>8. RESULTADOS GERAIS.....</b>	<b>136</b>
<b>9. CONCLUSÃO GERAL.....</b>	<b>140</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>141</b>

## 1. INTRODUÇÃO

O oceano desempenha um papel importante na manutenção do clima terrestre. Os processos de troca, que acontecem na interface oceano-atmosfera, possuem uma grande importância na geração e manutenção das circulações atmosférica e oceânica. Por possuir alta capacidade térmica, o oceano absorve e libera calor de forma lenta para atmosfera. O calor absorvido por ele é mantido armazenado, principalmente nas suas primeiras camadas. As regiões tropicais do globo recebem maiores quantidades de calor, por isso apresentam uma variação pequena do ciclo diurno e sazonal da temperatura oceânica (DESER *et al.*, 2010).

Essas pequenas variações na temperatura em todo o oceano são capazes de modificar os fluxos de calor, *momentum* e umidade, influenciando o campo de vento e pressão, e causando alterações nos padrões de circulação; também, inferindo diferentes escalas de tempo, desde a alta até a baixa frequência. Dessa forma, importantes *feedbacks* surgem da interação entre o oceano e a atmosfera, impactando o tempo e o clima global.

Essas interações entre o oceano e a atmosfera são responsáveis pelo desenvolvimento de diferentes fenômenos meteorológicos em diferentes escalas de tempo. Dentro dessas escalas, na faixa intrasazonal, um dos principais é a Oscilação de Madden-Julian (OMJ), fenômeno caracterizado por um núcleo de convecção profunda, que se forma sobre as águas quentes do oceano Indo-Pacífico e propaga-se para leste, causando mudanças nos padrões de vento e pressão em altos e baixos níveis (HENDON; ZHANG; GLICK, 1999), variando entre 20 a 120 dias (MADDEN; JULIAN, 1994).

Ao se propagar para leste, a OMJ pode influenciar e modular sistemas pluviométricos em diferentes regiões do globo, como: a Ásia, a Austrália, a América do Norte e do Sul. Quando as teleconexões associadas à OMJ atingem a América do Sul (AS), ela influencia e modifica o regime pluviométrico de todo o continente, desde a região Amazônica, quando interage com sistemas de diferentes escalas de tempo (SOUZA; AMBRIZZI, 2006), até a região sul da América do Sul, interagindo principalmente com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante o verão austral (GRIMM, 2019).

Durante os meses de dezembro a março, a América do Sul sofre com a ocorrência de eventos extremos de precipitação, que podem causar diversos transtornos, como enchentes, alagamentos ou deslizamentos de terra. Esses desastres ocorrem devido aos elevados valores pluviométricos que a região recebe durante esses meses, causando grande prejuízo socioeconômico para o sudeste do Brasil, uma das regiões mais populosas do continente.

Os sistemas pluviométricos, responsáveis pelos acumulados de precipitação, relacionados à ocorrência desses eventos podem ter seu desenvolvimento e/ou manutenção relacionados às interações que acontecem na interface oceano-atmosfera ou nas flutuações das camadas mais profundas, como a termoclina, que, a depender da sua profundidade, pode favorecer em maiores interações entre a camada de mistura e a atmosfera adjacente, influenciando sistemas nessa interface.

Dessa forma, os *feedbacks* que ocorrem entre o oceano e a atmosfera são importantes para o tempo e clima do planeta. Muitos trabalhos ao longo dos anos têm focado nessa relação (NOBRE *ET AL.*, 2012; CAMPOS, *ET AL.*, 2001; DEMOTT, KLIGAMANE E WOOLNOUGH, 2015) contudo, muitos desses processos de interação oceano-atmosfera ainda não são completamente entendidos. Sendo assim, uma melhor representação do comportamento dos oceanos em resposta às modulações causadas pela variabilidade intrasazonal e a identificação de anomalias nessa faixa temporal associadas à OMJ podem auxiliar na previsão do tempo e de eventos extremos de precipitação sobre a América do Sul.

## 2. OBJETIVOS

As interações que ocorrem entre o oceano e atmosfera são importantes para o tempo e clima de regiões por todo o globo, principalmente, as que ocorrem entre a atmosfera e a camada de mistura oceânica. Essas trocas são responsáveis pelo surgimento e manutenção de sistemas atmosférico como a OMJ, no oceano Pacífico, através de processos termodinâmicos e dinâmicos. Esses processos, também pode influenciar flutuações na termoclina que vão ser responsáveis pelo surgimento e manutenção de fenômenos como El Niño – Oscilação Sul, um sistema importante para o regime e totais pluviométricos da América do Sul. Demonstrando, dessa forma, que a termoclina desempenha um papel importante no surgimento e manutenção de sistemas que são importantes para o clima do globo.

Os fenômenos que surgem no Pacífico tropical influenciam o regime pluviométrico da América do Sul, como a OMJ, que estudos mostram que quando ativa, a depender da fase, pode influenciar na atividade da ZCAS sobre a América do Sul, durante o verão austral, favorecendo a atividade do sistema, e influenciando na ocorrência de eventos extremos, ou desfavorecendo a sua ocorrência (CARVALHO *ET AL.*, 2004; MUZA, *ET AL.*, 2008; GRIMM, 2019).

Dessa forma, acreditamos que quando a OMJ está ativa, anomalias na termoclina, que podem ser relacionadas à frequência intrasazonal, pode favorecer e auxiliar na previsão de eventos de ZCAS sobre a América do Sul. Sendo assim o objetivo deste estudo é identificar os padrões de anomalias termais nas regiões de atuação da Oscilação de Madden-Julian, no Hemisfério Sul, em eventos de Zona de Convergência do Atlântico Sul em diferentes fases da OMJ.

### 2.1 Objetivos específicos

- Caracterizar o perfil vertical da temperatura do Atlântico Sul, para regiões pré-definidas sobre o oceano;
- Analisar sinais intrasazonais na precipitação sobre a América do Sul;
- Analisar o seu perfil vertical da temperatura potencial do Atlântico Sul;
- Identificar a termoclina nas regiões oceânicas pré-definidas;



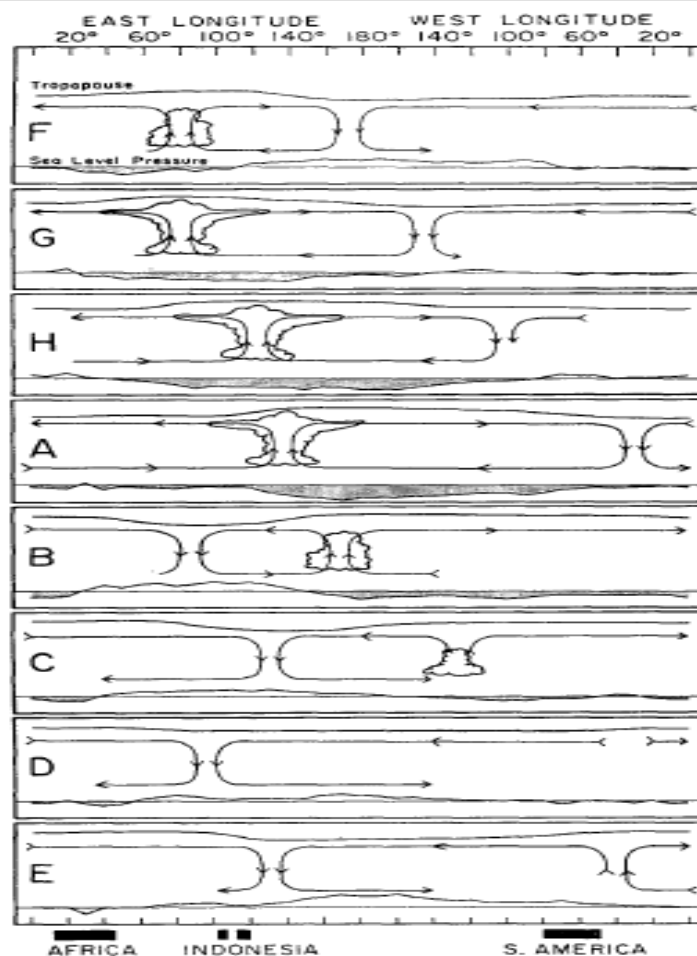
- Verificar a variabilidade da temperatura oceânica no perfil vertical de temperatura potencial;
- Analisar as anomalias de temperatura potencial, na camada da termoclina, associadas a eventos de ZCAS nas oito fases da OMJ.
- Obter um índice da variabilidade da termoclina no Hemisfério Sul.

### 3. REFERENCIAL TEÓRICO

#### 3.1 Variabilidade intrasazonal e a Oscilação de Madden-Julian

A variabilidade intrasazonal é um dos modos de variabilidade mais importante para a região Tropical. Dentro dessa escala, o principal sistema associado é a Oscilação de Madden-Julian (KAYANO; ANDREOLI, 2009; MADDEN; JULIAN, 1994, MATTHEW *et al.*, 1996). Do ponto de vista dinâmico, a OMJ pode ser caracterizada por uma célula de circulação zonal planetária que se propaga para leste na troposfera, apresentando convecção anômala a partir das regiões de águas quentes no Oceano Indo-Pacífico até aproximadamente à linha de data (meridiano de 180°) (Fig. 1).

Figura 1 - Representação esquemática das variações de tempo e espaço (plano zonal) da perturbação associada à oscilação de 20-120 dias.



Fonte: (MADDEN E JULIAN 1972).

A OMJ pode ser entendida como o acoplamento das ondas de Kelvin e Rossby, com uma estrutura baroclínica, atuando principalmente durante o outono e o verão austral. Do ponto de vista estatístico, a OMJ é definida como uma componente espectral com número de ondas zonal 1-2, com períodos que variam entre 20 a 120 dias (HENDON; ZHANG; GLICK, 1999; MADDEN; JULIAN, 1994).

A Oscilação Intrasazonal nos trópicos foi primeiramente descrita por Madden e Julian em 1971, que perceberam, de forma não proposital, perturbações no campo de vento e pressão em uma escala de 41-53 dias, e, por essa razão, foi nomeada dessa forma. Isso ocorreu ao analisarem dados diários de pressão, temperatura e a componente zonal do vento, obtidos por radiossondas na Ilha de Canton, no Pacífico, para 10 anos (1957-1967); e, utilizando análises espectrais cruzadas, observaram coerência estatística entre essas variáveis em diferentes níveis de pressão, em um intervalo de tempo que variava de 41-53 dias, originalmente (MADDEN; JULIAN, 1971).

Mais tarde, Madden e Julian (1972) ampliaram seus estudos para toda a faixa tropical, e fizeram análises espectrais de dados de estações em toda a região. Com isso, perceberam que a oscilação era resultante de uma propagação para leste de uma célula zonal e que a faixa temporal em que ocorriam os picos espectrais variava de acordo com a propagação da oscilação e seu distanciamento do oceano Índico. A partir dos resultados obtidos, notaram que a OMJ era um fenômeno de escala global, não sendo restrita ao oceano Índico, onde se origina, e os picos espectrais ocorriam além da faixa temporal de 41-53 dias (MADDEN; JULIAN, 1972).

De fato, trabalhos posteriores sugeriram que a oscilação ocorria em uma faixa temporal mais ampla, de 20-120 dias, possuindo dois modos de frequência: o primeiro chamado de baixa frequência, onde a faixa temporal varia entre 55-100 dias; e o segundo chamado de alta frequência, que varia de 35-50 dias, sugerindo que as assinaturas oceânicas nos modos de baixa frequência serão bem mais definidas do que no de alta frequência (IZUMO *et al.*, 2010; MATTHEWS, 2000).

Rui e Wang (1990) propuseram em seus estudos que o ciclo de vida da OMJ se caracteriza por quatro estágios: iniciação, intensificação estável, maturação e dissipação/emanação. Os autores observaram dados de radiação de ondas longas (ROL) para 32 eventos de OMJ e identificaram que a maioria dos eventos apresentavam características semelhantes: 1) a fase de iniciação ocorre principalmente sobre a África equatorial, onde é possível notar que a maioria das anomalias de baixa frequência origina-se ou torna-se identificável; 2) a forte intensificação dessas anomalias poderia indicar a ação de um processo

de instabilidade sobre o oceano Índico; 3) a fase madura seria caracterizada pelo enfraquecimento da convecção sobre o continente marítimo e um redesenvolvimento sobre o Pacífico ocidental, com as anomalias decaindo próximas à linha de data em ocasião de eventos moderados ou com dissipação mais a leste em casos de eventos fortes; e 4) a emissão de anomalias de ROL para os extratropicais, indicando a capacidade da oscilação de se comportar como uma teleconexão (TSENG; MALONEY; BARNES, 2020).

Durante seu ciclo de vida, a OMJ é caracterizada por dois centros de ações: um formado por convecção profunda que se desloca para leste, conhecido como fase ativa, e outro formado por menor atividade convectiva, denominada fase inativa. Essas fases se conectam através de uma célula de circulação zonal na troposfera que modifica os padrões de ventos em altos e baixos níveis. O acoplamento do vento e da convecção pode ser visto na estrutura vertical da oscilação, que apresenta convergência na baixa troposfera, divergência em altos níveis e movimento vertical na média troposfera, enquanto a mesma desloca-se para leste, com velocidade média de  $\sim 5 \text{ ms}^{-1}$  até aproximadamente a linha de data, depois há um desacoplamento da convecção e a velocidade de propagação passa a ser de  $\sim 30 \text{ ms}^{-1}$  (MADDEN, 1986; NOGUE'S-PAEGLE; LEE; KOUSKY, 1989; RUI; WANG, 1990; ZHANG, 2005).

A propagação mais lenta para leste a diferencia de outros distúrbios que ocorrem na região tropical, como as ondas de Kelvin, que se propagam em uma velocidade maior, com aproximadamente  $15/17 \text{ ms}^{-1}$  (WHEELER; KILADIS, 1999). A OMJ possui oito fases que são definidas pelo posicionamento geográfico da convecção ao longo do seu deslocamento pela região tropical, como mostra a Figura 1 (MADDEN; JULIAN, 1972).

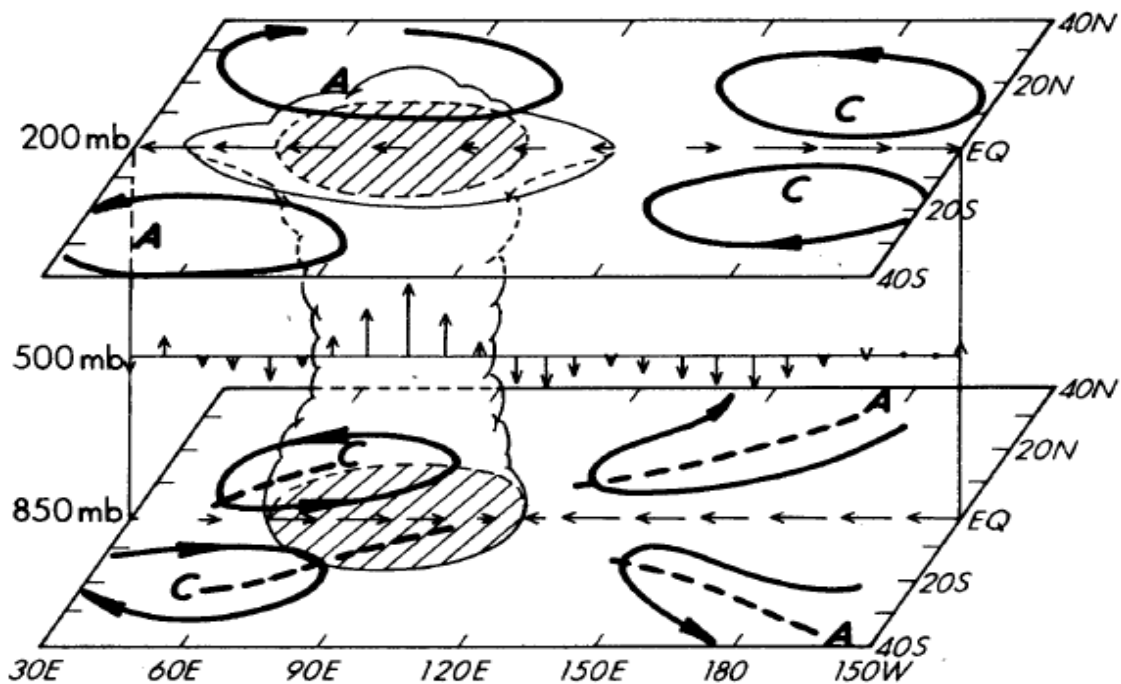
Os modos equatoriais, como as ondas de Kelvin e Rossby, estão relacionados ao surgimento e manutenção dos eventos da OMJ, sendo considerados por alguns trabalhos dinamicamente essenciais para a oscilação (ZHANG, 2005). E a depender da posição da convecção ao longo do seu deslocamento sobre a região, a interação com outras variáveis em escalas de tempos variadas também auxiliará na propagação, manutenção e dissipação dos eventos.

Desde a descoberta da OMJ na década de setenta, diversos estudos foram feitos com o objetivo de entender a lenta propagação para leste e sua interação com outras variáveis e escalas de tempo. Para explicar seu comportamento, alguns desses trabalhos sugeriram que a oscilação poderia ser ondas do tipo Kelvin, que surgiam a partir da atividade convectiva da região, e que ficavam mais lentas devido ao resfriamento durante sua propagação, ou que era excitada por uma fonte de calor pulsante com intervalos de 40 a 50 dias, ou que a fonte sofria um

deslocamento (ANDERSON; STEVENS, 1987; CHANG, 1977; CHAO, 1987; HAYASHI; MIYAHARA, 1987; YAMAGATA, 1987; YAMAGATA; HAYASHI, 1984; WANG, 2005).

Durante seu deslocamento para leste, a anomalia de convecção associada à OMJ está acoplada a dois ciclones e anticiclones em baixos e altos níveis, respectivamente, e, com a propagação, os ciclones em baixos níveis se dissipam, enquanto os anticiclones continuam (Figura 2) (RUI; WANG, 1990).

Figura 2 – Representação esquemática da estrutura característica das ondas de baixa frequência intrasazonais, nas coordenadas de 40° norte – 40° Sul e 30° leste a 150° oeste. As células de circulação destacam anomalias de vento, características associadas às anomalias de convecção em baixos (850mb), médio (500mb) e altos (200mb) níveis. A letra A representa a circulação anticiclônica e a letra C a circulação ciclônica, em altos e baixos níveis.



Fonte: (RUI; WANG, 1990).

Alguns estudos sugerem que as perturbações no campo de vento e pressão em altos níveis podem influenciar os padrões de tempo e clima por diversas regiões do planeta (LAU; CHAN, 1988; SCHUBERT; PARK, 1991). Isso pode ocorrer localmente ou através de teleconexões. Localmente, as mudanças nos padrões atmosféricos podem influenciar, por exemplo, no período de monções na região da Ásia. As monções são caracterizadas pela inversão nos padrões de vento do verão para o inverno, sendo o principal responsável pelos

altos valores pluviométricos no verão (CHEN; KE, 1983; LAWRENCE; WEBSTER, 2002; WANG; DING, 1992).

Na região da Austrália, a OMJ pode influenciar na qualidade dos regimes pluviométricos, afetando a circulação atmosférica, impactando de forma diferente durante as estações do ano e modificando o comportamento de seus sistemas de monções (HENDON; LIEBMAN, 1990; WHEELER *et al.*, 2004). Jones (2000) notou que as anomalias positivas na precipitação da Califórnia podem ser associadas ao posicionamento do centro convectivo próximo à região de 150°E.

Alvarez *et al.* (2016) analisaram a influência da OMJ na precipitação e temperatura do ar na superfície sobre a América do Sul, e perceberam que as anomalias presentes nessas variáveis, durante os eventos, acontecem da combinação entre a resposta divergente da circulação à OMJ, com maiores amplitudes nos trópicos, e as respostas da circulação rotacional à OMJ com maior amplitude na região extratropical.

Os padrões de teleconexão associados à oscilação são importantes para transportar sua influência pelo globo, e diversos estudos abordam esse ponto. Por exemplo, Schubert e Park (1991) analisaram a variabilidade intrasazonal no modo de baixa frequência e identificaram padrões de fluxos anômalos que causam mudanças nos ventos zonais e influenciam na propagação de ondas originadas nas médias latitudes.

Matthews *et al.* (1996), por sua vez, analisaram a propagação das anomalias convectivas intrasazonais para leste e para os polos. Observaram que o aquecimento na região da Indonésia induzia uma resposta do tipo onda de Rossby, com um anticiclone em altos níveis, que resultaria em anomalias na vorticidade potencial relacionada ao jato subtropical, que seria advectado em direção ao equador (MATTHEWS *et al.*, 1996).

Posteriormente, Paegle, Byerle e Mo (2000) analisaram as modulações intrasazonais da precipitação na América do Sul durante o verão austral. Perceberam que há um padrão dipolo da precipitação com centros de ações sobre a região da ZCAS e da planície subtropical, que sofre com a influência de modos de diferentes escalas de tempo que estão relacionados às anomalias da convecção sobre o Pacífico; que, por sua vez, estão associados aos trens de ondas que se propagam a partir da região onde essas anomalias ocorrem.

Souza e Ambrizzi (2006) analisaram a variabilidade da precipitação intrasazonal sobre o Brasil Tropical e perceberam que a OMJ é o principal modulador dessa variabilidade, interagindo com sistemas de escala de tempo diferentes. Isso acontece associado à evolução

intrasazonal nos padrões de vento e da temperatura da superfície do mar (TSM) no oceano Atlântico.

Grimm (2019) observou que os eventos de OMJ influenciam maiores ocorrências de eventos extremos de precipitação e no aumento de 30% nos valores médios diários da precipitação durante a estação de monções da América do Sul. Os resultados mostraram que as anomalias máximas, principalmente a teleconexão trópicos-extratrópicos, através da propagação do trem de ondas que surge no Pacífico, se propaga para leste e atinge a região.

Dessa forma, a OMJ mostra ser um importante fenômeno na escala intrasazonal, que, ao interagir com os sistemas precipitantes de outras regiões por meio de conexões locais ou teleconexões, pode ser responsável por afetar a qualidade das chuvas.

Ao longo dos anos, alguns índices foram definidos para auxiliar o monitoramento operacional e previsão estatística dos efeitos climáticos que estão associados à oscilação. Wheeler e Hendon (2004) desenvolveram um índice com o objetivo de descrever e extrair a variabilidade atmosférica relacionada diretamente com a OMJ. Utilizando a técnica de Funções Ortogonais Empírica (EOF, sigla em inglês), observaram que os dois primeiros pares de EOF descreviam melhor o sinal da OMJ que se propaga para leste (WHEELER; HENDON, 2004). As EOFs foram calculadas para dados diários de vento e ROL, e seus resultados mostraram que as EOF1 e EOF2 explicavam 25% da variância dos campos atmosféricos originais, representando bem a estrutura espacial da OMJ.

Outros índices foram criados utilizando diferentes variáveis, como o índice de Velocidade Potencial da OMJ (sigla em inglês VPM) proposto por Ventrice *et al.* (2013), que substitui a ROL pela componente meridional da velocidade potencial em 200 hPa. Por ser um índice que analisa as componentes dinâmicas da oscilação, ele representa melhor a amplitude das fases da OMJ em todo o globo e amplifica o sinal onde há menos atividade convectiva.

### 3.2 Teleconexões na América do Sul

Teleconexão é o termo utilizado na Meteorologia para designar a ligação do tempo e clima de regiões distantes entre si, sendo que essa conexão acontece principalmente pelo transporte de energia por propagação de ondas (LIU; ALEXANDER, 2007). Tais padrões podem ser identificados a partir de diferentes variáveis meteorológicas, como, por exemplo, temperatura, pressão e vento, entre outras. A ideia de teleconexão é datada desde a época dos

*vikings*, contudo, tais padrões só foram identificados e descritos muitos anos depois (FELDSTEIN; FRANZKE, 2017).

Walker e Bliss (1932), ao fazerem análises de correlação utilizando dados de pressão ao nível médio do mar, observaram e descreveram três padrões atmosféricos no campo de pressão, os quais eles chamaram de Oscilação do Atlântico Norte, Oscilação do Pacífico Norte e Oscilação Sul. Tais padrões mostravam influência sobre a temperatura e precipitação de regiões na América do Norte, Europa e Pacífico tropical. Apesar dos trabalhos publicados nessa época a respeito desses padrões, o termo teleconexão só foi utilizado pela primeira vez em 1935 por Angstrom, que analisou e verificou o papel que a circulação desempenhava nas mudanças das temperaturas no hemisfério norte. Vários outros estudos descreveram os padrões acima mencionados.

Wallace e Gutzler (1981), utilizando dados de altura geopotencial para regiões no hemisfério norte e utilizando técnicas estatísticas, obtiveram o índice de teleconectividade, que se baseia na correlação temporal mais negativa. A partir disso, eles descreveram a ocorrência de cinco padrões de teleconexão para o hemisfério norte, mostrando-se mais ativos durante o período de inverno nesse hemisfério (WALLACE; GUTZLER, 1981).

Mo e White (1985), utilizando a mesma metodologia de análises estatísticas para determinar o campo de teleconectividade proposta por Wallace e Gutzler (1981), analisaram os padrões de teleconexão existentes no hemisfério sul. Partindo dessas análises, foi encontrado um padrão durante o inverno que é configurado por três centros de ação, e durante o verão foram encontradas relações fora de fase entre as regiões continentais subtropicais e as médias latitudes sobre a região oceânica.

Os padrões de teleconexão também são chamados de modos preferenciais de variabilidade de baixa frequência (ou escala de tempo longa). As ondas relacionadas à teleconexão propagam-se lentamente, principalmente pelo seu comprimento de onda. A identificação das teleconexões é feita, principalmente, utilizando técnicas estatísticas.

Contudo, elas não ocorrem apenas da propagação de ondas, mas também das anomalias das circulações atmosféricas. Dois tipos de interações são características das teleconexões: 1) as trópicos-trópicos, que estão principalmente relacionadas às mudanças nas circulações atmosféricas, e 2) as trópicos-extratrópicos, associadas à dispersão de uma onda de Rossby em altos níveis. Ambos os modos são excitados por fontes de calor anômalas na região tropical,



que estão associadas a anomalias positivas de TSM, maior liberação nos fluxos de calor e umidade, o que aumenta a convergência, gerando maior convecção.

As teleconexões que ocorrem entre os trópicos estão associadas às anomalias na circulação das células de Hadley (célula meridional) e Walker (célula zonal). Anomalias de TSM sobre o Oceano Pacífico podem modificar o posicionamento e intensidade dos ramos ascendente e descendente dessas células, o que pode causar déficit de precipitação, dependendo da localização. Essas modificações não ocorrem apenas nas anomalias de TSM do Pacífico. Estudos mostram que anomalias da TSM no Atlântico, em escala interanual e na região do Golfo, podem causar influência na precipitação, vento e pressão ao nível do mar e na TSM na bacia do Oceano Índico, através de modificações da célula de Walker associadas ao gradiente de TSM inter-hemisférico (WANG *et al.*, 2009).

Fontes anômalas de calor também podem perturbar o estado básico em uma atmosfera barotrópica. Quando isso ocorre, surgem ondas dispersivas para que a atmosfera retorne ao estado básico, essas ondas podem se propagar no fluxo médio de oeste, sendo guiadas pela corrente de jato em altos níveis e modificando padrões sobre o sudeste da América do Sul. A magnitude dessa influência vai depender da estação (MULLÈR; AMBRIZZI, 2007; REBOITA *et al.*, 2019).

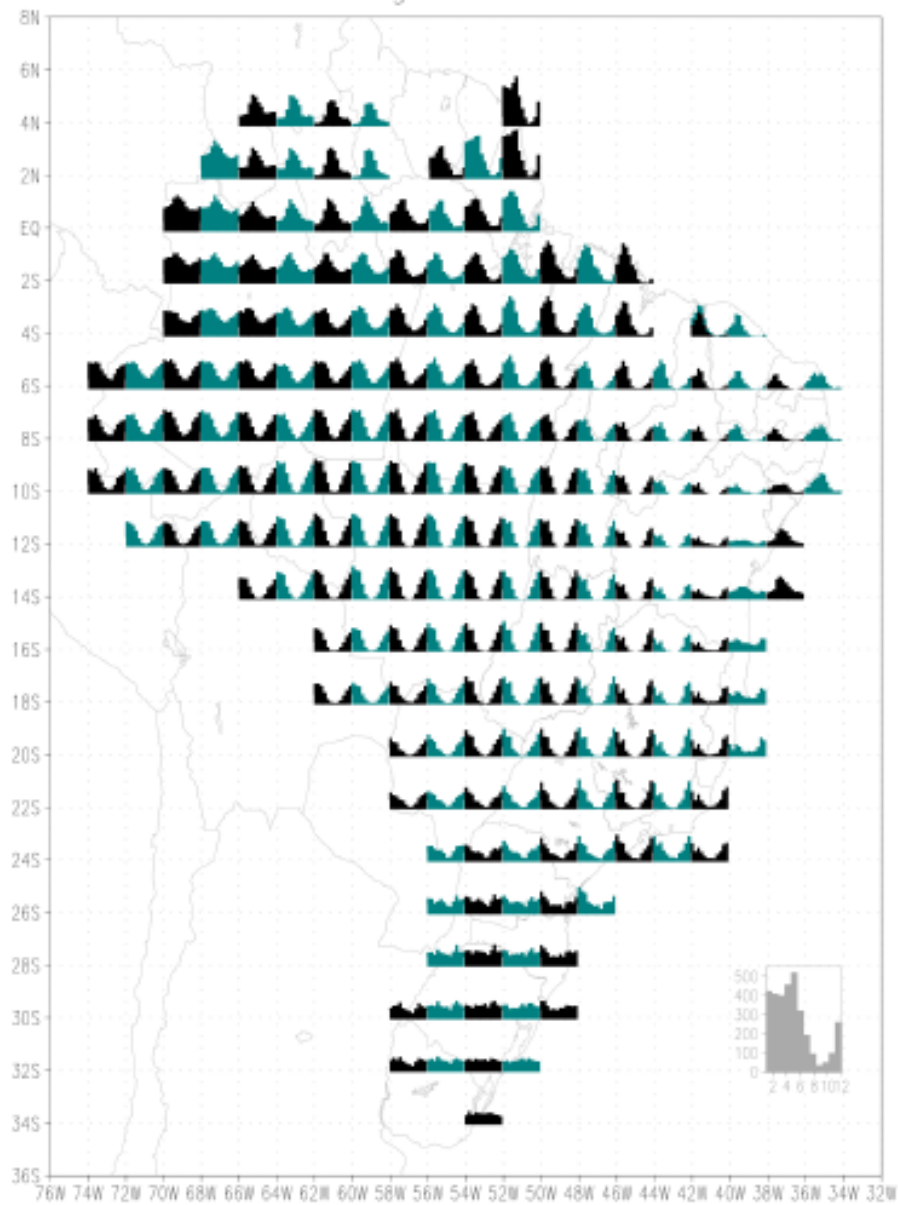
### 3.3 Precipitação na América do Sul

A América do Sul possui grande extensão territorial que se engloba desde a região equatorial até altas latitudes, com diferentes tipos de relevos e vegetação, que variam desde a maior floresta tropical do planeta até regiões desérticas, e é cercada pelos oceanos Atlântico e Pacífico. A combinação desses fatores favorece a heterogeneidade da precipitação sobre o continente Sul-americano, sendo caracterizado por uma alta variabilidade temporal e espacial da precipitação, com os máximos concentrando-se sobre a região noroeste (>2450 mm/ano) e mínimos sobre a costa do Chile e o sul da Argentina (>350 mm/ano) (REBOITA *et al.*, 2010; REBOITA *et al.*, 2012).

Com base na climatologia disponível no Atlas Sul-americano utilizando dados desde a década de 60 e através de análises visuais do comportamento dos totais pluviométricos, Reboita *et al.* (2010) classificaram a precipitação em oito regimes pluviométricos. Tibulo (2020), utilizando um conjunto de dados mais recentes, de 1980 a 2015 (XAVIER; KING; SCANLON, 2015), calculou a climatologia da precipitação para o Brasil e gerou uma figura semelhante à

utilizada por Reboita *et al.* (2010), que pode ser visualizada na Figura 3. A variabilidade temporal e espacial ocorre, principalmente, devido aos diferentes tipos de sistemas atmosféricos que atuam na região e influenciam na precipitação em escalas de tempos variadas.

Figura 3 - Climatologia da precipitação, em pontos de grade, sobre o Brasil para o período de 1980 a 2015.



Fonte: (TIBULO, 2020).

Grandes acumulados pluviométricos podem ser vistos no norte do continente com os valores mais altos concentrando-se a noroeste dessa região, apresentando um período chuvoso quase o ano todo, com uma leve redução durante o verão. Grande parte da região norte e nordeste, mais ao litoral, possui seu período chuvoso concentrado nos meses de janeiro a maio. Uma parcela significativa desses valores é atribuída à atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

A ZCIT é um dos principais sistemas precipitantes da região equatorial, caracterizada por uma banda de nebulosidade que se forma da confluência dos ventos alísios na região, e caracterizada por acentuada instabilidade atmosférica que favorece o surgimento de nuvens convectivas com grande desenvolvimento vertical (VAREJÃO-SILVA, 2005). O deslocamento da ZCIT é associado à variabilidade das Altas Subtropicais que causam anomalias de TSM (HASTENRATH E HELLER, 1977), com sua posição mais ao norte ( $\sim 14^{\circ}\text{N}$ ), ocorrendo de agosto-setembro, e mais ao sul ( $\sim 5^{\circ}\text{S}$ ), ocorrendo de março a abril (MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009).

O Norte e Nordeste brasileiro sofrem a influência dos sistemas de linhas de instabilidade costeira. As linhas de instabilidade são sistemas convectivos que desempenham um importante papel nos totais pluviométricos dessas regiões, e podem ser associadas com o ciclo diurno da atividade convectiva, sendo observadas em imagens de satélites por volta de 21h da noite (COHEN; DIAS; NOBRE, 1989; KOUSKY, 1980).

A região litorânea do Nordeste pode sofrer, ainda, com a influência das ondas de leste, que causam distúrbios no campo de vento em baixa e média troposfera e surgem de instabilidades baroclínicas e barotrópicas do jato africano de leste (MACHADO *et al.*, 2009). Além desses, há a atuação dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs), que são centros de baixa pressão em altos níveis que se desprendem do escoamento atmosférico e são caracterizados por núcleo frios com movimento descendente no meio e ascendente nas bordas associadas à nebulosidade, principalmente no lado norte em direção do seu escoamento (FERREIRA; RAMIREZ; GAN, 2009). A região sofre influência também de sistemas frontais que ao adentrar o continente pode ser responsáveis por aumentar o total pluviométricos da região.

Os sistemas frontais também são importantes para os totais pluviométricos das regiões Sul e Sudeste durante todo o ano. No inverno, as frentes podem ser associadas a massas de ar polar que podem causar friagens e geadas (CAVALCANTI E KOUSKY, 2003; CAVALCANTI; KOUSKY, 2009; KOUSKY, 1979; QUADRO *et al.*, 1996).

A ZCAS é um sistema caracterizado por uma banda de nebulosidade com orientação noroeste-sudeste que estendesse desde o sudeste da Amazonia até o Sudeste do Brasil (CARVALHO; JONES, 2009), e é responsável pelos índices pluviométricos de parte do Centro-Oeste e toda região Sudeste do país durante o verão austral, de dezembro a fevereiro. Uma das características da ZCAS é a de interagir com sistemas de diferentes escalas de tempo, desde a escala sinótica até a escala intrasazonal. Estudos mostraram picos na escala de 2-30 dias associadas a distúrbios ondulatórios que se originam no Pacífico. As interações da ZCAS com as anomalias atmosféricas associadas à OMJ são mais evidentes no verão austral para América do Sul, devido à movimentação dos jatos subtropical e polar (MO; PAEGLE, 2004).

A ZCAS pode ter sua persistência e intensidade moduladas pela propagação da OMJ (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004). Estudos mostram que há um acréscimo nas chuvas na região tropical oriental do Brasil durante a fase de convecção ativa, sobre o Pacífico central, relacionado à OMJ. A oscilação intrasazonal nos trópicos é responsável por atribuir, às vezes, um padrão dipolo na convecção, onde há um aumento da atividade convectiva e da precipitação, sobre Sudeste, uma diminuição da precipitação devido ao ramo subsidente na região sul (MO; PAEGLE, 2004). Alguns autores relacionam a ocorrência de eventos extremos de precipitação no verão austral sobre a região Sudeste à influência da oscilação intrasazonal tropical (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004; MO, 1999).

Os trens de ondas associados à OMJ são transportados pelos jatos subtropicais e polares e estão relacionados aos padrões de teleconexões conhecidos como *Pacific-North America* ou *Pacific-South America* (PNA e PSA, respectivamente) (MO; PAEGLE, 2001; WALLACE; GUTZLER, 1981). Os trens de ondas se estendem dos trópicos para as médias latitudes e desviam para norte na América do Sul, sendo associados à influência da oscilação intrasazonal tropical na região (MO; PAEGLE, 2001, 2004).

A OMJ e os modos submensais podem afetar o tempo e influenciar a precipitação sobre as Américas do Norte e do Sul, tendo significativa influência sobre a precipitação relacionada à ZCAS e atuando principalmente no verão austral. Essas anomalias de precipitação dependem da localização da convecção associada à OMJ nos oceanos Indo-Pacífico. A convecção vai perturbar a atmosfera, excitando os trens de ondas que se estendem para ambas as Américas (WEICKMANN; LUSSKY; KUTZBACH, 1983).

Além da variabilidade intrasazonal, a América do Sul sofre influência das variações interanuais da TSM no Oceano Pacífico, sendo esse sistema conhecido como El Niño Oscilação Sul (ENOS). O ENOS é um fenômeno que surge sobre o Oceano Pacífico e ocorre acoplado

com a atmosfera, e sua dinâmica influencia o tempo e o clima de diversas regiões do globo. Sua componente oceânica está associada ao aquecimento e/ou resfriamento das águas no Pacífico equatorial e sua componente atmosférica está relacionada à “gangorra” no campo de pressão entre o Taiti no Pacífico central e Darwin no norte da Austrália, isso causa anomalias na célula de Walker acarretando modificações na precipitação da região em diversos lugares.

O fenômeno possui duas fases: a quente (El Niño), caracterizada por anomalias positivas da TSM no Pacífico, o que causa anomalias negativas de precipitação sobre o Norte e Nordeste e positivas sobre a região Sul; e na sua fase fria (La Niña), onde o padrão inverso é observado sobre a América do Sul (GLANTZ, 1996; MINUZZI *et al.*, 2006; PHILANDER, 1991; PRELA; GARCIA; PEREIRA, 2006; SILVA; SILVA, 2012).

A precipitação da América do Sul sofre com a influência do deslocamento e intensidade dos anticiclones semipermanentes que estão localizado sobre o oceano. O ciclo sazonal dos anticiclones é influenciado pela variação da TSM durante o ano, tendo maior intensidade durante o inverno austral, mas é mais bem definido durante o verão (RODWELL; HOSKINS, 2001; SEAGER *et al.*, 2003). Seu deslocamento pode ser associado à passagem de frentes frias na costa do continente (ITO, 1999), podendo inibir a convecção associada à mesma (REBOITA *et al.*, 2010, 2019; SUN; COOK; VIZY, 2017).

No inverno, com a expansão do anticiclone mais para oeste, a subsidência relacionada a ele dificulta a atividade convectiva, o que ocasionará a diminuição do índice pluviométrico durante a sua influência. Durante o verão, o oposto é notado, seu enfraquecimento e afastamento da costa continental, a circulação relacionada ao sistema proporcionará maior transporte de umidade para o continente, favorecendo a precipitação (REBOITA *et al.*, 2010, 2019; SILVA; REBOITA; ROCHA, 2014; VIANELLO; MAIA, 1986). A variação dos anticiclones influencia também no deslocamento da ZCIT, influenciando, assim, as regiões em que o sistema atua (HANSTERHAL; HELLER, 1991).

Os processos que ocorrem sobre os oceanos são importantes para o tempo e clima de todo o globo. Pequenas variações da TSM são capazes de causar significativas mudanças no tempo e clima. Sendo assim, o oceano é parte importante da variação da precipitação sobre o continente. Modificações na temperatura da superfície do mar podem ocasionar anomalias no conteúdo de umidade, no campo de vento e na circulação atmosférica sobre regiões continentais e adjacentes, sendo que essas modificações podem influenciar na quantidade de evaporação e modificar os padrões de precipitação em determinadas épocas do ano. Os *feedbacks* que

ocorrem entre os padrões de vento, por vezes, podem estar associados às mudanças de intensificações das altas subtropicais e a mudanças da TSM (VAN DER ENT *et al.*, 2013).

#### 3.4 O oceano e a variabilidade Intrasazonal.

O oceano cobre aproximadamente 70% da superfície do planeta, e é um dos principais responsáveis pelo equilíbrio térmico do sistema terrestre. Isso ocorre por meio, principalmente, das correntes oceânicas que transportam calor da região equatorial para as regiões polares que surgem devido à diferença de aquecimento entre essas regiões, causado pelo déficit de absorção de radiação solar, auxiliando, assim, na manutenção da temperatura do planeta (ver LIU; ALEXANDER, 2007).

O oceano desempenha um importante papel na manutenção do sistema climático, e as trocas que ocorrem na sua parte superior e na interação com a atmosfera influenciam no tempo e clima de diversas regiões no globo em diferentes escalas de tempo (BIGG; JICKELLS; OSBORN, 2003), desde a pequena escala, como, por exemplo, os sistemas de brisas, até escalas de tempo maiores, como a variabilidade interdecenal.

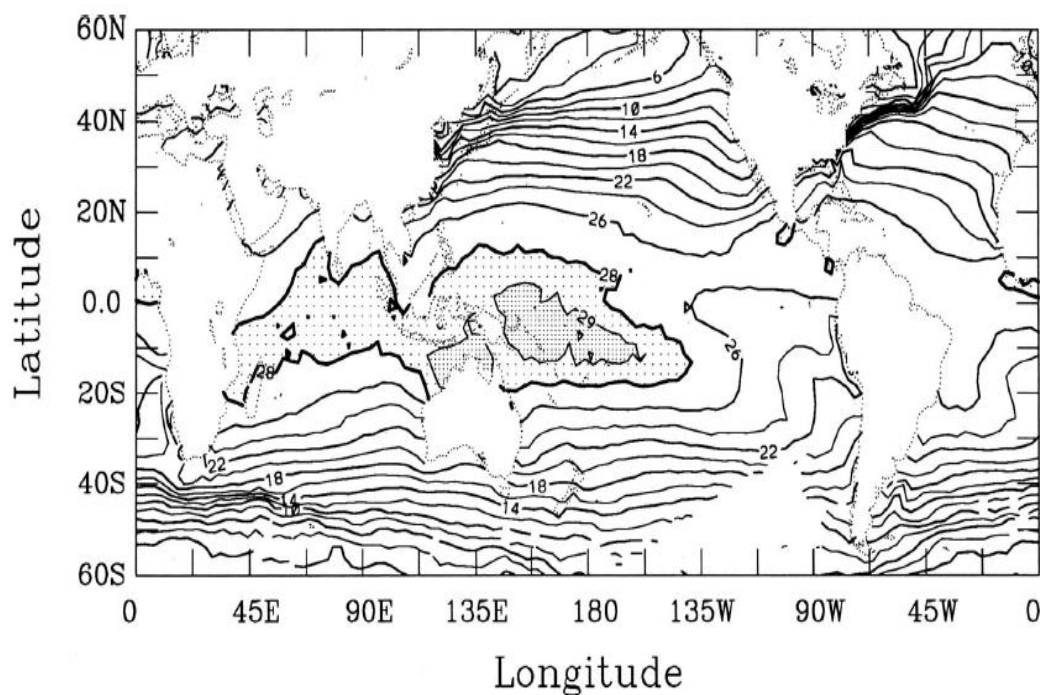
Variáveis atmosféricas, como vento e precipitação, influenciam a superfície oceânica, podendo modificar os padrões de trocas de calor e umidade entre a camada superior e a atmosfera. Essas modificações e interações vão influenciar as modulações dos padrões observados na TSM (MATHIS *et al.*, 2016). A variabilidade do oceano tem nessas variáveis seus principais sistemas de controles, sendo que pequenas variações, como, por exemplo, na TSM, podem causar enormes variações no fluxo de calor na interface oceano-atmosfera (PEZZI *et al.*, 2016). Esses fluxos geram como respostas processos de retroalimentação entre a superfície oceânica e a atmosfera adjacente, que podem ser sentidas em regiões locais ou remotas (CHEN *et al.*, 2018; ZHANG; PERRIE, 2000).

Os processos físicos e dinâmicos que ocorrem no oceano, principalmente os processos decorrentes da interação com a atmosfera, vêm sendo o foco de diversos estudos. Dentro desse contexto, o oceano tropical ganha uma atenção a mais pela gama de processos dinâmicos associados às ondas equatoriais, e termodinâmicos associados aos sistemas de convecção que são capazes de causar anomalias nos padrões das circulações atmosféricas, resultando em interações importantes entre o oceano e atmosfera (ENFIELD, 1987; ZHANG, 1995).

Tendo em vista a importância dos processos que ocorrem no oceano tropical para o tempo e clima ao redor do globo, inúmeros projetos de pesquisas foram feitos desde a década de 80, como, por exemplo, o programa *Tropical Ocean-Global Atmosphere* (TOGA) que tinha

como principal objetivo a previsão da variabilidade do sistema oceano-atmosfera em escala de tempo de meses e anos. Entretanto, um dos principais empecilhos para obtenção desses resultados era o de entender os processos físicos que mantêm e causam perturbações na região de águas quentes no oceano, sendo essas regiões conhecidas como “piscinas quentes”, com a maior delas se localizando no Oceano Pacífico Ocidental e Índico (Figura 4).

Figura 4 - A distribuição de TSM (°C) média de longo prazo (1959-1989) no inverno boreal (dezembro-fevereiro). As regiões claras e fortemente sombreadas denotam temperaturas superiores a 28° C e 29° C, respectivamente. Áreas em branco no hemisfério sul indicam dados insuficientes. Dados do COADS.



Fonte: (WEBSTER; LUKAS, 1992.)

Essa área de água aquecida no Pacífico equatorial é conhecida por apresentar convecção profunda, índice pluviométrico alto, ventos fracos e liberação de calor latente que podem afetar a circulação geral da atmosfera. Devido ao interesse de compreender melhor essa região do globo, foi elaborado o projeto TOGA *Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment* (COARE) para a observação e modelagem dos processos físicos básicos que ocorrem sobre essa região de água quente do Oceano Indo-Pacífico e o papel que eles desempenham no estado médio e na variabilidade climática (WEBSTER; LUKAS, 1992).

As interações oceano-atmosfera decorrentes dos *feedbacks* que ocorrem sobre a região da piscina de água quente no Pacífico são importantes para fenômenos atmosféricos que

ocorrem na região em diferentes escalas de tempo (CHEN; QIN, 2016; VIALARD, 2009). Em oceano aberto, o aumento de evaporação, de umidade e do atrito são alguns dos mecanismos responsáveis pela variação do vento em escala intrasazonal. Muitas dessas forçantes estão relacionadas à piscina quente, onde a termoclina apresenta maior profundidade do que a camada de mistura. Esse aprofundamento ocorre devido à densidade das camadas superiores do oceano serem mais facilmente moduladas pelo vento, maior fluxo de calor e umidade, podendo ocasionar *feedbacks* e efeitos não lineares (KESSLER, 2004).

Um ponto importante é a diminuição da salinidade próxima à superfície, devido ao balanço da precipitação e evaporação, determinando a estabilidade vertical na “piscina”, gerando uma divisão na termoclina, e desacoplando-a das forçantes da superfície. Essa divisão forma uma camada chamada de haloclina, que é uma região de alto gradiente de salinidade vertical, e abaixo desta forma-se a “camada de barreira”, responsável por ajudar a reter os fluxos de calor, *momentum* e mistura dentro dela, aumentando, assim, a variabilidade da TSM decorrente das variáveis de superfície. Dessa forma, os fluxos de superfície tornam-se importantes na variação dos padrões de TSM (DEMOTT; KLINGAMAN; WOOLNOUGH, 2015; KESSLER, 2004). Alguns autores sugerem que a máxima variabilidade da TSM na escala intrasazonal ocorre em regiões onde a camada de mistura rasa apresenta uma profundidade média (DUVEL; VIALARD, 2007; VIALARD *et al.*, 2012).

O oceano Pacífico apresenta uma estratificação acentuada que fornece uma estrutura vertical zonal que muda rapidamente diante das mudanças dos padrões de ventos na região, favorecendo os gradientes de pressão zonal e resultando no surgimento dos modos equatoriais (DEMOTT; KLINGAMAN; WOOLNOUGH, 2015). Os modos, principalmente as ondas de Kelvin e Rossby, ajudam na propagação dos sinais do Oceano Indo-Pacífico equatorial ocidental para outras bacias através das teleconexões (SCHOUTEN *et al.*, 2002). Os processos que ocorrem sobre o oceano, principalmente sobre o Pacífico e o Índico, são importantes para o surgimento, manutenção e propagação da OMJ (INNESS; SLINGO 2003; MALONEY; SOBEL 2004; WALISER; LAU; KIM, 1999; ZHANG *et al.*, 2005).

A variabilidade intrasazonal que ocorre no acoplamento oceano-atmosfera não se limita apenas ao Pacífico equatorial ocidental, mas espalha-se pelo globo através de padrões ondulatórios (ENFIELD, 1987). Alguns trabalhos (WANG, YANO E LIN, 2019; CUNNINGHAME CAVALCANTI, 2006; PAEGLE, BYERLE E MO, 2000) têm mostrado o papel dos trens de ondas que viajam desde a bacia do Pacífico Ocidental, atravessam o Pacífico



Sul, chegam à América do Sul pelos extratropicais e influenciam os sistemas precipitantes da região, como mencionado anteriormente, causando anomalias na TSM no Atlântico Sul. Essas anomalias podem ser associadas à intensidade e persistência dos eventos de ZCAS (RODRIGUES, TASCETTO, SEN, FOLTZ, 2019) no verão austral (TIRABASSI; MASOLLER; BARREIRO, 2015) no sudeste da América do Sul (BARROS; GONZALEZ; LIEBMANN, 2000).

Os processos que ocorrem no Atlântico Sul são um ponto-chave nas anomalias da precipitação sobre a América do Sul. Essa bacia tem sua variabilidade, em grande parte, relacionada às variações meridionais que se estendem desde os trópicos até as regiões subtropicais (NOBRE; SHUKLA, 1996). Contudo, alguns autores sugerem que as interações que ocorrem na bacia do Atlântico Sul são pequenas para manterem-se sozinhas, precisando, assim, de forçamentos externos vindos de regiões do Pacífico e Atlântico Norte para manterem-se (FOLTZ; MACPHADEN, 2004).

Sterl e Hazeleger (2006) utilizaram dados de reanálise para verificar os mecanismos envolvidos no forçamento e amortecimento da variabilidade da TSM e observaram que o principal modo de variabilidade nessa bacia pode ser associado a um padrão de TSM, que possui um forte gradiente meridional e anomalias no centro de pressão ao nível do mar. Eles acreditam que a variabilidade acoplada no oceano Atlântico Sul se origina em parte da relação entre essas variáveis e o calor latente, de forma que elas sejam independentes daquelas que ocorrem em outros lugares, apesar da pequena relação que exista com o ENOS (STERL; HAZELEGER, 2006).

Todavia, o que se sabe é que o Atlântico Sul desempenha um papel importante no clima da América do Sul durante todo o ano (CAMPOS *et al.*, 2001), principalmente através das variações da TSM (HASTENRATH; HELLER, 1977). Alguns autores relacionam que a convecção acima da média na região subtropical da América do Sul está associada com anomalias positivas de TSM no Oceano Atlântico Sudoeste (BARROS; GONZALEZ; LIEBMANN, 2000; DIAZ; STUDZINSKI; MECHOSO, 1998; DOYLE; BARROS, 2002).

O Atlântico Sul possui uma das regiões mais energéticas do oceano (CHELTON *et al.*, 1990) devido à confluência das correntes das Malvinas, que é composta de água frias e menos salinas, e a corrente do Brasil, formada por águas quentes e mais salinas. Isso ocasiona um enorme contraste térmico na região, gerando intensos gradientes de *momentum*, calor e de fluxos verticais. A variação dos fluxos vai influenciar as estruturas dinâmicas e termodinâmicas do oceano e da atmosfera por meio de *feedbacks* (PEZZI; SOUZA, 2009). Os processos

decorrentes no Oceano Atlântico Sul são fatores importantes na determinação da qualidade do regime pluviométrico da AS.

## **4. METODOLOGIA**

### 4.1 Dados

Foram utilizados dados obtidos do Ocean ReAnalysis System 4 (ORAS4) do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), para temperatura potencial (°C), para o período de janeiro de 1980 a dezembro de 2015, totalizando 36 anos, para 42 níveis verticais com a separação entre os níveis variando de 10 m a 300 m. Os dados do ORAS4 possuem uma resolução espacial de 1° x 1° e resolução temporal mensal (BALMASEDA; TRENBERTH; KÄLLÉN, 2013). Para a análise da precipitação, foram utilizados dados diários de precipitação para o Brasil com resolução espacial de 0,25° X 0,25°, para o período de 1980 a 2015 (36 anos) (XAVIER; KING; SCANLON, 2015).

### 4.2 Metodologia

Foram definidas 12 sub-regiões de interesse: quatro sobre o Oceano Pacífico, 4 sobre o Atlântico Sul (Figura 6) e quatro sobre a América do Sul (Figura 5). A divisão sobre o continente segue como base os regimes pluviométricos identificados em Reboita *et al.* (2010). As regiões sobre o oceano, utilizadas aqui, foram escolhidas com a finalidade de analisar as regiões pelas quais o sinal da variabilidade intrasazonal se propaga.

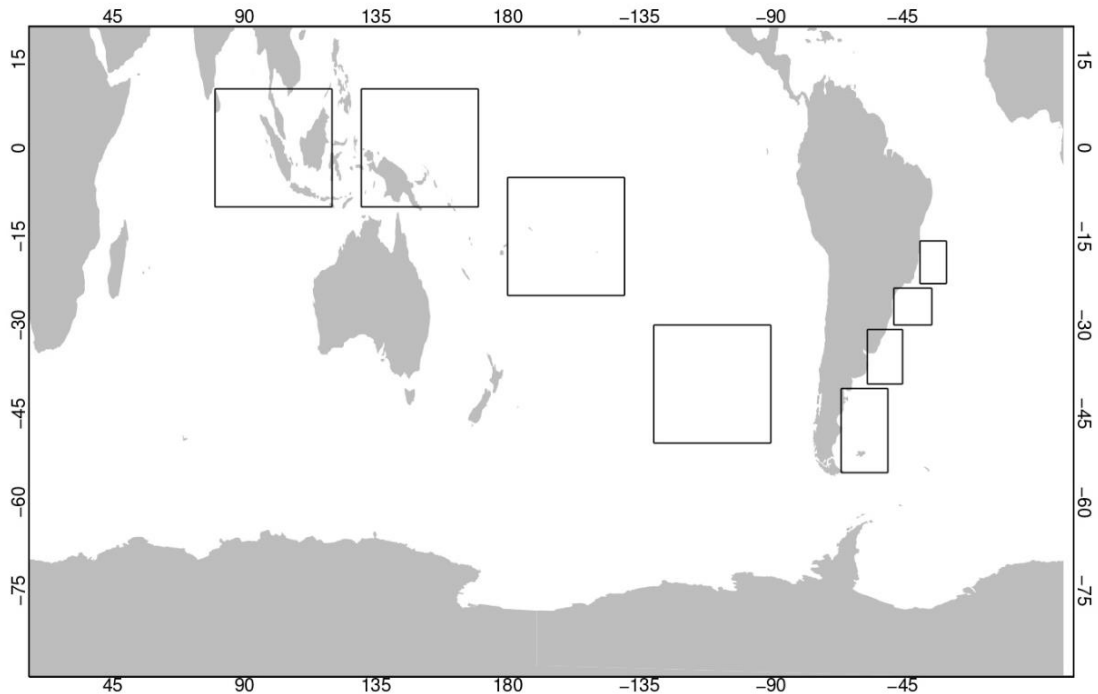
Para a precipitação, foi calculada a média para cada área, gerando uma série temporal. A partir dessa série, foram calculadas as pântadas, que é a soma de cinco dias dos totais diários de precipitação. Elas foram calculadas considerando o primeiro dia de cada ano, dessa forma, a primeira inclui dados de 1-5 de janeiro, assim até o último dia do ano, com cada ano possuindo 73 pântadas, totalizando 2.628 para o período de estudo (1980 a 2015). Subsequentemente, foram calculadas pântadas climatológicas, sendo a soma de todas as primeiras pântadas, segunda e assim sucessivamente, até se obter 73 pântadas; a partir das pântadas e da climatologia foram obtidas as anomalias totais.

Figura 5 - Sub-regiões sobre a América do Sul, RP1: 1°N – 10°S e 42°W – 55°W; RP2: 2°S – 20°S e 35°W – 42°W; RP3: 10°S – 25°S e 42°W – 55°W; RP4: 35°S – 25°S e 59°W – 49°W.



Fonte: Autora.

Figura 6 - Sub-regiões sobre o oceano Pacífico e Atlântico Sul. R1: 10°N – 10°S e 80°E – 120°E; R2: 10°N – 10°S e 130°E – 170°E; R3: 5°S – 25°S e 180°E – 140°W; R4: 30°S – 50°S e 130°W – 90°W; R5: 40°S – 50°S e 66°W – 50°W; R6: 30°S – 40°S e 45°W – 57°W; R7: 30°S – 23°S e 35°W – 48°W; R8: 23°S – 15°S e 39°W – 30°W.



Fonte: Autora.

As anomalias intrasazonais para a precipitação foram obtidas filtrando as séries das pântadas utilizando um filtro passa-banda para o intervalo de 20-120 dias e aplicando a transformada rápida de Fourier (FFT) para auxiliar na separação das escalas temporais. As escalas de interesses são identificadas atribuindo pesos a elas; as frequências que serão analisadas recebem peso maior e, dessa forma, as demais frequências são removidas. Primeiro é retirada a tendência linear da série temporal, resultando em uma nova série, onde é aplicada a FFT que transforma de domínio de tempo para domínio de frequência. Depois são utilizadas as frequências de corte determinadas, nesse caso de 20 e 120 dias. Utilizando a FFT inversa, é transformado para domínio de tempo novamente (LIMA, 2012; ELMAGHRABY; KHADRA; EISSA, 2016).

A partir dos dados de precipitação filtrados, foram calculados os percentis, que, na estatística descritiva, são medidas utilizadas para descrever conjuntos de dados, por exemplo, de uma série de dados, a partir da definição da mediana, que é o valor central de um eixo de frequência de uma curva de distribuição, e dos percentis é possível dividir os conjuntos de dados em tamanhos menores de partes iguais. O percentil pode ser definido como o P-ésimo valor de

uma amostra com tamanho  $n$ , é um número tal que aproximadamente  $P$  por cento ( $p\%$ ) dos valores dessa amostra são iguais ou menor que ele, e foram utilizados para verificar a ocorrência de eventos extremos nas anomalias filtradas.

A partir dos dados oceânicos, foram separadas as séries temporais de dados mensais de temperatura potencial para cada região oceânica definida inicialmente (Figura 5). A partir dessa série, foram calculados os gradientes verticais de temperatura para todo o período. Gráficos *boxplot* foram realizados para verificar os níveis com maiores variações e amplitudes da temperatura potencial. O *boxplot* é uma ferramenta gráfica que apresenta cinco informações: valor mínimo, quartil inferior, mediana, quartil superior e valor máximo. Dessa maneira, a distribuição dos dados é melhor representada.

Serão feitas análises de funções ortogonais empíricas (EOF) para a obtenção de um índice que auxiliará na previsão de eventos de ZCAS a partir da variabilidade da temperatura potencial na região da termoclina. A EOF é uma técnica estatística multivariada muito utilizada na meteorologia (PARK-SCHUBERT, 1993; PAEGLE, 2000 SOUZA E AMBRIZZI, 2006). Baseia-se em solucionar problemas de autovalores da matriz de covariância do campo de anomalia de uma variável distribuída no tempo e espaço. É utilizado para obter os principais padrões espaciais da variabilidade, a variação dela no tempo e quantificar a importância desses padrões (MEQUE, 2005).

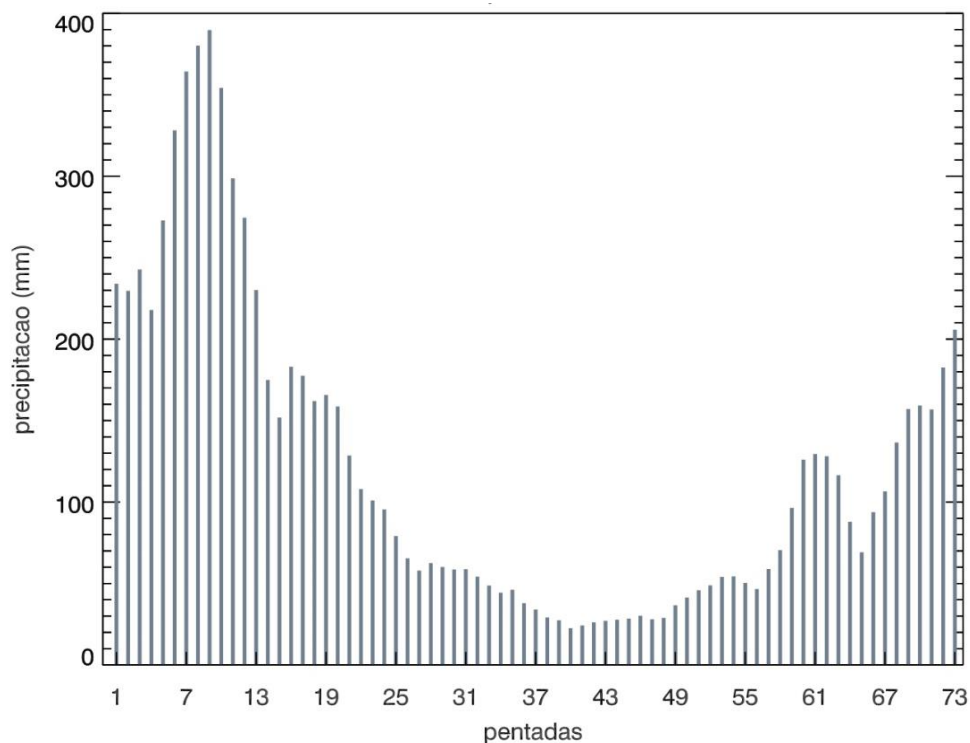
## 5. RESULTADOS

### 5.1 VARIABILIDADE INTRASAZONAL DA PRECIPITAÇÃO

O regime pluviométrico da América do Sul apresenta grande variabilidade espacial devido à influência de diversos fatores, como: orografia, topografia e a interação com diversos sistemas atmosféricos em diferentes escalas de tempo. Serão apresentados a seguir os resultados da climatologia das pântadas da precipitação para o período de 1980 a 2015, para cada região de estudo sobre o continente, e serão feitas para identificar as regiões que possuem maior variabilidade intrasazonal, e a região que melhor se destaca será utilizada posteriormente para as análises feitas em associação com os resultados obtidos do oceano.

A Figura 7 apresenta a distribuição da precipitação para a região RP1, região que engloba em sua maioria o litoral da região Norte, sobre o continente. Seu comportamento é similar ao descrito na literatura, com chuvas concentradas durante os meses de verão, de dezembro a maio, e período com volumes pluviométricos baixos de junho a novembro.

Figura 7 – Pêntadas climatológicas para a precipitação para a região RP1 (1°N – 10°S e 42°W – 55°W) sobre o continente para o período de 1980 a 2015.



Fonte: Autora.

Os resultados mostram uma maior concentração pluviométrica nas vinte primeiras pântadas, ao consideramos que a primeira pântada equivale ao total pluviométrico dos cinco primeiros dias de cada ano e assim sucessivamente. Desse modo, os maiores valores pluviométricos dessa região estão associados aos meses de janeiro a abril, o que engloba o período conhecido como inverno amazônico, chamado assim devido aos altos índices pluviométricos registrados nesse período, com valores variando entre 100 a 400 mm por pântada.

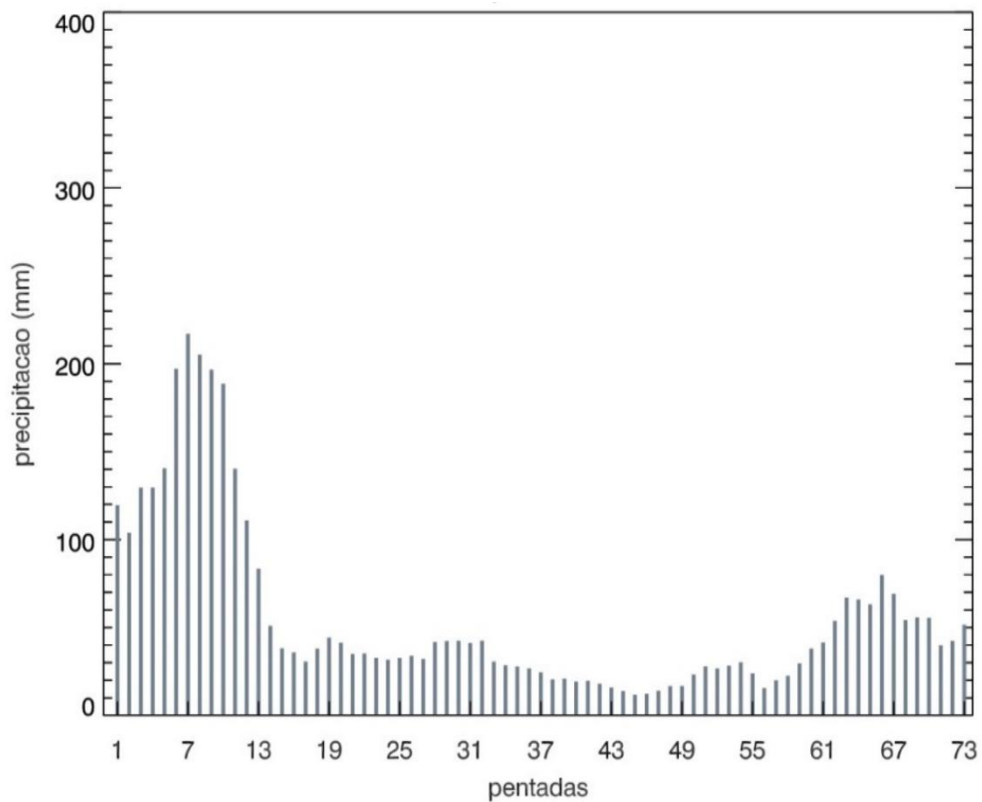
Por ser uma região próxima ao equador, a RP1 apresenta um comportamento que demonstra uma boa representação do regime pluviométrico para a região. A concentração da precipitação nos meses de verão coincide com o deslocamento para sul da ZCIT, estando mais ao sul durante o período de janeiro a março, sendo o principal sistema gerador de chuva na região durante a estação chuvosa. O período menos chuvoso pode ser associado a alta atividade convectiva da região e alta umidade causando pancadas de chuva durante o período, não permitindo que o período seja totalmente seco. E concentrando-se principalmente nas pântadas 25 e 67, que equivalem aos meses de maio a novembro.

A região RP2 (Fig. 8) representa o a região Nordeste, tanto o litoral quanto a caatinga. Apesar da região litorânea sofrer influência de sistemas meteorológicos que proporcionam, ao longo do ano, uma estação chuvosa úmida, e que são causados, principalmente, pela ZCIT, linhas de instabilidade e frentes, entre outros. É importante frisar que a média considerou a região da caatinga, localizada no interior da região, que apresenta baixos valores pluviométricos durante o ano, registrando períodos secos.

Essas características são observadas no gráfico da figura 8, onde os valores pluviométricos das pântadas variam entre 2 e 200 mm, com os maiores valores pluviométrico ocorrendo nos meses de janeiro a abril, das pântadas 1 a 13, coincidindo com a ocorrência do período chuvoso da região, que como mencionado anteriormente, está relacionado ao deslocamento para sul da ZCIT, principalmente.

Durante o ano, a região Nordeste sofre com a influência de outros sistemas que podem serem responsáveis pelo acumulado nas demais pântadas, como a vórtices ciclones de alto níveis. E explicaria os acumulados das demais pântadas.

Figura 8 – Pêntadas climatológicas para a precipitação para a região RP2 2°S – 20°S e 35°W – 42°W sobre o continente para o período de 1980 a 2015.



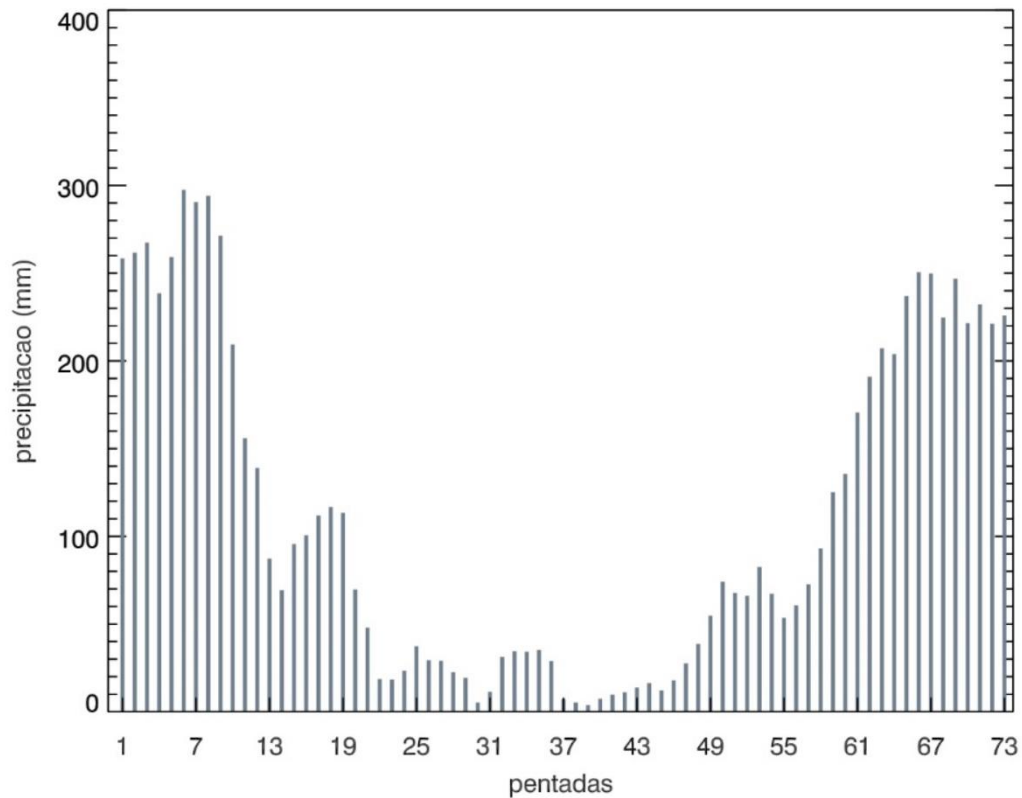
Fonte: Autora.

A região RP3 (Fig. 9) abrange a região Sudeste e parte do Centro-Oeste. Os valores pluviométricos concentram-se, principalmente, nas primeiras e últimas pentadas, que estão centradas durante a estação de verão, estendendo-se desde outubro até março. O período chuvoso na região Sudeste e Centro-Oeste ocorre durante os meses de verão, de dezembro a março, esse período apresenta uma maior atividade convectiva e de atuação da ZCAS, que é um dos principais responsável pelos altos valores pluviométricos durante a estação.

Durante os meses de abril a setembro, nas estações de outono e inverno, a região apresenta valores baixos de precipitação, que variam entre 20-90 mm, aproximadamente. Contudo, esses valores são maiores do que os das outras regiões analisadas anteriormente, dessa forma, a RP3 é a mais úmida durante o período menos chuvoso do que a RP1 e RP2.



Figura 9 – Pêntadas climatológica para a precipitação para a região RP3: 10°S – 25°S e 42°W – 55°W sobre o continente para o período de 1980 a 2015.

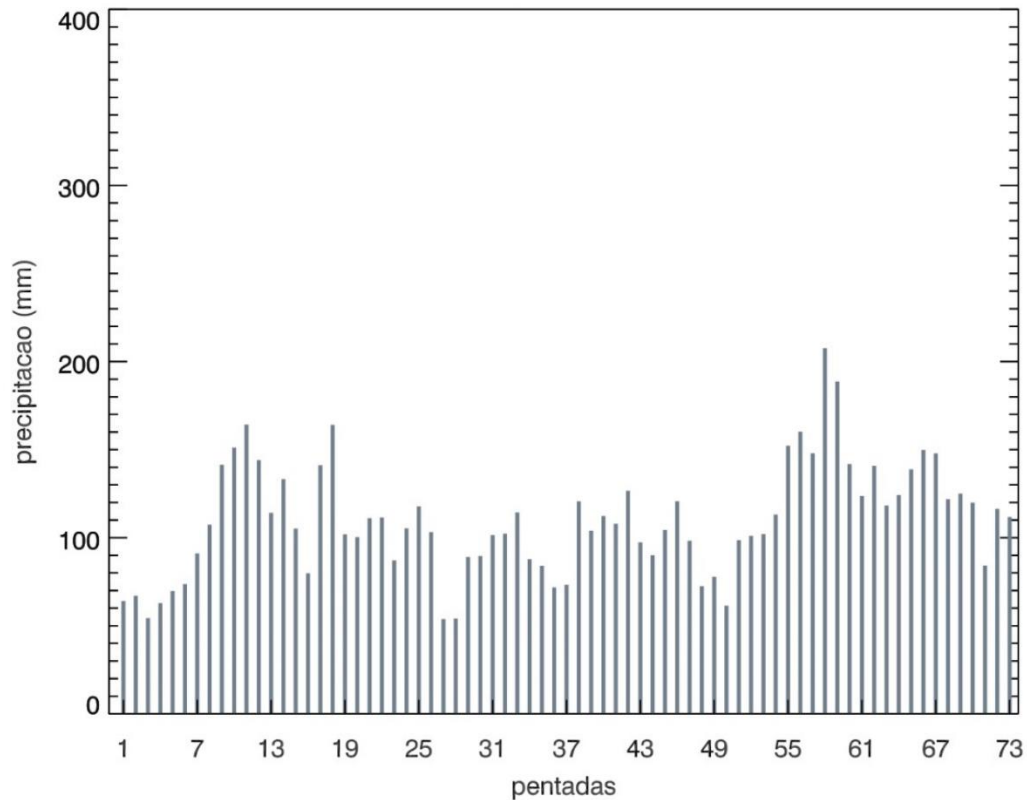


Fonte: Autora.

Diferente das demais regiões, a RP4 (Fig. 10), que abrange a região Sul do Brasil, não mostra a ocorrência de um período seco, mas apresenta os menores valores de chuva acumulada por pêntada entre as quatro regiões definidas. A precipitação nessa região é bem mais distribuída por todo o ano.

A região sofre com a atuação de sistemas frontais, ciclones extratropicais ou subtropicais, e sistemas convectivos de mesoescala, principalmente, durante o inverno, com a atuação sistemas frontais frios, linhas de instabilidade, condições frontogênicas e/ou ciclogênicas, e até com influência indireta da ZCAS. A atuação desses sistemas ao longo do ano infere a característica de precipitação mais homogênea.

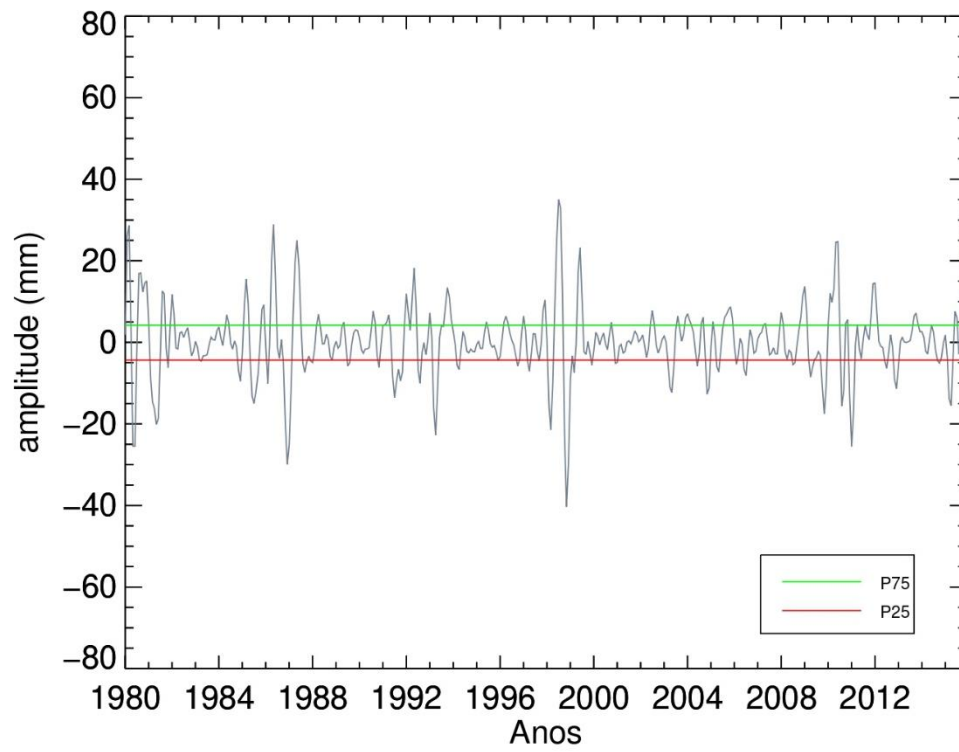
Figura 10 – Pêntadas climatológica para a precipitação para a região RP3: 35°S – 25°S e 59°W – 49°W sobre o continente para o período de 1980 a 2015.



Fonte: Autora.

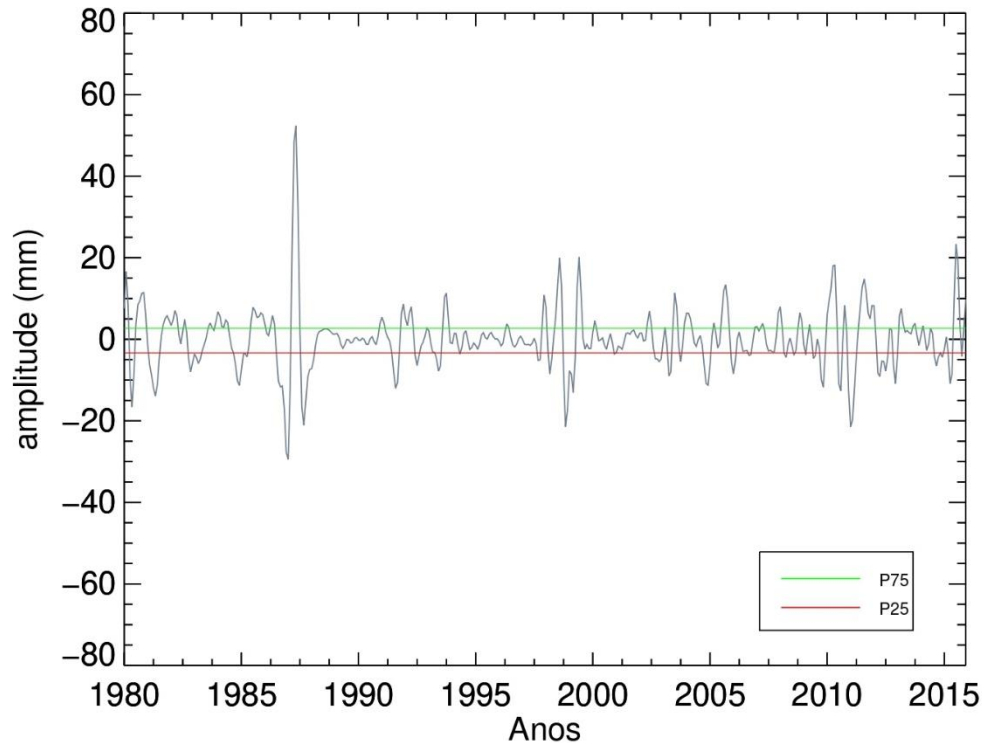
As anomalias intrasazonais de precipitação são apresentadas nos gráficos junto aos percentis de 25% e 75% para todas as regiões sobre o continente de acordo com as pêntadas anteriormente definidas. A Figura 11 apresenta as anomalias filtradas de 20-120 dias e os percentis para RP1, não há valores muito acima destes, mostrando, assim, que são poucos os eventos extremos que sofrem influência dessa variabilidade. As anomalias intrasazonais da RP2 (Fig. 12) apresentam quantidades menores de picos acima do percentil de 75 comparadas à região anterior, e pode-se associar que a precipitação para a região sofre pouco influência intrasazonal.

Figura 11 - Anomalia intrasazonal da precipitação da RP1: 1°N – 10°S e 42°W – 55°W sobre o continente para o período de 1980 a 2015. As linhas sólidas verde e vermelha representam os percentis de 75 e 25, respectivamente.



Fonte: Autora.

Figura 12 - Anomalia intrasazonal da precipitação da RP2: 2°S – 20°S e 35°W – 42°W sobre o continente para o período de 1980 a 2015. As linhas sólidas verde e vermelha representam os percentis de 75 e 25, respectivamente.



Fonte: Autora.

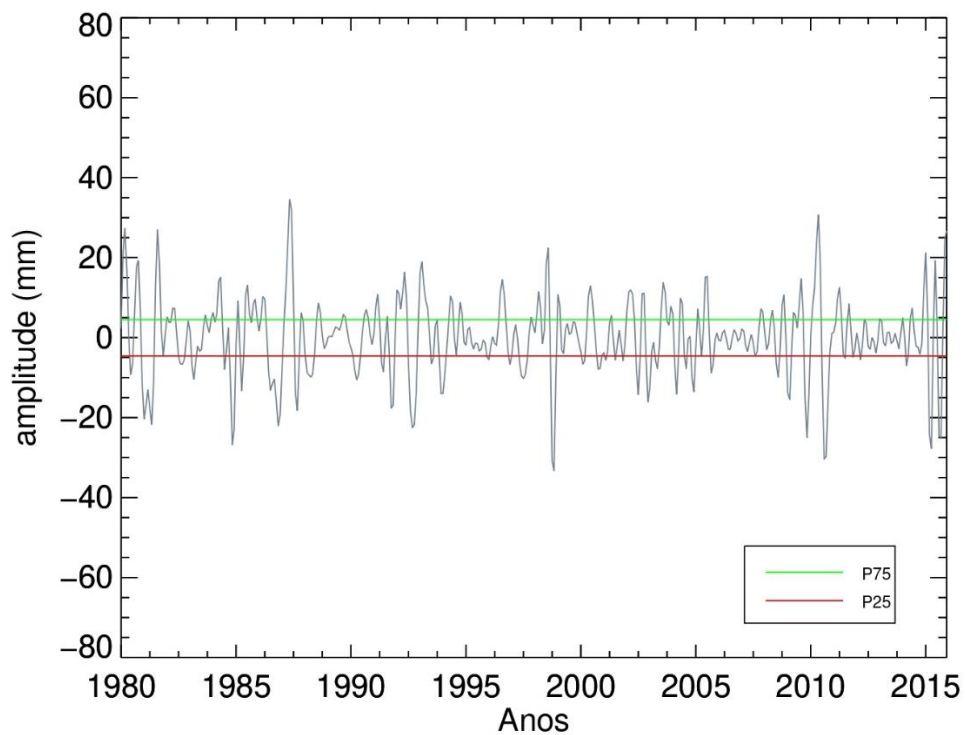
As anomalias intrasazonais para a RP3 (Fig. 13) não mostram grandes amplitudes na sua série de anomalias, mas mostram maiores ocorrências de picos acima do percentil superior em comparação às regiões anteriores, isso pode ocorrer devido à localização da região próxima a região de ocorrência da ZCAS.

A ZCAS pode sofrer influência na escala intrasazonal quando há atuação da OMJ no Pacífico. O comportamento da RP4 (Fig. 14) é muito semelhante ao comportamento da região anterior, contudo a região apresenta maiores amplitudes dos picos que ultrapassam o limiar superior associado ao percentil superior de 75.

A região RP4, localizada, como mencionada acima, mais a sul do Brasil, pode ter as maiores amplitudes da variabilidade intrasazonal associadas a ocorrência de trens de ondas que surgem de convecção anômalas na região tropical, sobre o oceano Pacífico, gerando divergência em altos níveis que chegam a América do Sul guiados pelas correntes de Jatos e influencia o

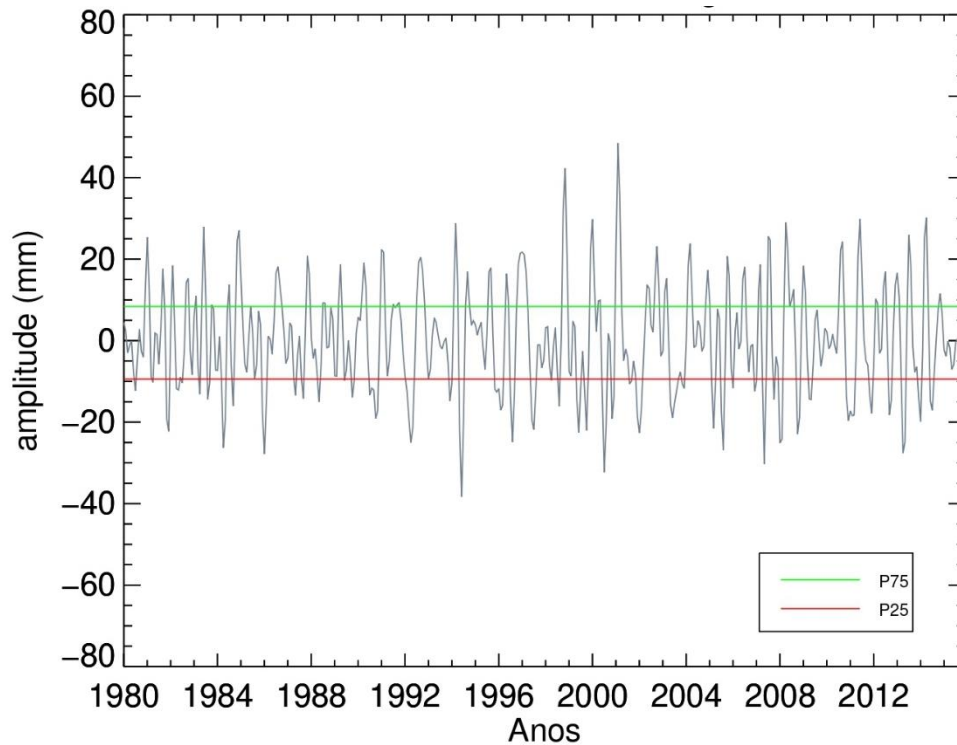
tempo e clima da região em uma escala intrasazonal (CAVALCANTI E AMBRIZZI, 2009), podendo ser o responsável pela maior amplitude das anomalias para essa região, dependendo do posicionamento das cristas e cavados associados ao trem de onda, eles podem influenciar na atuação de sistemas na região, causando bloqueios atmosféricos, causando uma anomalias negativas na precipitação. Na escala intrasazonal, pode influenciar principalmente a ZCAS como discutidos em diversos trabalhos (MO E PAEGLE, 2001; CARVALHO, JONES E LIEBMANN, 2004; CUNNINGHAM E CAVALCANTI, 2006)

Figura 13 - Anomalia intrasazonal da precipitação da RP3: 10°S – 25°S e 42°W – 55°W sobre o continente para o período de 1980 a 2015. As linhas sólidas verde e vermelha representam os percentis de 75 e 25, respectivamente.



Fonte: Autora.

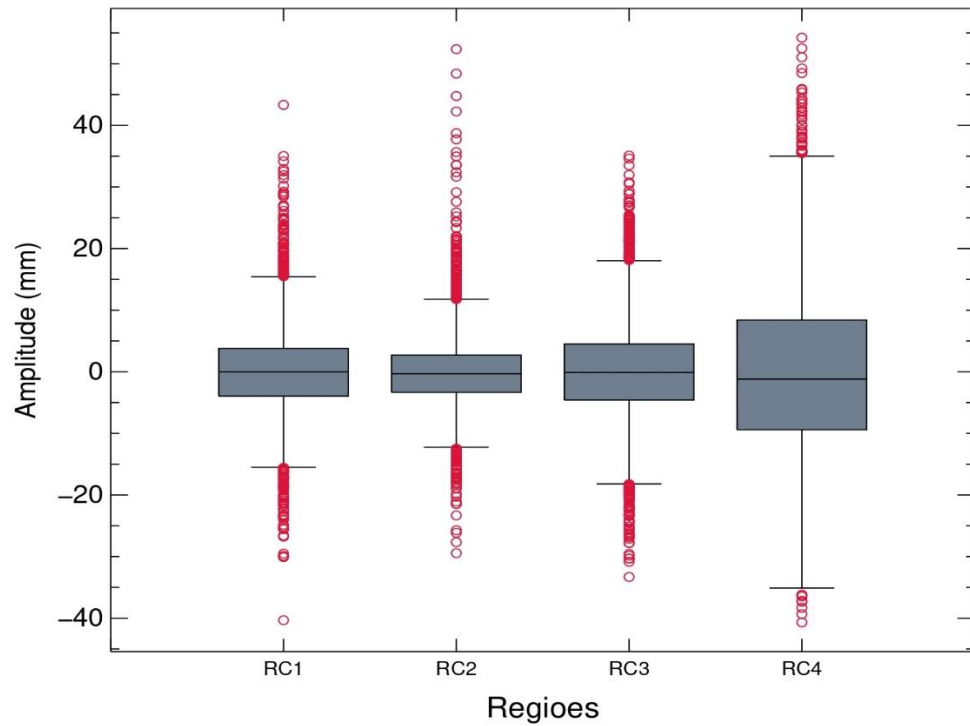
Figura 14 - Anomalia intrasazonal da precipitação da RP4: 35°S – 25°S e 59°W – 49°W. sobre o continente para o período de 1980 a 2015. As linhas sólidas verde e vermelha representam os percentis de 75 e 25, respectivamente.



Fonte: Autora.

Os resultados mostrados anteriormente, foram sumarizados na figura 16, no *boxplot* as anomalias intrasazonais são melhores observadas. Com cada caixa representando uma região de interesse. Dessa forma, observasse que as regiões RP3 e RP4, mais ao sul do país, apresentam maior influência da variabilidade intrasazonal no regime pluviométrico durante o período de análise, de 1980 a 2015. A contraponto disso, a RP2, localizada na costa do nordeste, apresentou menos amplitude de variabilidade intrasazonal. Nesse sentido, pode-se concluir que a precipitação da RP4 apresenta maior influência da variabilidade de 20-120 dias. Contudo, apesar de mostrar uma baixa amplitude dos valores, a RP2 apresenta maior quantidade de *outliers*, podemos associar que a influência da variabilidade intrasazonal na região, quando atuando, pode ser associada a ocorrência de eventos extremos.

Figura 15 - *Boxplot* das anomalias da variabilidade intrasazonal para a precipitação sobre o continente, onde cada caixa representa uma região. Os pontos em vermelho representam os outlier, eixo y representa a amplitude das anomalias e o eixo x as regiões



Fonte: Autora.

## 6. PRIMEIRO ARTIGO

Caracterização do perfil vertical de temperatura potencial no Oceano Atlântico Sul

PONTES, M. L. C., BOIASKI, N. T., LIMA, F. U. F., FERRAZ, S. E. T., SANTOS, C. D., CARPENEDO, C. B.

Resumo: O oceano é uma parte fundamental do sistema terrestre e é um dos principais responsáveis pelo equilíbrio energético do planeta, através, principalmente, do transporte de calor e massa pelas correntes oceânicas. É de conhecimento que as modulações na temperatura da superfície do mar são um importante fator para as variações do tempo e clima regional e global. Apesar do conhecimento que se tem dessas interações, pouco se sabe das características e padrões do oceano mais profundo. Considerando isso, foram analisadas a climatologia vertical e a partir de *boxplots* para 30 anos de dados de temperatura potencial, com o objetivo de caracterizar o perfil vertical do oceano Atlântico Sul. A profundidade da termoclina varia dependendo mais do espaço do que do tempo: quanto mais distante da região tropical, maiores as variações do perfil da temperatura com a profundidade. As regiões na costa do Brasil, onde há a ocorrência de áreas de ressurgência e na confluência Brasil-Malvina, possuem maiores variações verticais da temperatura. Devido à sua proximidade com latitudes mais altas, as termoclina apresentam-se mais rasas. As regiões tropicais apresentam menores variações da termoclina, em contraponto às regiões subtropicais e ao oceano sudoeste, onde a termoclina tem um comportamento sazonal durante o ano.



## Introdução

O oceano tem uma importante influência no tempo e clima global, exercendo um papel significativo no desenvolvimento e manutenção de diversos sistemas e fenômenos meteorológicos, e na redistribuição de calor por todo o globo. Os processos que acontecem próximo à superfície oceânica são foco de diversos estudos ao longo dos anos. Todavia, os processos que ocorrem abaixo da superfície, da circulação de diferentes massas de água, também são de suma importância para o tempo e clima, contudo, apesar de serem menos explorados.

Uma importante característica dos oceanos é a formação da termoclina, que é uma camada onde a temperatura decai rapidamente com a profundidade, sendo uma faixa de transição entre as águas mais frias do oceano profundo e as águas mais quentes da camada de mistura. Essa camada varia com a latitude e com as estações, sendo semipermanente nos trópicos, variante nas regiões temperadas e quase inexistente próximo aos polos.

Alguns autores sugerem que a termoclina equatorial desempenha um papel importante na circulação oceânica e no sistema climático do planeta (GU; PHILANDER, 1997). As modificações na estrutura dessa camada, associada com as interações ar-mar, são importantes para fenômenos como o El Niño - Oscilação Sul (ENOS), que pode ter seu desenvolvimento e persistência afetados por essas flutuações no Pacífico equatorial (XU *et al.*, 2017), ou no Índico, onde a variabilidade da termoclina em relação a eventos de ENOS mostraram que a profundidade muda a depender da fase do fenômeno (YANG *et al.*, 2019).

As flutuações da termoclina são importantes para o tempo e clima presente e futuro. Modificações na sua profundidade podem resultar em mudanças significativas sobre a temperatura da superfície do mar (WANG *et al.*, 2021). Mesmo as menores variações da Temperatura da superfície do Mar (TSM) podem influenciar mudanças significativas em fenômenos como ENOS (MCPHADEN; ZEBIAK; GLANTZ, 2006) e o Dipolo do Oceano Índico (DOI) (SAJI *et al.*, 1999).

As modulações da termoclina na região dos oceanos Pacífico e Índico são amplamente discutidas em diversos estudos devido à sua relação com fenômenos que causam impactos no sistema climático de todo o globo, e que se originam nessa bacia, como o ENOS e a Oscilação de Madden-Julian (SHINODA *et al.*, 2013). Contudo, pouco se sabe sobre o comportamento da termoclina na bacia do Oceano Atlântico Sul. Alguns dos trabalhos que se propuseram a analisar seu comportamento focam principalmente em regiões tropicais. Estudos feitos para essa região analisaram as anomalias da termoclina próxima à superfície e sugeriram que o

forçamento atmosférico de curta escala temporal poderia ser responsável pela origem da variabilidade de grande escala e baixos períodos na termoclina sazonal da região (FRANKINGNOUL; HASSELMANN, 1977).

A flutuação da termoclina pode afetar o comportamento de diversos fenômenos meteorológicos que influenciam o sistema climático (YANG *et al.*, 2019; ZHANG; DU; CAI, 2018). Contudo, como mencionado anteriormente, pouco se conhece sobre a estrutura e variabilidade dessa camada no oceano Atlântico Sul. Sabe-se que as flutuações da temperatura da superfície nesse oceano afetam sistemas pluviométricos que atuam na região (TASCETTO; WAINER, 2008). Como é o caso da Zona de Convergência do Atlântico Sul, que, quando atuando, pode ser responsável por altos índices pluviométricos que causam transtornos, principalmente, para a região Sudeste do Brasil. Região essa que possui alta densidade demográfica e sofre anualmente durante o verão austral, de dezembro a março, com enchentes e deslizamentos de terra que causam enormes transtornos socioeconômicos (CARVALHO, 2021).

O Brasil sofre também com eventos de secas relacionados às anomalias sobre o oceano, que causam impactos nos setores energéticos, social e na agricultura, com a diminuição significativa de reservatórios e perdas de lavouras devido à falta e racionamento de água. Sendo assim, é importante uma melhor compreensão da termoclina no oceano Atlântico de forma a auxiliar na previsão de fenômenos relacionados que tragam transtornos para a sociedade. Dessa forma, o objetivo deste trabalho é identificar e analisar o comportamento climatológico sazonal dos perfis verticais da temperatura potencial com o intuito de identificar a variabilidade da termoclina no oceano Atlântico Sul, próximo à costa oeste da América do Sul.

Este trabalho está dividido em quatro seções: a primeira é a introdução; a segunda, metodologia e dados utilizados; a terceira, os resultados e discussões; e a quarta, conclusão.

## **Dados e Metodologia**

Os dados utilizados foram obtidos do *Ocean ReAnalysis System 4* (ORAS4) do *European Centre for Medium-Range Forecasts* (ECMWF), para temperatura potencial (°C) com resolução espacial de  $1^\circ \times 1^\circ$ , para o período de janeiro de 1980 a dezembro de 2015, totalizando 36 anos, para 42 níveis verticais, variando entre 10 m a 30 m, entre si (BALMASEDA *et al.*, 2013).

Foram definidas seis sub-regiões de interesse sobre o oceano Atlântico Sul, que estão ilustradas na Figura 1. As regiões utilizadas neste estudo foram escolhidas a partir das características de cada uma, como pontos chaves para a análise da termoclina.

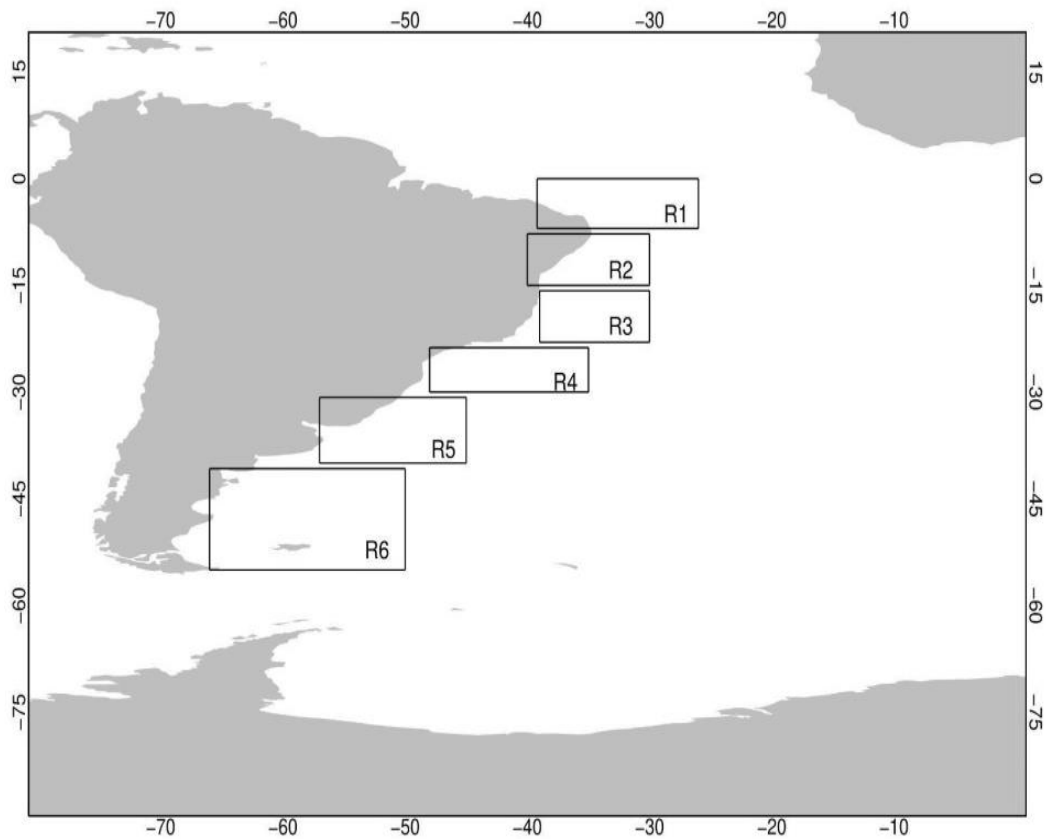


Figura 1 - Oceano Atlântico Sul e as sub-regiões utilizadas para as análises. R1: 0°S – 7°S a 39°W – 26°W; R2: 7°S – 15°S a 30°W – 40°W; R3: 23°S – 15°S e 39°W – 30°W; R4: 30°S – 23°S e 35°W – 48°W; R5: 30°S – 40°S e 45°W – 57°W; R6: 40°S – 50°S e 66°W – 50°W.

Para cada região, foram obtidas as séries temporais para cada profundidade, a partir da média da temperatura potencial no seu respectivo domínio espacial (Fig. 1). A partir das séries temporais, foi calculado o *boxplot* de cada região para 24 níveis, começando em 5 m até 700 m de profundidade. A opção por não utilizar os níveis mais profundos se deve ao fato de que os gradientes verticais de temperatura oceânica são muito pequenos e, portanto, derivam do escopo do presente estudo, que é a termoclina.

Para analisar a variabilidade sazonal da termoclina, foi calculada a média mensal da temperatura potencial em cada profundidade.

## Resultados

### Região 1

A Região 1 (R1), localizada no equador de 0°S até 7°S, apresenta estratificação acentuada das camadas oceânicas, que são facilmente visualizadas nos resultados do *boxplot* (Fig. 2a). A proximidade dessa região com o equador impõe pequenas variações da temperatura de superfície durante o ano.

As temperaturas mais quentes estendem-se até profundidades mais altas. Em relação as demais regiões que serão apresentadas a seguir, essa região apresenta uma termoclina profunda, com base que estende-se até aproximadamente 250m, os resultados apresentados na Figura 2b mostram que, o gradiente da temperatura tem seu máximo ocorrendo por de volta dos 100 m.

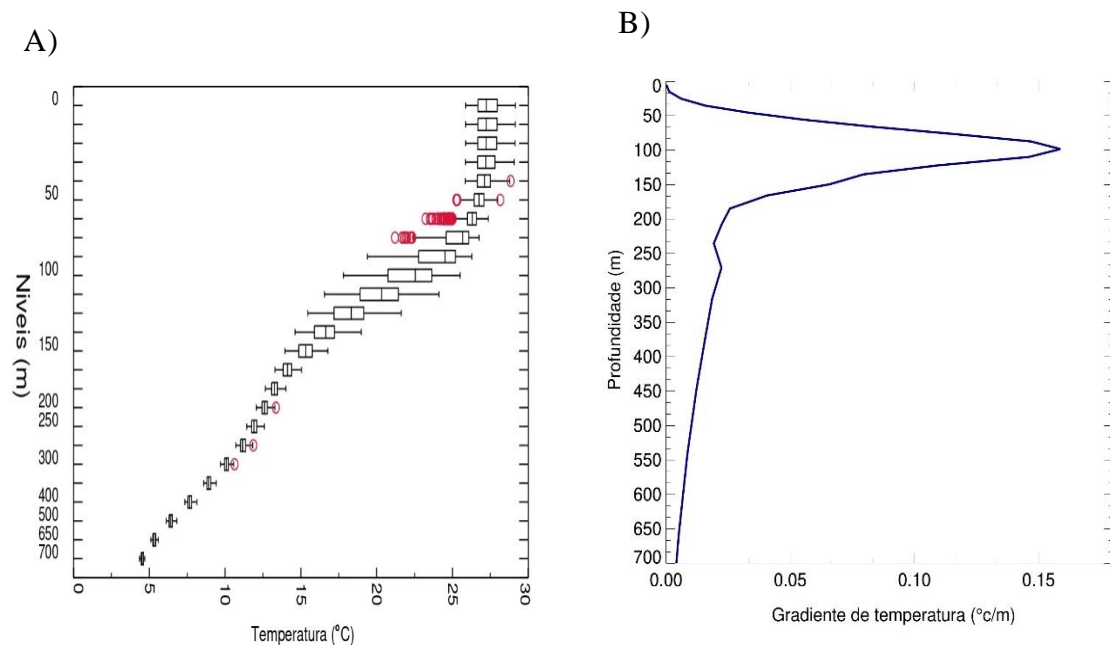


Figura 2 - Resultados para Região 1, para as coordenadas 0°S - 7°S a 39°W - 26°W. a) *Boxplot* para a temperatura potencial (°C) da superfície a 700 m, aproximadamente. b) Perfil vertical do gradiente da temperatura potencial (°C) da superfície até 700 m, aproximadamente. Análises para o período de 1980 a 2015. No eixo y, estão os níveis e profundidade (m) e, no eixo x, e o gradiente de temperatura (°C). Os círculos em vermelho representam os outliers.

Na profundidade de 100m, observa-se, também, a maior variação de temperatura (Fig. 2a). A região R1 apresenta duas camadas bem distintas de variabilidade da temperatura (Fig. 2a): uma que se estende desde a superfície até aproximadamente 50m, onde a variação da temperatura é pequena, o que pode ser visto pelas baixas amplitudes apresentadas pelo *boxplot* possuindo intervalos interquartílicos menores, com assimetrias para a esquerda. E uma segunda

camada abaixo desta que se estende até 150 m, aproximadamente, onde a amplitude da temperatura pode ser de até 9°C. Os resultados de *boxplot* mostram que a região da termoclina sofre uma maior variação da temperatura.

Essa variação da temperatura pode ser observada no resultado apresentado pela climatologia da temperatura (Fig. 3), o aquecimento da temperatura ocasiona uma termoclina levemente mais rasa, ocorrendo nos meses de verão, entre novembro e junho, com a temperatura chegando até 27°C. Nos meses de julho a outubro, meio do inverno e início da primavera, a termoclina sofre um leve aprofundamento e diminuição da temperatura. Isso pode ser associado as flutuações do vento na região tropical relacionado ao deslocamento sazonal atribuído a ZCIT.

A ZCIT é um sistema que surge da confluência dos ventos alísios de nordeste e sudeste. Durante os meses de verão, entre janeiro e março, quando está na sua posição mais ao sul, os ventos convergem mais próximos ao continente, próximo a região de estudo aqui definida, a R1. Quando os ventos alísios sopram, geram um transporte de Ekaman para sul e para norte, provocando uma divergência, com isso, há ressurgência de águas mais profundas, gerando o que chamamos de bombeamento de Ekaman, que é o movimento das águas na vertical. Sendo assim, águas mais frias sobem a superfície causando a subida da termoclina durante os meses de verão.

Com o afastamento da ZCIT para norte, e o distanciamento da região de estudo, é possível observar o aprofundamento da camada durante os meses de inverno, entre junho e agosto. Com isso, podemos associar que as flutuações da termoclina e a variabilidade da temperatura na camada, como é observada nos resultados apresentados acima, podem ser geradas devido o deslocamento sazonal na ZCIT, e aos efeitos das flutuações do vento na região.

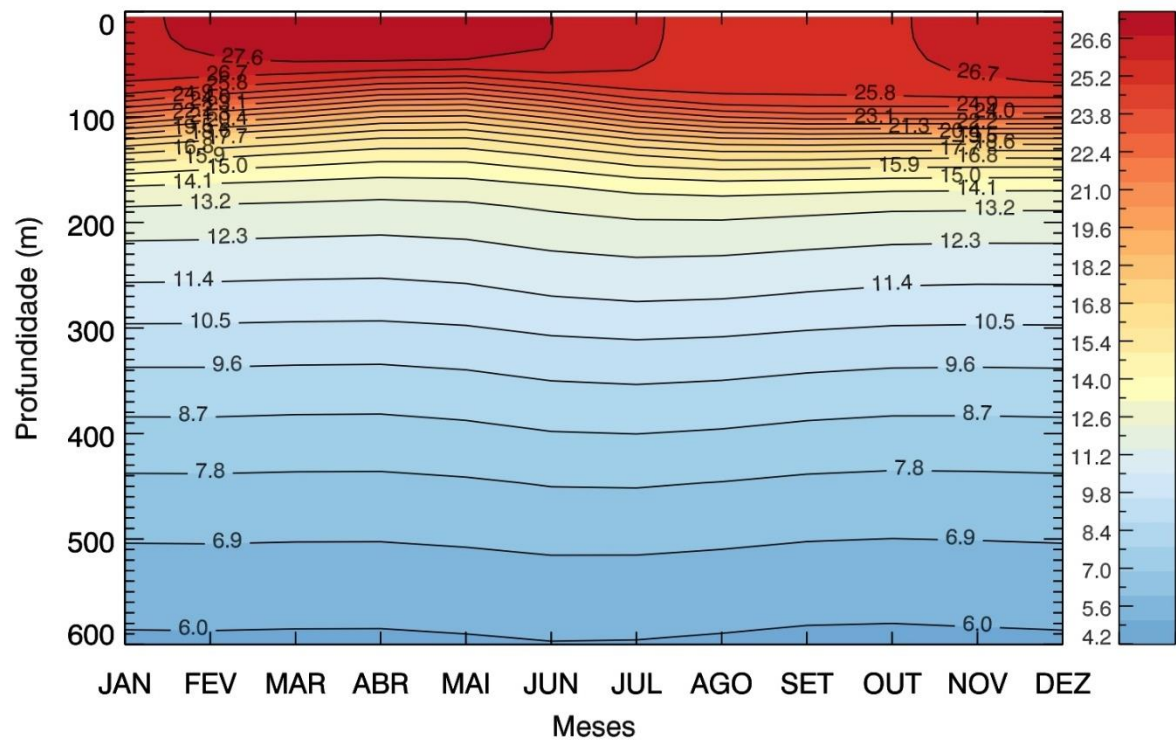


Figura 3 - Climatologia do perfil vertical da variação sazonal da temperatura potencial para a R1, para o período de 1980 a 2015 até a profundidade de 600m. No eixo y, é a profundidade em metros e, no eixo x, os meses. As linhas tracejadas representam a profundidade da base da termoclina.

## Região 2

A Região 2 (R2) está localizada entre 7,5°S e 15°S. Essa região não apresenta estratificação tão acentuada quanto a região centrada no equador. A camada de maior amplitude dos *boxplots* visualizada na Região 1 não é observada aqui (Fig. 4a). Todavia, a camada acima de

60 m é mais bem definida, e é semelhante com a da região anterior, sem grande amplitude. Ambas as regiões, 1 e 2, ficam próximas à região Tropical.

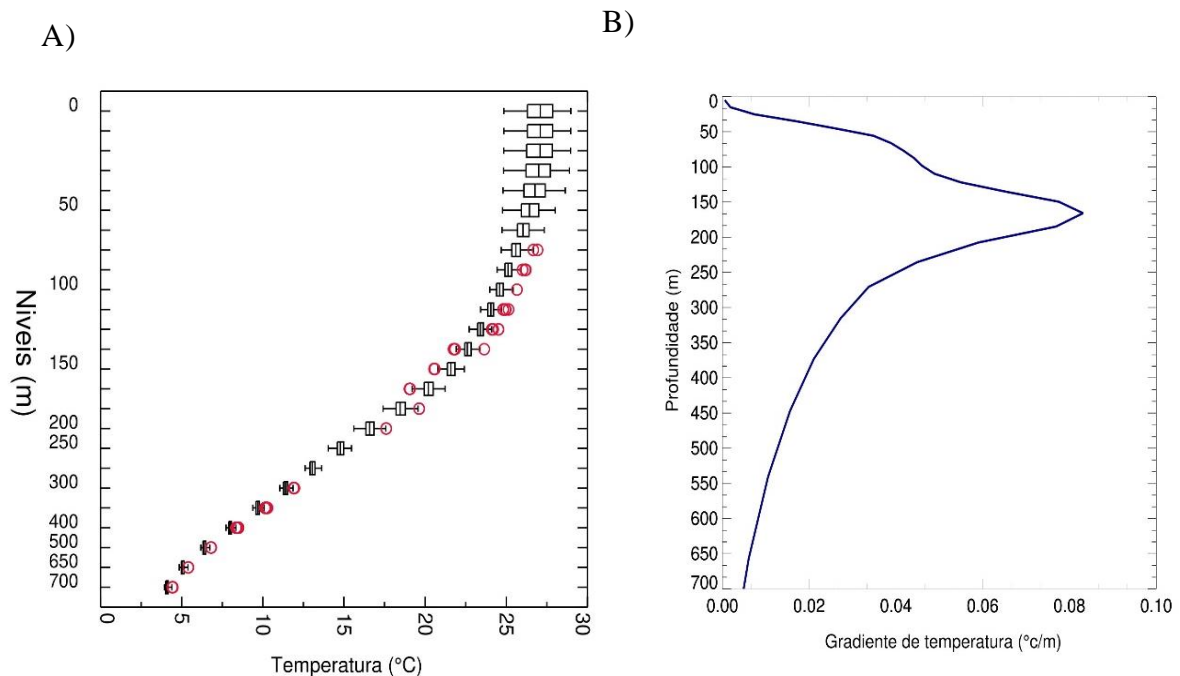


Figura 4 - Resultados para Região 2, para as latitudes de 7,5°S - 15°S. a) Boxplot para a temperatura potencial (°C) da superfície a 700m, aproximadamente. b) Perfil vertical do gradiente da temperatura potencial (°C) da superfície até 700m, aproximadamente. Para o período de 1980 a 2015. No eixo y, estão os níveis e profundidade (m) e, no eixo x, a temperatura (°C).

Apesar disso, a termoclina nessa região é mais profunda, ficando acima de 350 m. O gradiente da temperatura (Fig. 4b) é menor se comparado à anterior, variando até 0,08°C/m, aproximadamente. As maiores variações da temperatura na termoclina dessa região ocorrem na parte mais superior, o que a difere da R1.

As flutuações da temperatura nas camadas mais próximas à superfície são induzidas pela variação anual da velocidade do vento e pelo aquecimento solar, o que induz à mistura na camada próxima à superfície (CARTON; ZHOU, 1997) à uma termoclina mais profunda. Provavelmente, devido à ação do vento, a camada de mistura dessa região é mais profunda (Fig. 5). O aprofundamento da termoclina nessa região pode ser mais bem visualizado na Figura 5, onde as maiores temperatura se estendem até, aproximadamente, 300 m.

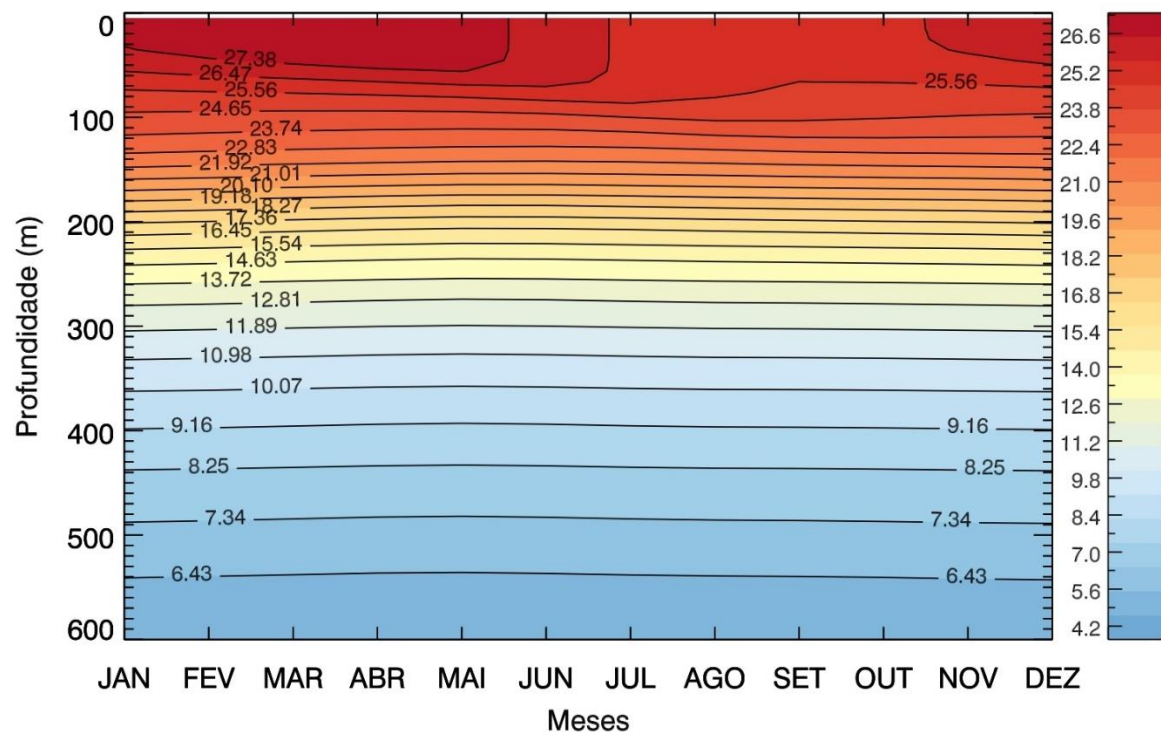


Figura 5 - Climatologia do perfil vertical da variação sazonal da temperatura potencial para a R2, para o período de 1980 a 2015 até a profundidade de 600m. No eixo y, é a profundidade em metros e, no eixo x, os meses. As linhas tracejadas representam a profundidade da base da termoclina.

Para essa região, as modulações de profundidade da termoclina são mais leves. Resultados anteriores associam que as modulações sazonais da termoclina para a região tropical ocorrem associados às variações do vento sendo mais profundas durante o período de ventos locais mais fortes, de agosto a setembro, e mais rasas quando há enfraquecimento desses ventos, de março e abril (PHILANDER, 1986), essas variações na profundidade da termoclina podem ser observadas aqui.

### Região 3

A Região 3 (R3), localizada na zona tropical, entre as latitudes de 15°S - 23°S, sofre influência das variações dos ventos oriundos da Alta subtropical do Atlântico Sul na superfície, o que aumenta a mistura da superfície, aprofundando a camada superior do oceano (CABOS, *et al.*, 2017).

Para a região tropical, a termoclina tem uma variação mais sazonal (Fig. 7) se comparada com as regiões anteriores. Entretanto, assim como na R2 (Fig. 4b), a R3 apresenta termoclina mais profunda (Fig. 6a), chegando até aproximadamente 350m.



As maiores variações da temperatura nessa região ocorrem nos primeiros 90 m, com amplitude da temperatura variando aproximadamente  $5^{\circ}\text{C}$  e em maior profundidade que as regiões mais próximas à região tropical (Fig. 6a). Próximo aos 120 m há uma variação muito pequena da temperatura, que volta a ficar maior próximo aos 200 m (Fig. 6a).

A região apresenta dois máximos no gradiente (Fig. 6b): o primeiro, que coincide com as maiores amplitudes (Fig. 6a) da temperatura próximo a superfície até 70m, aproximadamente, e pode ser associado ao fato da camada de mistura nessa região ser gerada pela ação do vento e ondas, é homogênea, sendo seguida por uma camada de gradiente menores. Logo abaixo dessa camada, de valores mais baixos de gradiente, observa-se o segundo máximo, que pode ser associado a corrente do Brasil, que ao se bifurcar próximo a  $10^{\circ}\text{S}$  flui para sul. Alguns autores sugerem que nos primeiros metros a corrente seja formada, principalmente, por águas do Atlântico, mais quentes e salinas (SIGNORINI *et al.*, 1989; SILVEIRA *et al.*, 2000).

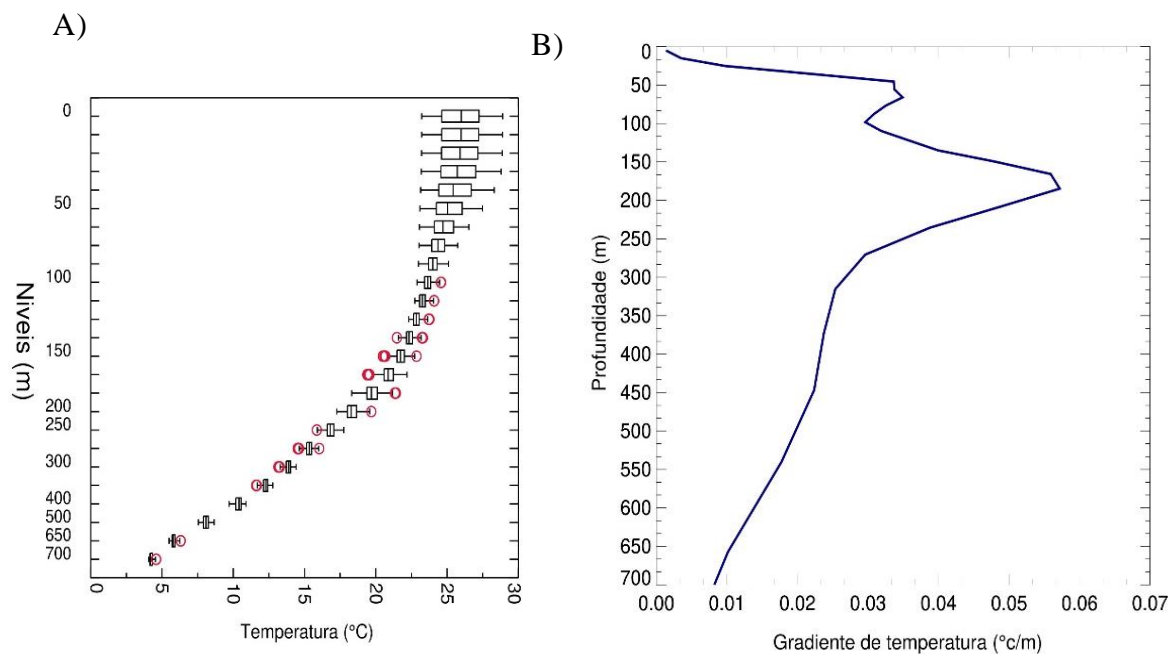


Figura 6 - Resultados para Região 3, para as latitudes de  $15,5\text{S}$  -  $23^{\circ}\text{S}$  a  $39^{\circ}\text{W}$  -  $30^{\circ}\text{W}$ . a) Boxplot para a temperatura potencial ( $^{\circ}\text{C}$ ) da superfície a 700 m, aproximadamente. b) Perfil vertical do gradiente da temperatura potencial ( $^{\circ}\text{C}$ ) da superfície até 700 m, aproximadamente. Para o período de 1980 a 2015. No eixo y, estão os níveis e profundidade (m) e, no eixo x, a temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ).

A climatologia vertical da temperatura (Fig. 7) para a região R3 mostra que, durante os meses de agosto a outubro, há um resfriamento da camada superficial, no topo da camada da termoclina, com a temperatura ficando por volta de  $23^{\circ}\text{C}$ . Isso é associado a um leve aprofundamento da termoclina para esses meses, que está relacionado ao fim do inverno e início da primavera. Nos meses de verão e até o início do inverno, de novembro a julho, a temperatura superficial aumenta e a termoclina fica mais rasa.

O Oceano tem um tempo necessário para liberar o calor que vai sendo armazenado durante os meses mais quentes. Dessa forma, observa-se que a termoclina vai se aprofundando lentamente com a passagem dos meses e com o resfriamento da camada mais superior do oceano até chegar ao seu máximo de aprofundamento. Isso pode ser associado à flutuação da turbulência na camada de mistura, que pode ser associada a maiores interações da interface ar-mar, influenciando na profundidade da termoclina. Ela é mais rasa durante o período quente, durante os meses de dezembro a maio, apresentando temperatura com valores de  $27^{\circ}\text{C}$ .

A diferença entre as temperaturas do topo da termoclina dos períodos frios e quentes durante o ano, é de cerca de  $5^{\circ}\text{C}$ , essa diferença não é observada na base da termoclina, onde não há flutuações evidentes da temperatura, mantendo quase constante o ano todo, e permanecendo em torno de  $10^{\circ}\text{C}$ .

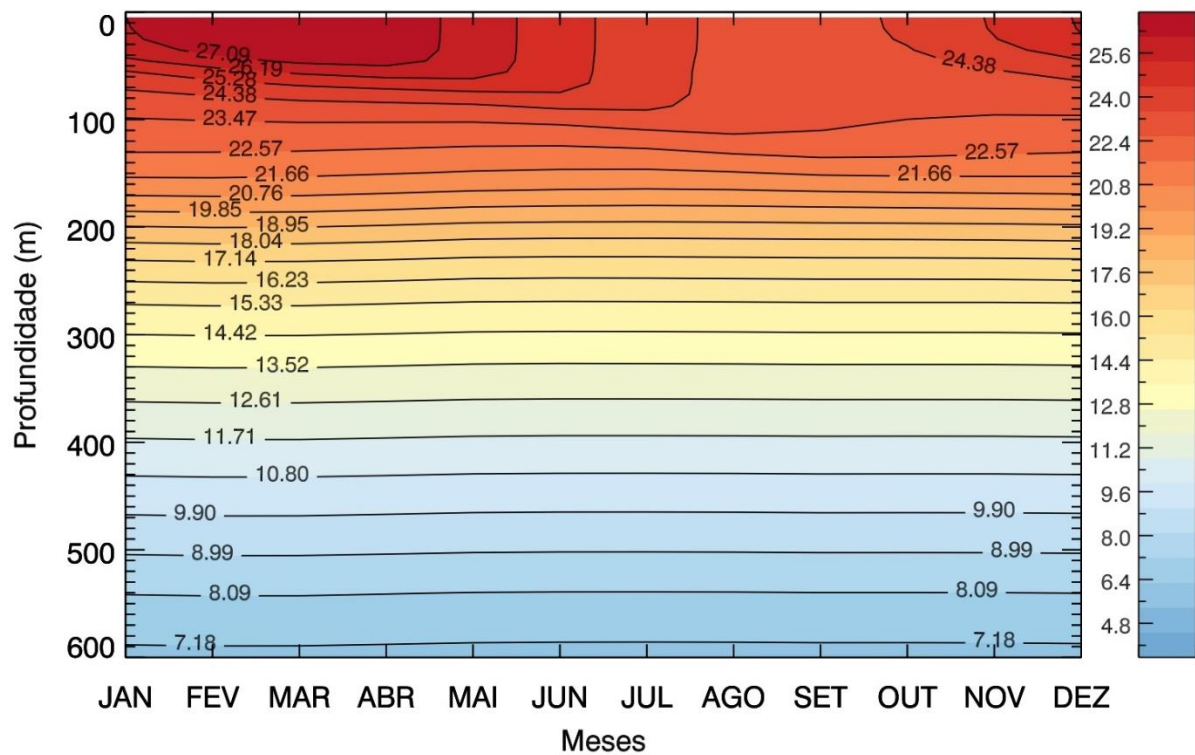


Figura 7 - Climatologia do perfil vertical da variação sazonal da temperatura potencial para a R3, para o período de 1980 a 2015 até a profundidade de 600m. No eixo y, é a profundidade em metros e, no eixo x, os meses. As linhas tracejadas representam a profundidade da base da termoclina.

#### Região 4

No Atlântico Sul, o giro subtropical do oceano e os ventos da Alta subtropical, que sopram paralelos à costa, empurram as águas quentes da Corrente do Brasil para longe da região costeira, contribuindo para o afloramento das águas frias centrais do Atlântico e favorecendo a ocorrência do fenômeno de ressurgência na costa do Brasil. A Região 4 (R4), localizada entre as latitudes de 23°S a 30°S, engloba as duas regiões de ressurgência presentes na costa do Brasil, a de Cabo Frio no Rio de Janeiro (CARBONEL, 1998) e de Cabo de Santa Marta (CAMPOS *et al.*, 2013).

Na R4, a termoclina se estende até, em média, 300m e o gradiente da temperatura na camada pode chegar até 0,04°C/m (Fig. 8b). A variabilidade da temperatura dentro da camada é maior nos primeiros 50 m (Fig. 8a). Essa maior amplitude da temperatura e os intervalos interquartílicos maiores podem ser associados à variação sazonal do fenômeno de ressurgência que caracteriza a região. Essa sazonalidade da ressurgência está relacionada à variação da alta pressão do Atlântico Sul, podendo sofrer influência quando há passagem de sistemas sinóticos. Isso pode influenciar os padrões de ventos, causando reversão e diminuindo a ressurgência na

região, principalmente durante o outono e inverno (MAZZINI; BARTH, 2013), podendo causar a sazonalidade da temperatura observada na climatologia da temperatura potencial (Fig. 9).

O comportamento da termoclina na região é semelhante ao da R3. No entanto, as variações na profundidade e temperatura são melhores definidas na R4, com a termoclina mais rasa durante os meses de verão e outono, de novembro a julho. Ao longo do ano, o que se observa é uma diminuição da temperatura e aprofundamento da termoclina até chegar aos meses de julho a outubro, onde ocorre o mínimo da temperatura e o máximo aprofundamento (Fig. 9). Esse aprofundamento pode ser associado a variabilidade que acontecem devidos os efeitos de ressurgência que existam na região, a diminuição da ressurgência pode ocasionar em menor subida de águas mais frias, vindo de camadas mais profundas, o que resultaria no aprofundamento da termoclina.

Os *boxplots* apresentam uma assimetria para esquerda, isso pode ser relacionado à maior ocorrência de temperaturas mais baixas (Fig. 8a). O perfil vertical do gradiente de temperatura potencial (Fig. 8b) para região mostra uma camada que se estende aproximadamente entre as profundidades de 40 m a 150 m. Essa camada apresenta uma alternância nos máximos do gradiente (Fig. 8b) temperatura. É só abaixo de 150 m que começa a diminuição uniforme da temperatura. O comportamento da ressurgência ocasiona uma maior penetração das águas centrais do Atlântico Sul profundo, a penetração dessas águas mais frias e salinas podem ser a responsável pela estratificação da camada da termoclina em diferentes profundidades durante o ano (VALENTIN, 2001).

Conforme observado na figura 8 o oceano nessa região apresenta uma maior homogeneidade se comparada com as regiões anteriores, essa homogeneidade pode explicar o aumento do gradiente de temperatura observado próximo ao 300m, que pode ser resultado da ressurgência que é característica dessa região.

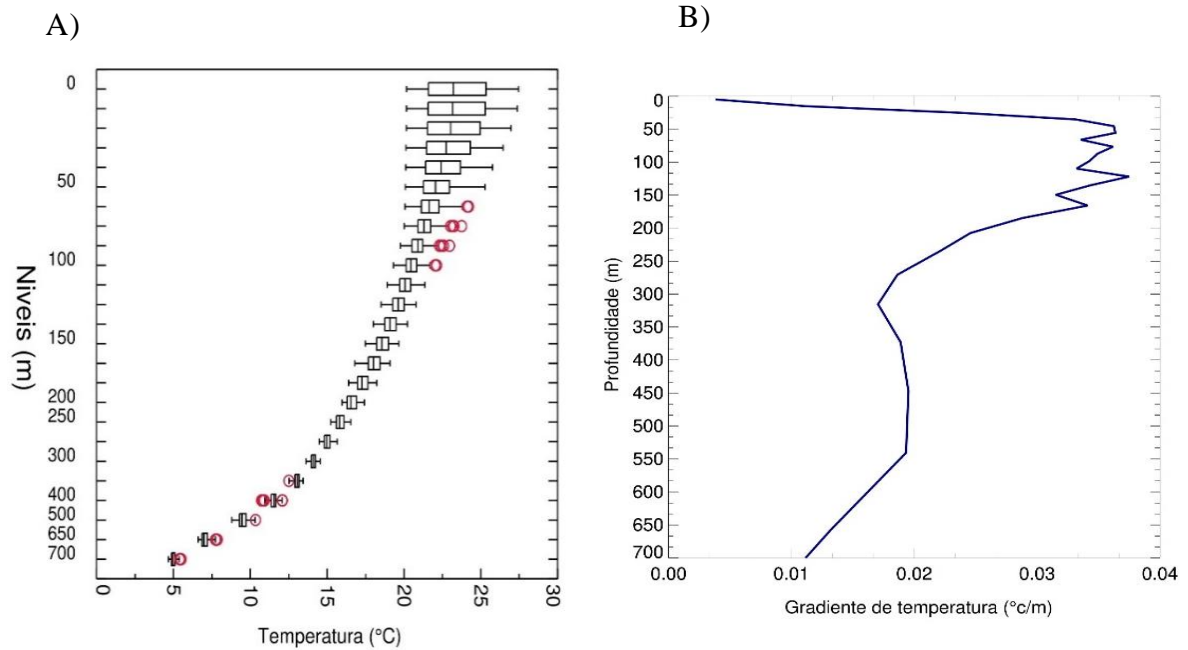


Figura 8 - Resultados para Região 4 para as latitudes de 23,5°S - 30°S a 35°W - 48°W. a) Boxplot para a temperatura potencial (°C) da superfície a 700 m, aproximadamente. b) Perfil vertical do gradiente da temperatura potencial (°C) da superfície até 700 m, aproximadamente. Para o período de 1980 a 2015. No eixo y, estão os níveis e profundidade (m) e, no eixo x, a temperatura (°C).

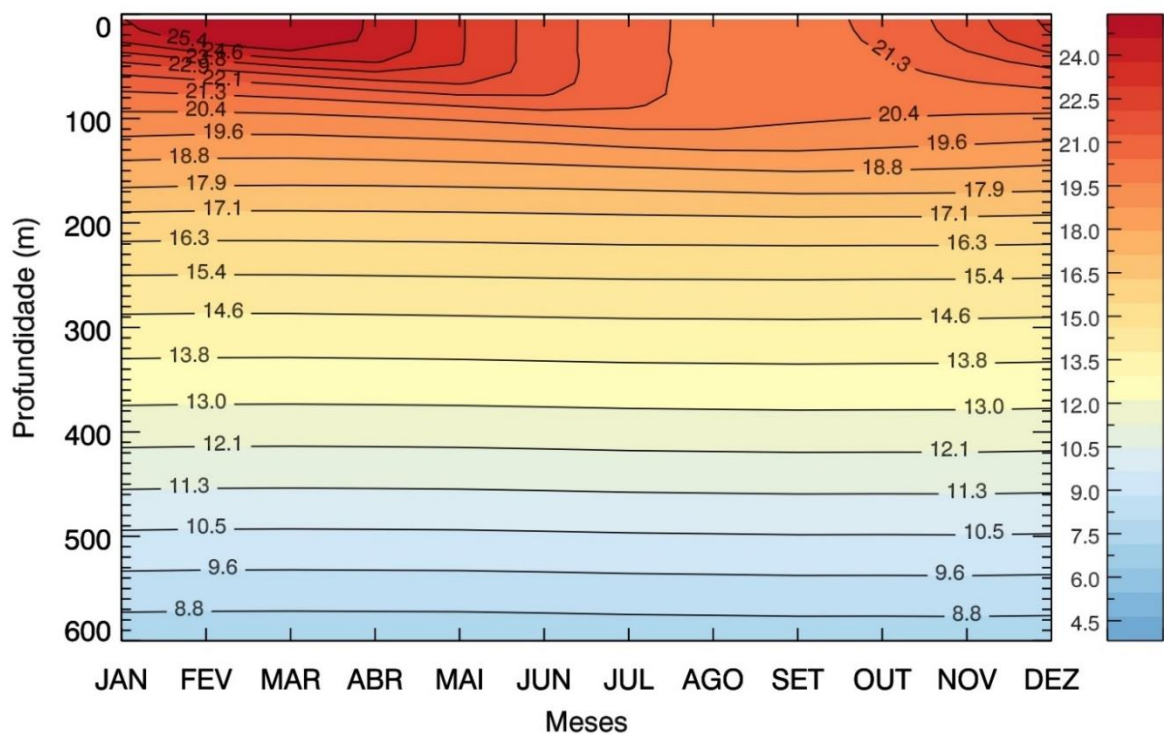


Figura 9 - Climatologia do perfil vertical da variação sazonal da temperatura potencial para a R4, para o período de 1980 a 2015 até a profundidade de 600m. No eixo y, está a profundidade em metros e, no eixo x, os meses. As linhas tracejadas representam a profundidade da base da termoclina.

## Região 5

Quando há a bifurcação do ramo sul da Corrente Equatorial Sul, próximo a 10°S, o ramo que continua para latitudes mais altas é chamado de Corrente do Brasil, composta de águas quentes e mais salinas, que flui paralela à costa do continente, até aproximadamente 33°S - 38°S, onde encontra-se com as águas mais frias e menos salinas da Corrente das Malvinas (SILVEIRA *et al.*, 2000). A região entre o encontro dessas duas massas de água forma uma zona frontal oceânica conhecida como confluência Brasil-Malvinas (PETERSON E STRAMMA, 1991), essa região apresenta altos gradientes térmicos e salinos, e é conhecida como uma região de altos valores energéticos (CHELTON *ET AL.*, 1990). A Região 5 (R5), localizada entre as latitudes de 30°S e 40°S, está centrada nessa área.

A termoclina na R5, tem sua base por volta dos 150m, o oceano nessa região apresenta temperatura mais baixas se comparadas as regiões apresentadas acima, dessa forma é menos estratificado, refletindo em uma termoclina mais rasa. Com isso, a sazonalidade observada na figura 11 é mais profunda em relação as regiões com temperaturas um pouco mais elevadas. O gradiente dessa camada se mostrou baixo, variando até 0,03°C/m (Fig. 10b). Essa região apresenta uma grande amplitude e variabilidade da temperatura até 160 m, variando em até 10°C (Fig. 10a). Essa maior variabilidade da temperatura pode ser associada à sua distribuição na região da confluência Brasil-Malvinas que apresenta frentes de diferentes orientações nesses níveis (CONKRIGHT *et al.*, 2002). Essa região é influenciada pela modulação das correntes que passa por ela, e é uma importante fonte energética (PEZZI *et al.*, 2016).

A termoclina (Fig. 11) estende-se até aproximadamente 150 m, a camada mostra uma sazonalidade mais definida, que podem ser observadas até maiores profundidades, até 200m aproximadamente. Durante o verão, de janeiro a março, a termoclina é mais rasa, isso é observado em conjunto com a temperatura potencial que apresenta valores mais altos, com o resfriamento da temperatura durante os meses de inverno, e com o aumento do vento e da mistura, observa-se o resfriamento da camada superior do oceano e um aprofundamento da termoclina. O padrão sazonal da termoclina na R5, pode ser associado a variabilidade espacial da confluência, que varia sua posição durante o ano, essa variação latitudinal é observada por imagens de satélite em trabalhos como de Olson *et al* (1988) e Garzoli *et al* (1992), que observaram que durante o verão, nos meses de janeiro a março, a corrente do Brasil se estende para sul enquanto há uma retração da corrente das Malvinas, durante os meses de inverno é observado o oposto com uma retração da corrente do Brasil e uma expansão da corrente das Malvinas (GARZOLI E GIULIVI, 1994).

Essa retração e expansão das correntes durante o ano caracteriza uma variabilidade espacial na frente oceânica, o que explicaria a sazonalidade da termoclina visualizada nos resultados da climatologia anual da temperatura potencial. A expansão mais para sul da corrente do Brasil pode resultar em águas mais quentes superficial, Garzoli e Giulivi (1994) observaram que essa corrente sofre uma influência das flutuações do vento na superfície quando há o seu descolamento para sul, esse aumento nos ventos o que pode auxiliar na ocorrência da termoclina mais rasa (ECHEVARRÍA *ET AL.*, 2021).

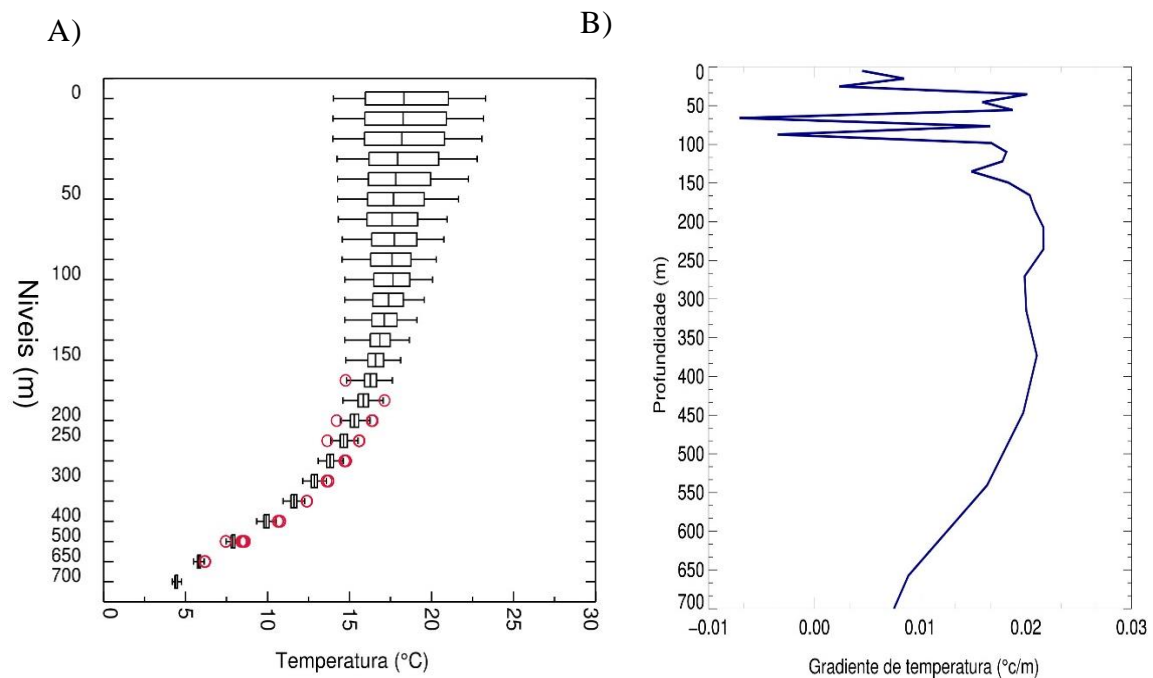


Figura 10 - Resultados para Região 5 para as latitudes de 30,5° S - 40° S a 45°W - 57°W. a) Boxplot para a temperatura potencial (°C) da superfície a 700 m, aproximadamente. b) Perfil vertical do gradiente da temperatura potencial (°C) da superfície até 700 m, aproximadamente. Para o período de 1980 a 2015. No eixo y, estão os níveis e profundidade (m) e, no eixo x, a temperatura (°C).

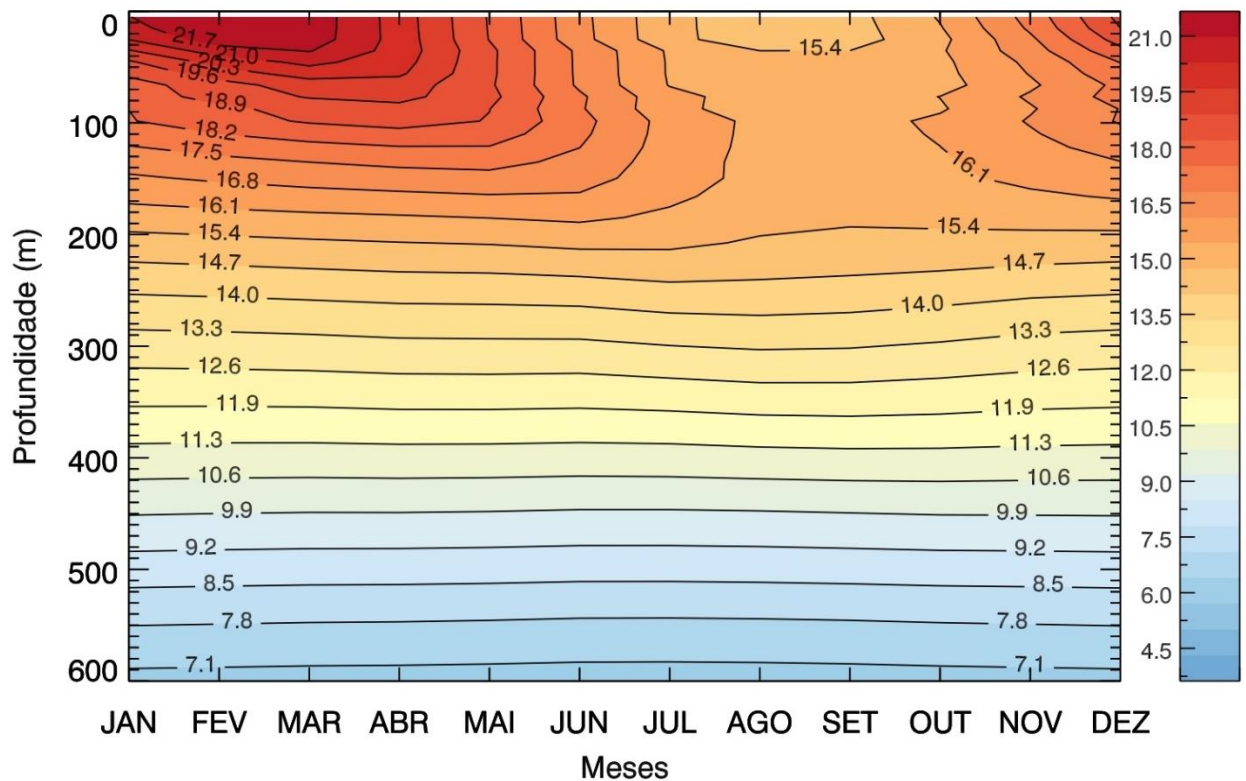


Figura 11 - Climatologia do perfil vertical da variação sazonal da temperatura potencial para a R5, para o período de 1980 a 2015 até a profundidade de 600m. No eixo y, está a profundidade em metros e, no eixo x, os meses. As linhas tracejadas representam a profundidade da base da termoclina

## Região 6

A Região 6 (R6), localizada entre as latitudes de 40°S e 55°S, fica situada ao longo da plataforma continental da Argentina, com temperaturas em média de 10°C. A localização dessa região em latitudes mais altas, assim como a região anterior, a termoclina apresenta sua base, aproximadamente, a 150m de profundidade.

As variações da temperatura para essa região são mais intensas na superfície, que é principalmente forçada pelas variáveis de superfície (Fig. 12a), onde as maiores amplitudes da temperatura se concentram nos primeiros 40m. Com o aprofundamento dos níveis, a temperatura diminui drasticamente.

O perfil do gradiente da temperatura potencial (Fig. 12b) deixa isso mais evidente, a camada de mistura é rasa, e o máximo gradiente ocorre nos primeiros 20 m e a queda da temperatura é quase constante depois dos 250 m, o oceano apresenta uma camada oceânica mais homogênea, isso se deve à ausência da frente oceânica, o que pode ser observado no perfil do gradiente de temperatura (Fig. 12b).



Durante os meses de janeiro a abril, todo o verão e o início do outono no hemisfério sul, há uma termoclina rasa, com temperatura mais alta entre os meses de novembro a junho. Nos meses de julho a setembro, inverno e início da primavera, há ocorrência de temperaturas mais baixas (Fig. 13), que pode ser associada com um afloramento de águas mais frias da camada mais profunda, decorrente do fortalecimento do vento e o aumento da mistura nas camadas superiores. Isso mostra que a região apresenta termoclina mais rasa no período mais quente (NDJFMAM), durante o período mais frio (JJASO), devido as baixas temperaturas do oceano para a região, variando de 10°C a 5°C, aproximadamente, deixa oceano com menos mistura e mais homogêneo, dessa forma as modulações durante esse período podem ser observadas até águas intermediária, deixando a termoclina mais profunda.

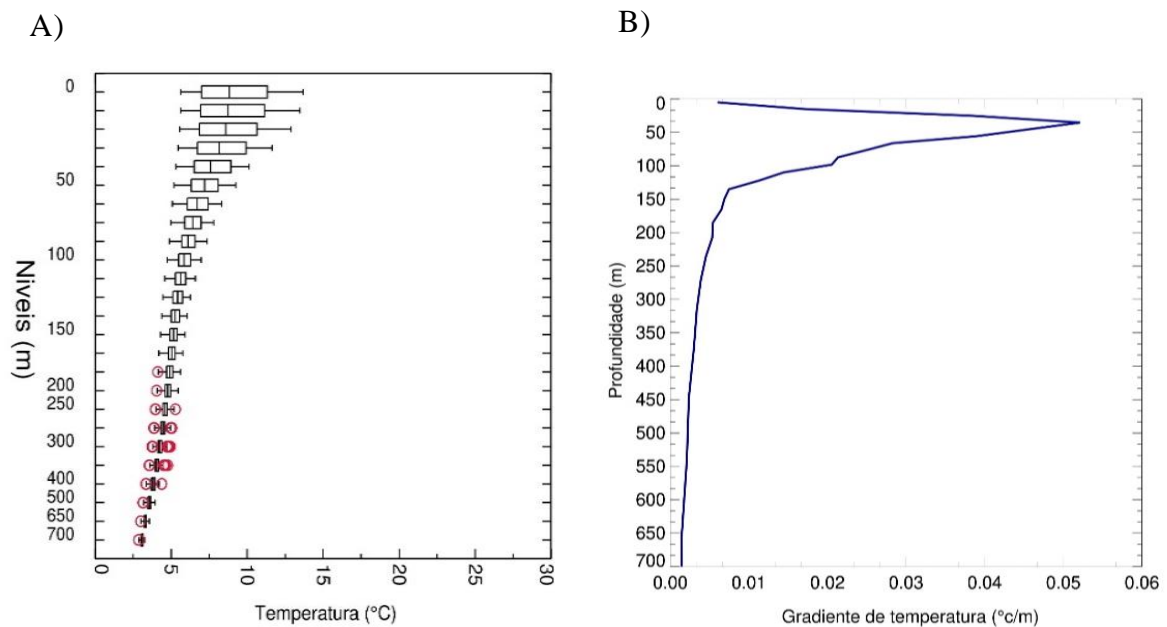


Figura 12 - Resultados para Região 6 para as latitudes de 40°S e 55°S a 66°W – 50°W. a) Boxplot para a temperatura potencial da superfície a 700 m, aproximadamente. b) Gradiente da temperatura potencial da superfície até 700 m, aproximadamente. Para o período de 1980 a 2015. No eixo y, estão os níveis e profundidade (m) e, no eixo x, a temperatura (°C).

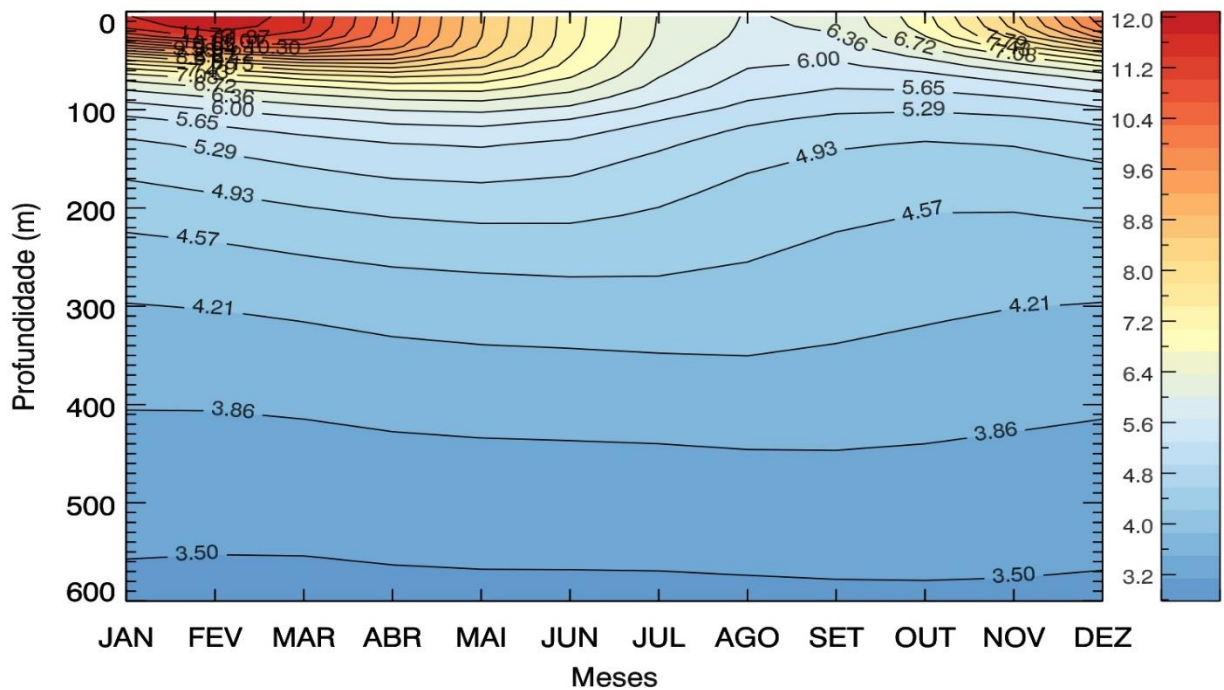


Figura 13 - Climatologia do perfil vertical da variação sazonal da temperatura potencial para a R6, para o período de 1980 a 2015 até a profundidade de 600m. No eixo y, está a profundidade em metros e, no eixo x, os meses. As linhas tracejadas representam a profundidade da base da termoclina.

## Conclusão

O oceano é uma importante componente para a compreensão e entendimento do sistema climático terrestre. Apresenta fenômenos marinhos de grande importância que podem modular o clima do globo em decorrência das suas variações em diferentes escalas de tempo.

Os resultados apresentados aqui do perfil vertical da temperatura potencial mostram que a estratificação do oceano Atlântico Sul na borda oeste e a formação da termoclina, próximo à costa, são moduladas, principalmente, pela interação de massas de águas, correntes oceânicas, que se originam em regiões diferentes, e da interação ar-mar.

Os resultados apresentados mostram que, na região equatorial, principalmente na R2, que fica próxima ao Equador, a termoclina é bem definida durante todo o ano, e sofre pouca ou nenhuma variação. Esses resultados seguem o que é encontrado na literatura com a termoclina ocorrendo durante todo o ano, sem variações tão evidentes.

Contudo, com o distanciamento para regiões subtropicais, mostra-se uma maior variação da termoclina, que passa a apresentar um comportamento mais sazonal, sendo mais evidente durante os meses de verão, isso acontece principalmente com o aumento da insolação nesse período. Ao Sul das latitudes de 45°S, a termoclina é rasa durante os meses mais quentes do

ano e inexistente no período de inverno, o que é observado principalmente nas Regiões 5 e 6. Com a diminuição da insolação e o aumento da turbulência devido ao aumento do vento dessa região, as camadas superficiais se aprofundam durante esse período.

## Referências

- BALMASEDA, M. A.; TRENBERTH, K. E.; KÄLLÉN, E. E. Distinctive climate signs in reanalysis of global ocean heat content, **Geophysical Research Letters**, v.40, p.1754–1759, doi: 10.1002 / grl.50382, 2013.
- CABOS, W., SEIN, D. V., PINTO, J. G., FINK, A. H., KOLDUNOV, N. V., ALVAREZ, F., IZQUIERDO, A., KEENLYSIDE, N., JACOB, D., The south Atlantic anticyclone as a key player for the representation of the tropical Atlantic climate in coupled climate models. **Climate Dynamics**. v.48, p.4051 – 4069. 2017. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3319-9>.
- CAMPOS, C. P., MÖLLER, O. O., PIOLA, A. R., PALMA, E. D. Seasonal variability and coastal upwelling near Cape Santa Marta (Brazil). **Journal of Geophysical Research: Oceans**. v. 118, p.1420-1433. 2013. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20131>
- CARBONEL, C.; Modelling of upwelling in the coastal area of Cabo Frio (Rio de Janeiro – Brazil). **Revista Brasileira de Oceanografia**. v.46. 1998. <https://doi.org/10.1590/S1413-77391998000100001>
- CARTON, A. J., ZHOU, Z.; Annual cycle of sea surface temperature in the tropical Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**. v. 102, p. 27813-27824. 1997. <https://doi.org/10.1029/97jc02197>.
- CARVALHO, R. B. **Análise de chuvas extremas e a relação com eventos de alagamentos na cidade de São Paulo**. 2021. 84 f. Dissertação (Mestrado em Desastres Naturais) - Universidade Estadual Paulista, São José dos Campos, 2021.
- CONKRIGHT, M. E.; LOCARNINI, R. A.; GARCIA, H. E.; O'BRIEN, T. D.; BOYER, T. P.; STEPHENS, C.; World Ocean database 2001, vol. 1, Introduction, edited by S. Levitus, NOAA Atlas NESDIS 42, 167, National Oceanic and Atmospheric Administration, Silver Spring, 2002.
- FRANKIGNOUL, C.; HASSELMANN, K.; Stochastic climate models, Part II application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability. *Tellus*, v. 29:4, p. 289-305, DOI: 10.3402/tellusa.v29i4.11362. 1977.
- GU, D.; PHILANDER, S. G. H. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. **Science**, Washington, v. 275, n. 5301, p. 805-807, 1997.

MAZZINI, P. L. F., BARTH, J. A.; A comparison of mechanisms generating vertical transport in the Brazilian coastal upwelling regions. **Journal of Geophysical research: oceans**. v.118, p.5977-5993. doi:10.1002/2013JC008924, 2013.

MCPHADEN, M. J.; ZEBIAK, S. E.; GLANTZ, M. H. ENSO as an integrating concept in Earth science. **Science**, Washington, v. 314, n. 5806, p. 1740- 1745, 2006.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; QUADRO, M. F. L.; Uma revisão dos processos de interação oceano-atmosfera em regiões de intenso gradiente termal do oceano Atlântico Sul baseada em dados observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 31, n. 4, p. 428-453. 2016. <https://doi.org/10.1029/97JC02197>

PHILANDER, S. G. H.; PACANOWSKI, R. C.; A model of the seasonal cycle in the tropical Atlantic ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, n. C12, p. 14192-14206, 1986.

SAJI, N. H. *et al.* A dipole mode in the tropical Indian Ocean. **Nature**, London, v. 401, p. 360-363, 1999.

SIGNORINI, S. R.; MIRANDA, L. B., EVANS, D. L.; STEVENSON, M. R.; INOSTROZA, H. M.; Corrente do Brasil: estrutura térmica entre 19°S e 25°S e circulação geostrofica. **Instituto de Oceanografia – USP**. v.37, p. 33 – 49. 1989.

SHINODA, T. *et al.* Large-Scale oceanic variability associated with the Madden-Julian Oscillation during the CINDY/DYNAMO field campaign from satellite observations. **Remote Sensing**, [S. l.], v. 5, n. 5, p. 2072-2092, 2013.

SILVEIRA, I. C. A.; MIRANDA, L. B.; BROWN, W. S.; On the origins of the North Brazil current. **Journal of Geophysical Research: Oceans**. v. 99, p. 22501-22512. 1994. <https://doi.org/10.1029/94JC01776>.

SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S.; IKEDA, Y.; A corrente do Brasil ao largo da costa leste Brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**. v. 48, p. 171-183. 2000.

TASCHETTO, A. S.; WAINER, I. The impact of the subtropical South Atlantic SST on South American precipitation. **Annales Geophysicae**, Vienna, v. 26, n. 11, p. 3457-3476, 2008.

VALENTIN, J. L. The Cabo Frio upwelling system, Brazil. *In*: SEELIGER, U.; KJERFVE, B. (Eds.). **Coastal marine ecosystems of Latin America: ecological studies**. Berlin: Springer, 2001. v. 144, p. 97-105.

WANG, G., CAI, W., SANTOSO, A.; Simulated thermocline tilt over the tropical Indian Ocean and its influence on future sea surface Temperature variability. **Geophysical Research Letters**. v.48, p. 1-9, 2021 .<https://doi.org/10.1029/2020GL091902>.

XU, K. *et al.* Thermocline fluctuations in the Equatorial Pacific related to the two types of El Niño events. **Journal of Climate**, Washington, v. 30, n. 17, p. 6611-6627, 2017.

YANG, G. *et al.* Impacts of diferente types of ENSO events on thermocline variability in the Southern Tropical Indian Ocean. **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 46, n. 2, p. 67775-6785, 2019.

ZHANG, L.; DU, Y.; CAI, W. Low-frequency variability and unusual Indian Ocean Dipole Events in 2015 and 2016. **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 45, n. 2, p. 1040-1048, 2018.

## 7. SEGUNDO ARTIGO

Uma análise das anomalias da temperatura potencial no oceano Índico, Pacífico e Atlântico Sul durante as fases da Oscilação de Madden-Julian associadas a ocorrência de eventos de ZCAS.

PONTES, M. L. C., BOIASKI, N. T., LIMA, F. U. F., FERRAZ, S. E. T., SANTOS, C. D., CARPENEDO, C. B.

Resumo:

Durante o verão austral, a região sudeste do Brasil sofre com a ocorrência de eventos extremos de precipitação, associadas a altos valores pluviométricos que, causam diversos transtornos socioeconômicos, e estão relacionados a ocorrência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Considerando que antes dos eventos podem ocorrer anomalias em camadas mais profundas do oceano que podem auxiliar na identificação desse fenômeno, dando uma maior margem para tomadas de atitudes que diminuam os impactos causados pela ZCAS. Foi feita análise de compostos da temperatura potencial com a profundidade para os eventos de ZCAS, durante as oito fases da Oscilação de Madden-Julian. E observou-se a ocorrência de anomalias positivas e negativas até seis meses antes dos eventos na profundidade de 100 metros, principalmente, nas regiões tropicais durante as fases 1, 3 e 6. Podemos considerar com isso que o oceano pode proporcionar um ambiente favorável para a formação e persistência desses eventos quando ocorrendo simultaneamente com a OMJ e as anomalias podem ser identificadas meses antes da ZCAS.

## INTRODUÇÃO

No Brasil, durante o verão (dezembro a fevereiro), há registros da ocorrência de eventos com altos valores pluviométricos, que podem causar transtornos e impactos socioeconômicos na região de maior densidade demográfica do país, a região sudeste. Esses eventos estão principalmente relacionados a atuação da Zona convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que se caracteriza como uma banda de nebulosidade com atividade convectiva que se origina sobre a Amazônia e estende-se para o sudoeste Tropical e subtropical do Oceano Atlântico (CARVALHO *et al.*, 2004). Os altos índices pluviométricos associados a este fenômeno são uns dos principais responsáveis pela ocorrência de enchentes e deslizamentos que causam grandes prejuízos para a região.

A ZCAS é conhecida por sua grande variabilidade espacial e temporal. Uma das principais escalas temporais que influencia no desenvolvimento dos eventos de ZCAS é a intrasazonal, associada a Oscilação de Madden – Julian (OMJ). Alguns trabalhos associam anomalias atmosféricas que antecedem eventos de ZCAS sobre o Pacífico em condição de OMJ (PAEGLE *et al.*, 2000, CARVALHO E JONES, 2009). A variabilidade intrasazonal desempenha um papel importante na modulação da ZCAS e influência na ocorrência de eventos extremos sobre a região (GRIMM, 2019).

Durante o deslocamento para leste, a convecção associada com a OMJ interage com a superfície do oceano onde encontra um *background* para se sustentar e perturbar a atmosfera, causando propagação de ondas que vão influenciar regiões distantes de onde se originam. A resposta atmosférica a OMJ e como ela afeta a ZCAS é amplamente estudada (KOUSKY E KAYANO, 1994; MATTHEWS *et al.* 1996; CARVALHO *et al.* 2004, CARNEIRO E CAVALCANTI, 2010). Nosso interesse aqui é a observação e análise do oceano em respostas das fases da OMJ associadas a eventos de ZCAS, principalmente, em maiores profundidades, motivado pelos resultados da termoclina apresentados na primeira parte deste estudo.

## DADOS E METODOLOGIA

Os dados utilizados aqui foram obtidos do Ocean ReAnalysis System 4 (ORAS4) do European Centre for Medium-Range Forecasts (ECMWF), para temperatura potencial (°C) com resolução espacial de 1°x 1° para o período de janeiro de 1980 a dezembro de 2015, totalizando 36 anos, para 42 níveis verticais, variando entre 10m à 30m, entre si (BALMASEDA *et al.*, 2013). Contudo, com base nas análises feitas na primeira parte deste estudo, foi utilizado apenas 23 níveis que corresponde a 500 metros de profundidades, onde observamos a ocorrência média da termoclina observado na parte 1 deste trabalho.

Para este trabalho, foi utilizado, ainda, um banco de dados com registros de 160 casos de ZCAS obtidos através de: teses, dissertações, artigos, cartas sinóticas, imagens de satélites, e em sua maioria, do Boletim Climanálise (CPTEC/INPE), para o período de 1992 a 2015, disponibilizado pelo Grupo de pesquisa em Clima da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), e dados do índice RMM disponibilizado pelo serviço de Meteorologia da Austrália<sup>1</sup>. Devido a disponibilidade dos casos de ZCAS foi utilizado apenas o período de 1992 a 2015 dos dados de temperatura e do Índice.

---

<sup>1</sup> disponível em: <http://www.bom.gov.au/climate/mjo/graphics/rmm.74toRealtime.txt>.



Para as análises foram definidas oito sub-regiões de interesse, 1 sobre o Oceano Índico, três sobre Oceano Pacífico e quatro sobre o Atlântico (Fig. 1), considerando a áreas de atuação da OMJ e da ZCAS. A partir dessas regiões foram feitos compósitos dos eventos de ZCAS em cada fase da OMJ. Os compósitos foram feitos para cada fase da OMJ e para cada sub-região, de forma que, cada evento de ZCAS foi escolhido a depender da fase que ele acontecia associada aos meses de sua ocorrência, ou seja, para cada evento de ZCAS uma fase da OMJ era escolhida usando como critério o mês de ocorrência. Para essa escolha foi considerado que o tempo de resposta no oceano é mais lento do que o da atmosfera. Depois calculamos a anomalia da temperatura potencial como sendo a diferença entre os valores mensais e a climatologia para cada mês, para cada fase para todas as regiões, com defasagem mensal em relação aos eventos de ZCAS, variando do lag de -6 (meses) ao lag 3 (meses). Logo após foi aplicado o teste t-Student para determinar as anomalias estaticamente significativas.

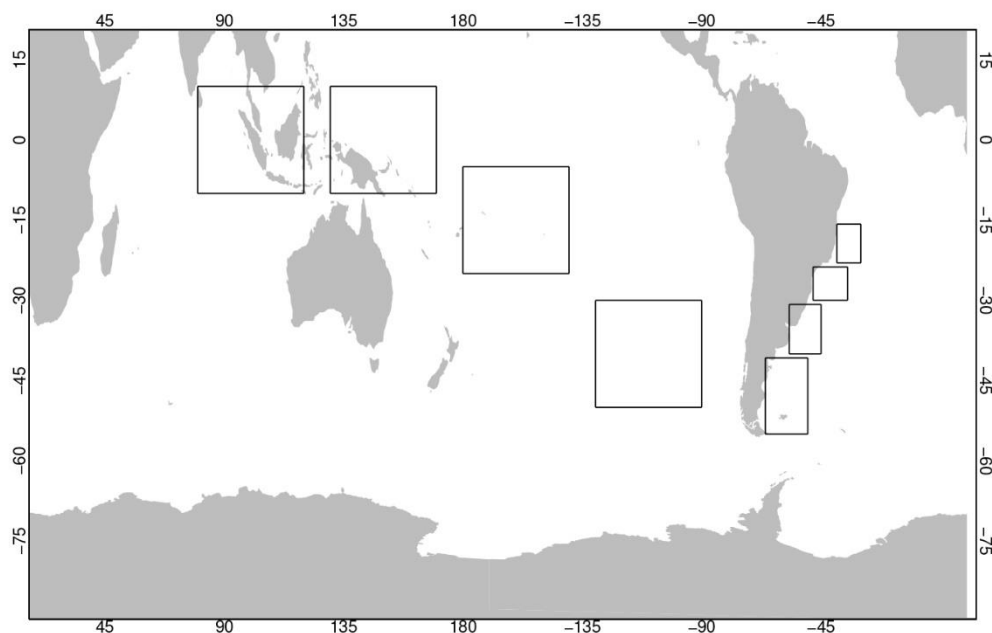


Figura 1 - Oceano Pacífico e Atlântico as caixas são representação das sub-regiões definidas. R1: 10°N – 10°S e 80°E – 120°E; R2: 10°N – 10°S e 130°E – 170°E; R3: 5°S – 25°S e 180°E – 140°W; R4: 30°S – 50°S e 130°W – 90°W; R5: 40°S – 50°S e 66°W – 50°W; R6: 30°S – 40°S e 45°W – 57°W; R7: 30°S – 23°S e 35°W – 48°W; R8: 23°S – 15°S e 39°W – 30°W.

Uma análise da ocorrência de eventos por fase, mostra que, a maioria dos eventos de ZCAS analisados aqui ocorrem na fase 6 (~18% dos eventos) seguido pela fase 5 (Gráfico 1). Contudo, serão apresentados os resultados das fases que após a aplicação do teste tiveram níveis de confiança acima de 95% antes dos eventos e melhor significância estatística.

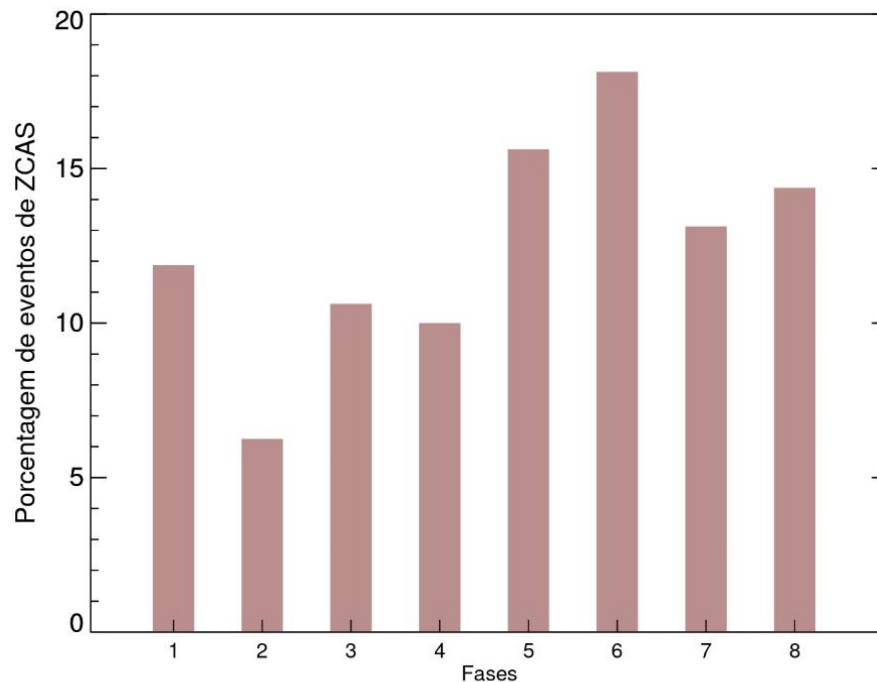


Gráfico 1 - Gráfico da porcentagem de eventos da ZCAS por fase da OMJ. No eixo x estão as fases e no eixo y a porcentagem da ocorrência dos eventos.

## RESULTADOS

### Região 1

A região 1 (R1) encontra-se na faixa de águas mais quentes, no oceano Índico, conhecida como “*piscina quente*”, que apresenta altas temperaturas durante todo o ano. Essas altas temperaturas estende-se além da superfície chegando até a profundidade de 100m, aproximadamente, e com pouca variação espacial e temporal.

Os compósitos das anomalias da temperatura potencial para os eventos de ZCAS que acontecem na fase 1 da OMJ (Fig. 2) mostram que, seis meses antes do evento, no lag -6 (Fig. 2), há um núcleo de anomalias positivas entre as longitudes de 100°W e 110 °W, com valores máximos próximos a profundidade de 100m. Essa anomalia positiva não parece ser significativa nos meses subsequentes. Contudo, três meses antes do evento alguns sinais são observados, mas com pouca intensidade, ao considerarmos os lags anteriores.

As anomalias positivas, que ocorrem seis meses antes nessa fase, acontecem na profundidade de 100m, aproximadamente, onde a termoclina para a R1 apresenta maior variação da temperatura, nessa região a termoclina tem uma profundidade 250m. Com o avanço dos meses

as anomalias enfraquecem e quase não são observadas, voltando a surgir novamente dois meses depois do evento de ZCAS.

A anomalia positiva, seis meses antes do evento de ZCAS, pode significar um aquecimento da camada abaixo da superfície, esse aquecimento pode denotar uma maior intensificação da camada de barreira, a camada de barreira é uma camada que impede as trocas entre as camadas mais profundas e as superficiais, o que implicaria em uma intensificação dos processos de superfície, que por consequência, aumentaria os processos convectivos, devido ao aumento da força do vento e os fluxos de calor turbulento (PUJIANA E MCPHADEN, 2018).

As fases 2 e 3 não apresentam anomalias significativas. Contudo, a fase 4 (Fig. 3), no lag -6, um núcleo de anomalias positivas da temperatura potencial se forma, próximo a 100m de profundidade, porém, diferente do comportamento durante a fase 1 (Fig. 2) da OMJ as anomalias ocorrem no limite leste da região de estudo, ou seja, além do  $110^{\circ}\text{W}$ , isso talvez possa ser explicado pelo deslocamento do máximo de convecção para oeste, o máximo da convecção, durante a fase 4, ocorre próximo a linha de data. Essa anomalia perde intensidade no lag -5, e no lag -4, próximo a longitude de  $100^{\circ}\text{W}$ , e abaixo dos 100m de profundidade, ela deixa de ser positiva e passa a ser negativa, as anomalias, tanto positiva quanto negativa, não são significativas no lag -3 e -2, mas volta a surgir no lag -1, na mesma região que ocorreu no lag -6. Nos lags 0, 1, 2, e 3 as anomalias positivas são mais intensas e significativas e se estende desde a superfície até a profundidade de 200m, principalmente no lag 0.

Ao contrário do que ocorre nas fases 1 (Fig. 2) e 4 (Fig. 3), na fase 5 (Fig. 4), seis meses antes dos eventos, anomalias negativas são observadas na mesma profundidade que ocorre as anomalias durante a fase 4 (Figura 4). As anomalias observadas aqui podem ser associadas a um enfraquecimento da temperatura, o que poderia ser relacionado a uma diminuição das trocas na superfície o que enfraqueceria os processos convectivos, proporcionaria uma maior troca entre a superfície e a camada da termoclina. Contudo, a anomalia negativa é observada apenas durante o lag -6, e anomalias positivas no limite leste da região são observadas durante todo o restante dos lags até três meses depois dos eventos.

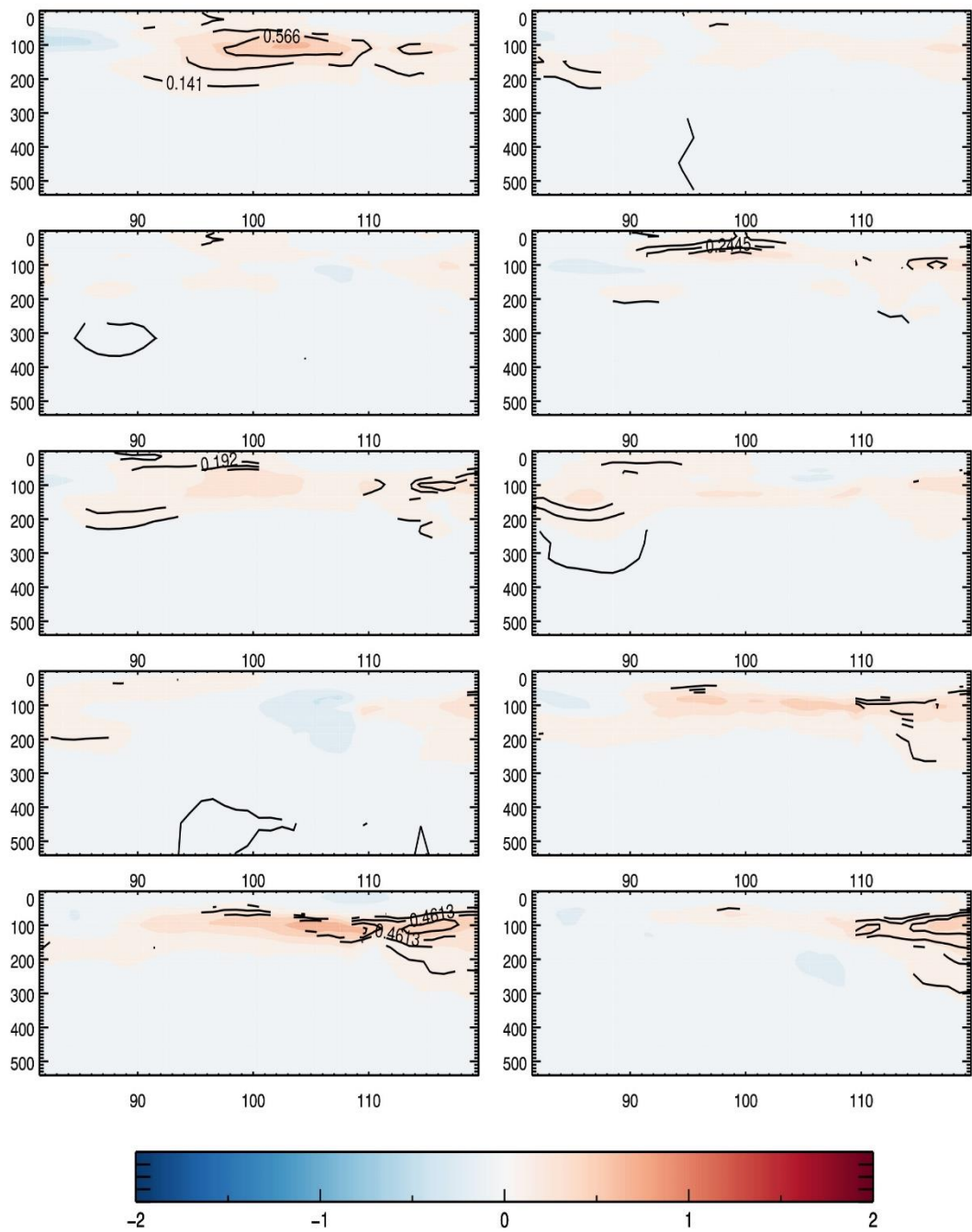


Figura 2 - compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 1 da OMJ para a região 1. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags -5, -3, -1, 1, 3.

A fase 6 (Fig. 5) é a fase com maiores registros de ocorrência de eventos de ZCAS (Gráfico 2), durante esta fase, as anomalias positivas da temperatura potencial começam a surgir no lag -3, próximo a superfície, intensificando e se aprofundando durante o avanço do lags, elas serão máximas no lag 0, quando há a ocorrência do evento de ZCAS. Na R1, nos lags após o evento essas anomalias se restringem mais a profundidade de 100m.

As anomalias durante a fase 7 não são significativas. O comportamento da fase 8 (Fig. 6) é muito semelhante ao que ocorre na fase 5 (Fig. 4). As anomalias surgem no limite leste da região no lag -6, intensificam-se durante o período até chegar ao lag-1, quando se estende para o centro, isso ocorre na profundidade de 100m, e não chega na superfície. Depois do lag -1 a anomalia volta a perder intensidade e concentra-se na borda leste da região. Para Oceano Índico as anomalias estão relacionadas principalmente onde há maior variabilidade da temperatura no início da termoclina, essa região como mencionando anteriormente é conhecido pelas camadas de barreiras, as anomalias podem influenciar nessa camada.

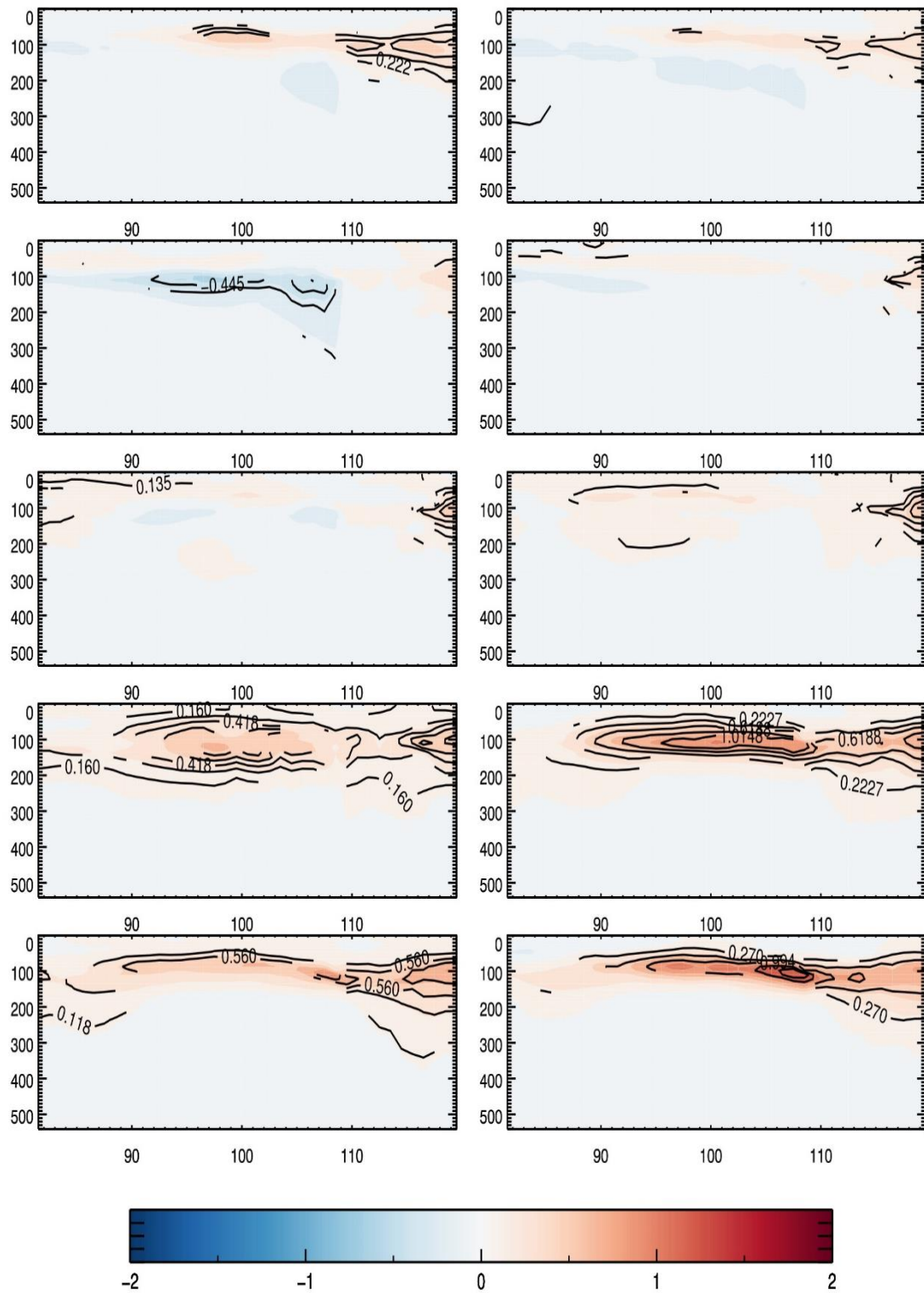


Figura 3 - composites dos eventos de ZCAS para a fase 4 da OMJ para a região 1. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags -5, -3, -1, 1, 3.

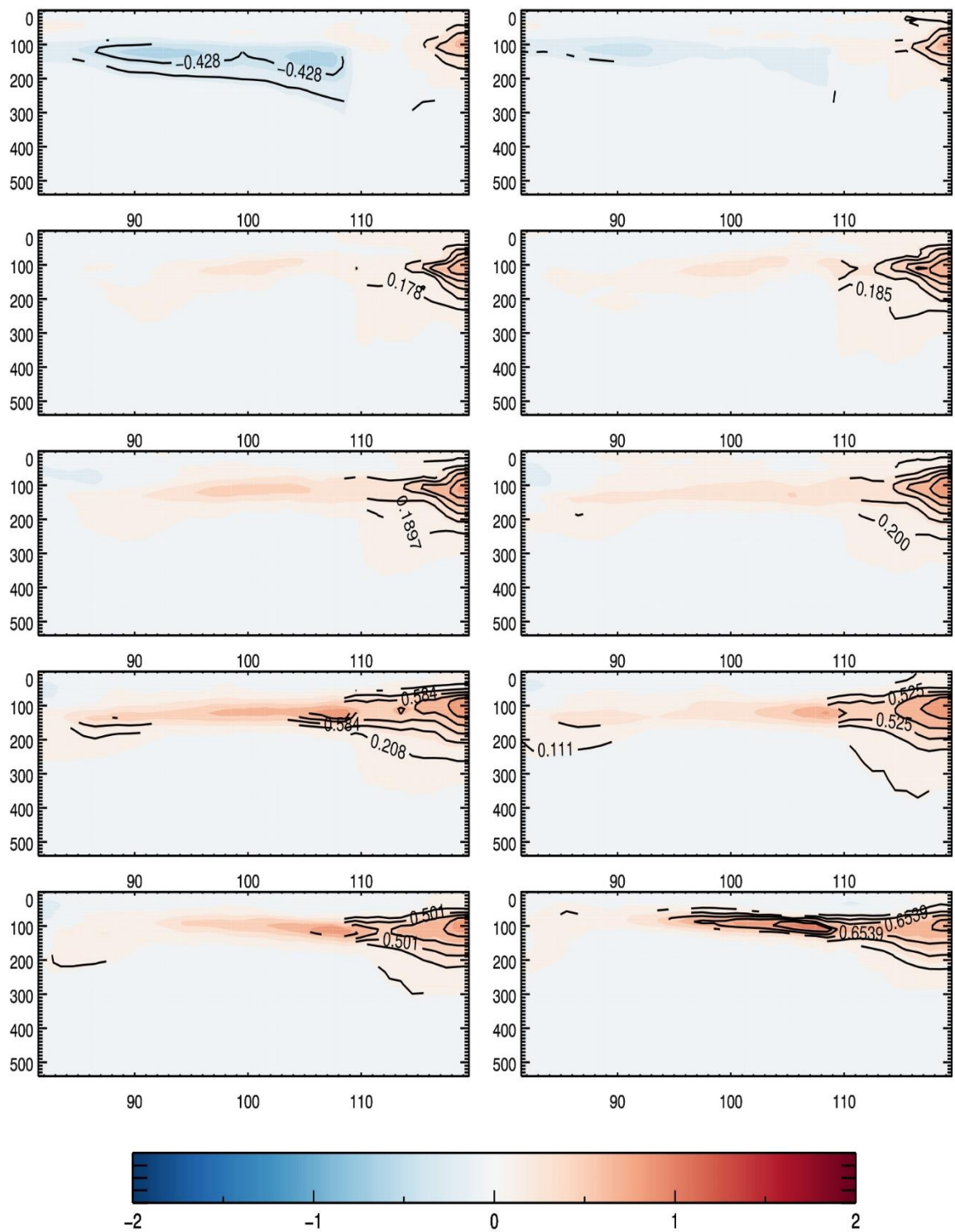


Figura 4 - compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 5 da OMJ para a região 1. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags -5, -3, -1, 1, 3.

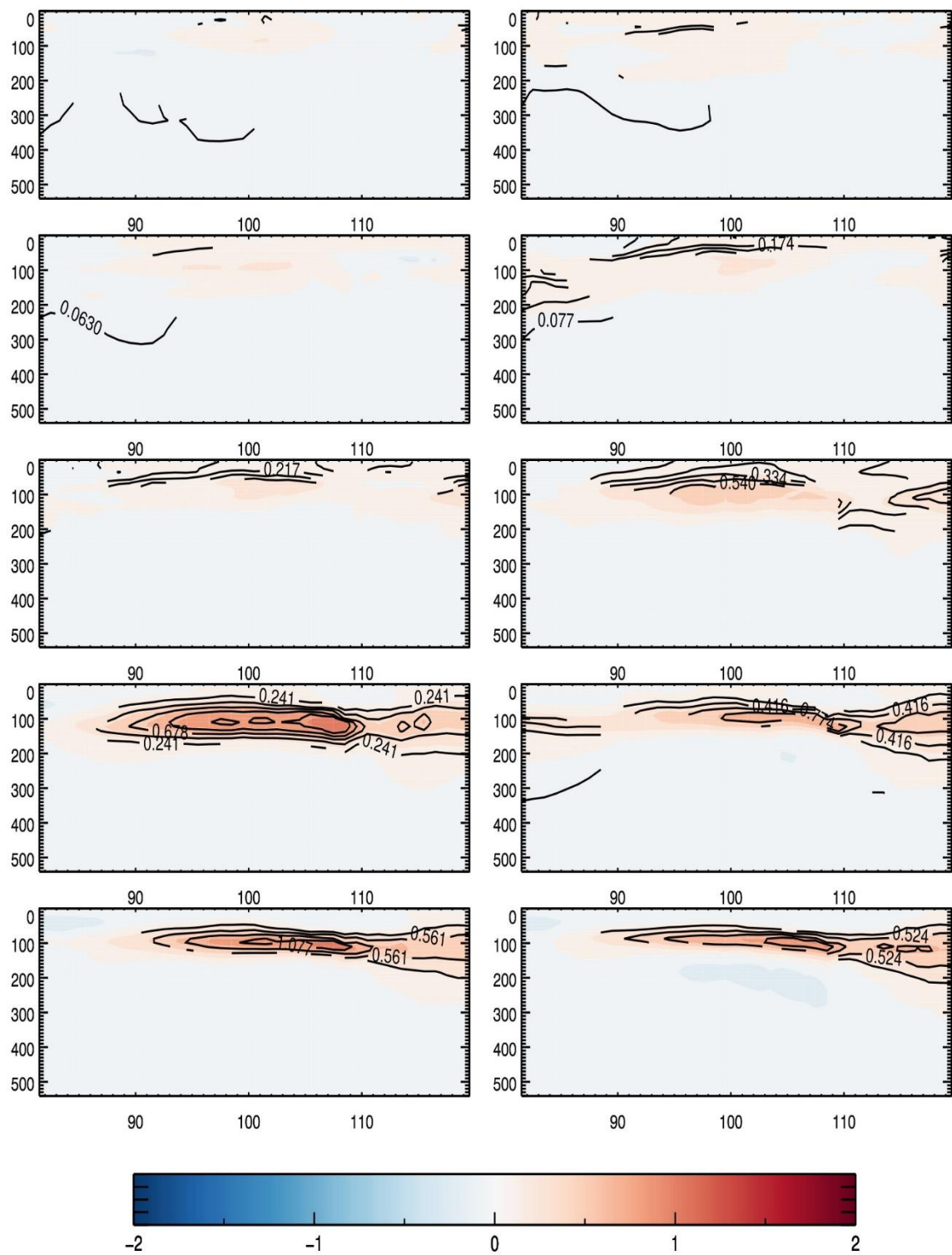


Figura 5 - compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 6 da OMJ para a região 1. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags -5, -3, -1, 1, 3.



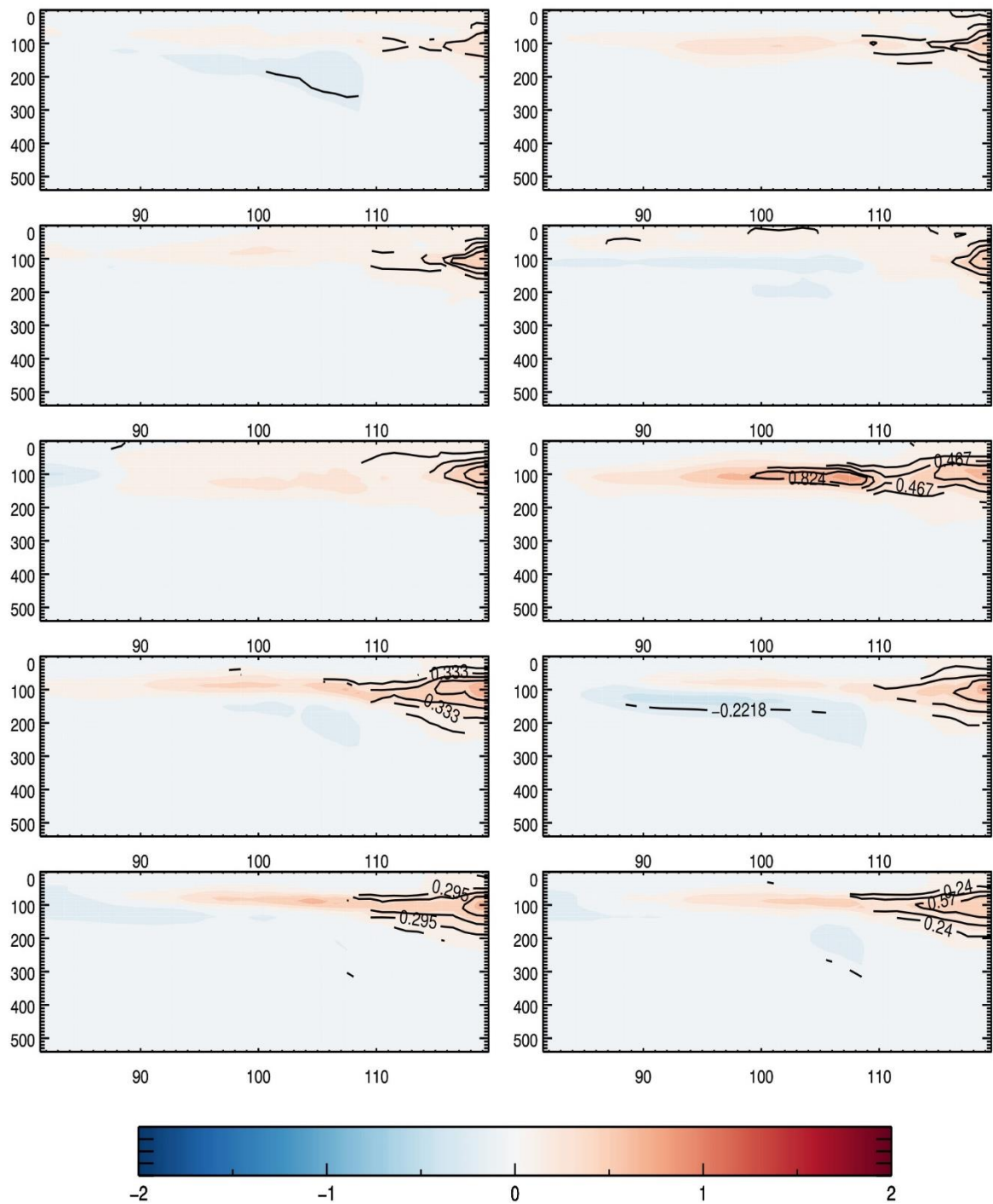


Figura 6 - compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 8 da OMJ para a região 1. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags -5, -3, -1, 1, 3.

## Região 2

A região 2 (R2), assim como a R1, também, encontra-se sobre as águas da *piscina quente*, no Oceano Pacífico. As análises mostram que, essa região tem temperaturas maiores e com menores variações do que a região anterior, apesar de ficarem localizadas na mesma latitude, para a fase 1 (Fig. 7) as anomalias positivas da temperatura potencial ocorrem por todos os lags desde o -6 até o 3, ou seja, seis meses antes e três meses depois de cada evento de ZCAS. Elas estendem-se desde a superfície até aproximadamente 200m, muito mais profundo se considerarmos o mesmo período e fase da região anterior.

Ao considerarmos o perfil vertical da temperatura potencial e sua climatologia, as temperaturas altas desta região estendem-se até, aproximadamente, 200m, na mesma profundidade das camadas de maior variabilidade da temperatura. Há uma intensificação das anomalias nos lags -2 e -1, com um enfraquecimento durante o evento de ZCAS, no lag 0, e voltando a intensificar após o lag 0.

Na fase dois, não foram observadas anomalias significativas da temperatura, entretanto, o comportamento da fase 3 (Fig. 8) é semelhante ao da fase 1 (Fig. 7), com anomalias ocorrendo durante todos os lags. Contudo, antes do lag 0, as anomalias estendiam-se até a superfície, e após o lag 0, ela se mantém mais próxima a profundidade de 100m. A estrutura observada nas fases um (Fig. 7) e três (Fig. 8), também, são observadas nas fases quatro (Fig. 9) e cinco (Fig. 10).

Diferente das fases anteriores, onde as anomalias aconteciam durante todos os lags e na camada que estendia-se da superfície até aos 200m, a fase 6 (Fig. 11), começa a apresentar anomalias a partir do lag -4, entre as camadas de 100m e 200m, e estendem-se para o lags a frente até se formarem e continuarem até ao lag 3.

A fase 7 (Fig. 12) é a que mais se diferencia das demais, nas fases 1, 3, 4 e 5, as anomalias ocorrem com intensidade durante todos os lags, na fase 6 ela começa a surgir no lag -4, na fase 7 as anomalias são menos intensas se comparadas as anteriores, e começam a se formar no lag -6, contudo, mais na borda leste da região, ganhando força e ocorrendo por toda a região durante os lags -5, -4 e -3. A partir do lag -2, as anomalias vão perdendo força e se restringindo para a borda leste novamente.

Apesar de menos intensa o comportamento das anomalias durante o avanço dos lags são semelhantes as fases de 1 a 5. Todavia, apesar de mostrar fortes anomalias durante a maioria

das fases, na sete os sinais são fracos com anomalias de  $0.1^{\circ}\text{C}$  que concentram-se, principalmente durante os lags -4, -3 e -2.

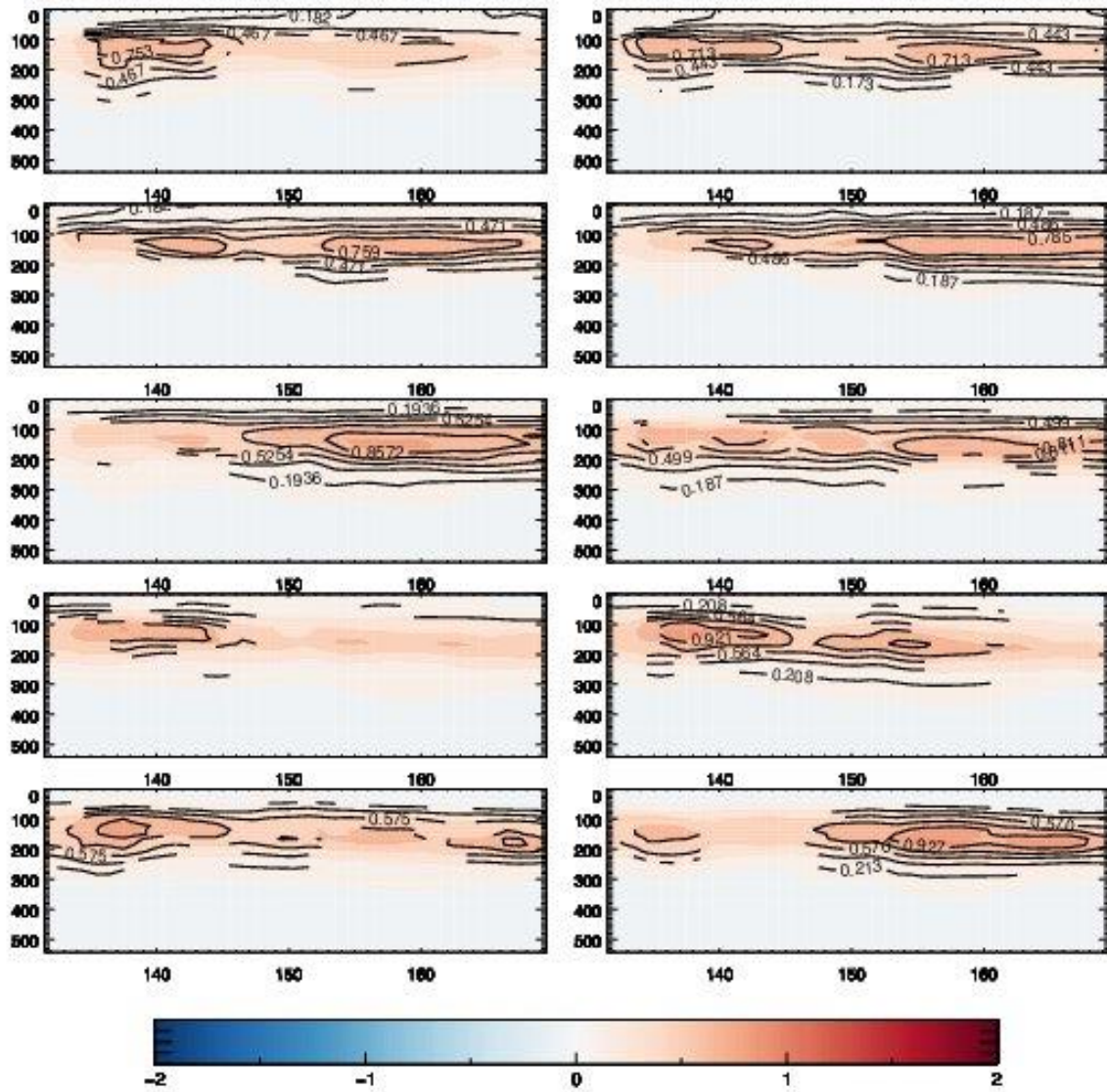


Figura 7 - compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 1 da OMJ para a região 2. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags -5, -3, -1, 1, 3.

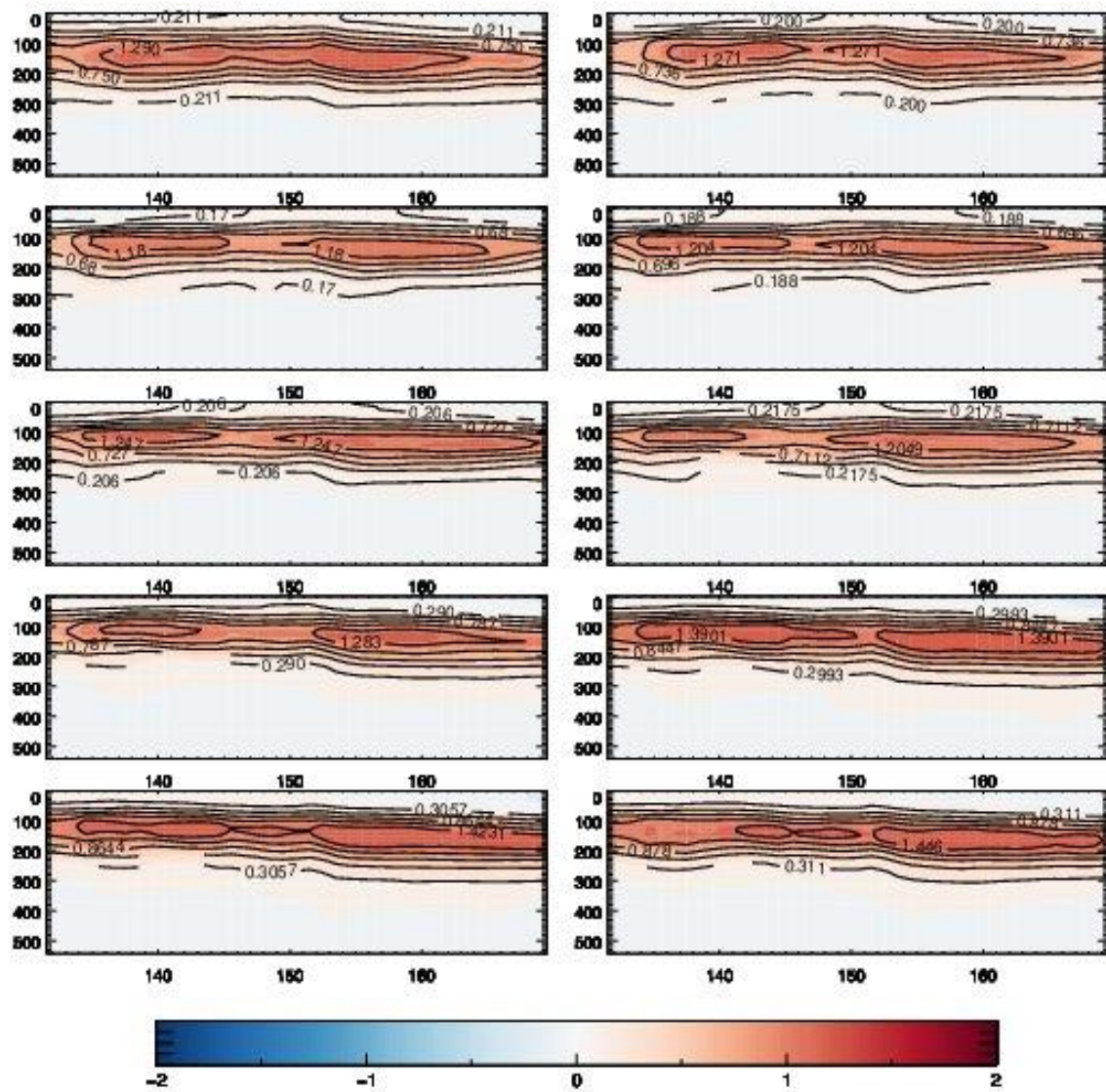


Figura 8 - compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 3 da OMJ para a região 2. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags -5, -3, -1, 1, 3.

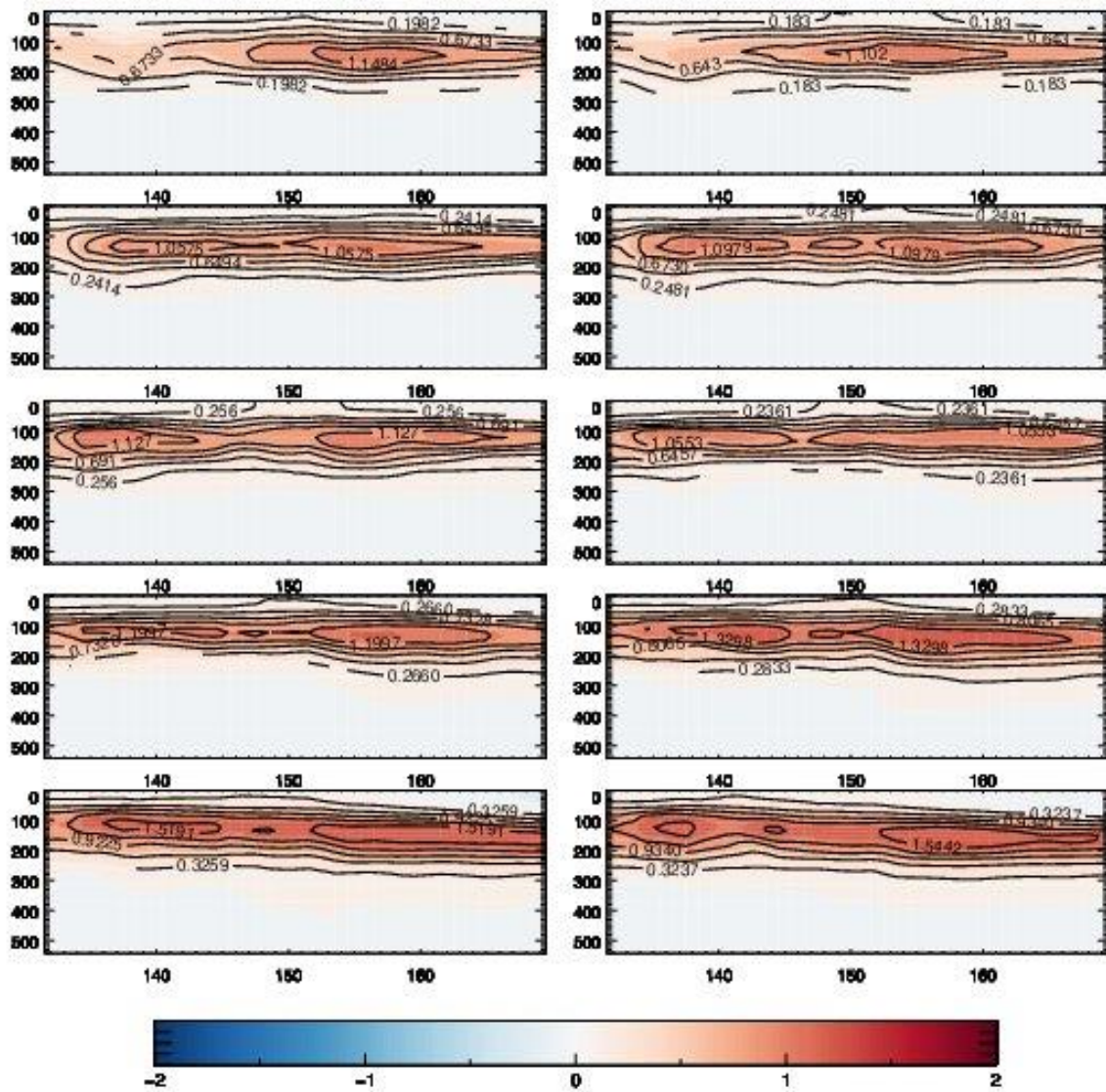


Figura 9 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 4 da OMJ para a região 2. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

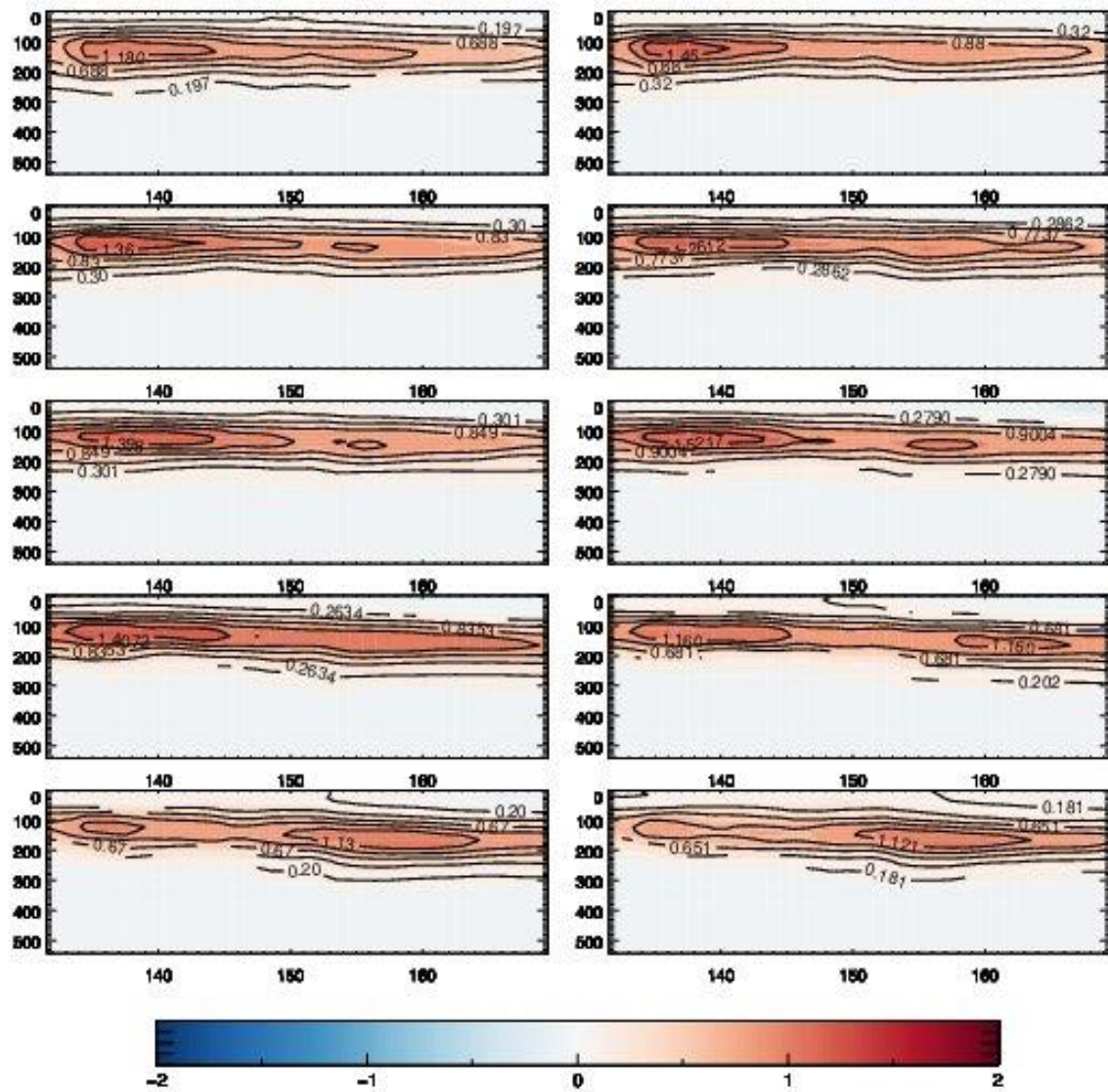


Figura 10 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 5 da OMJ para a região 2. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

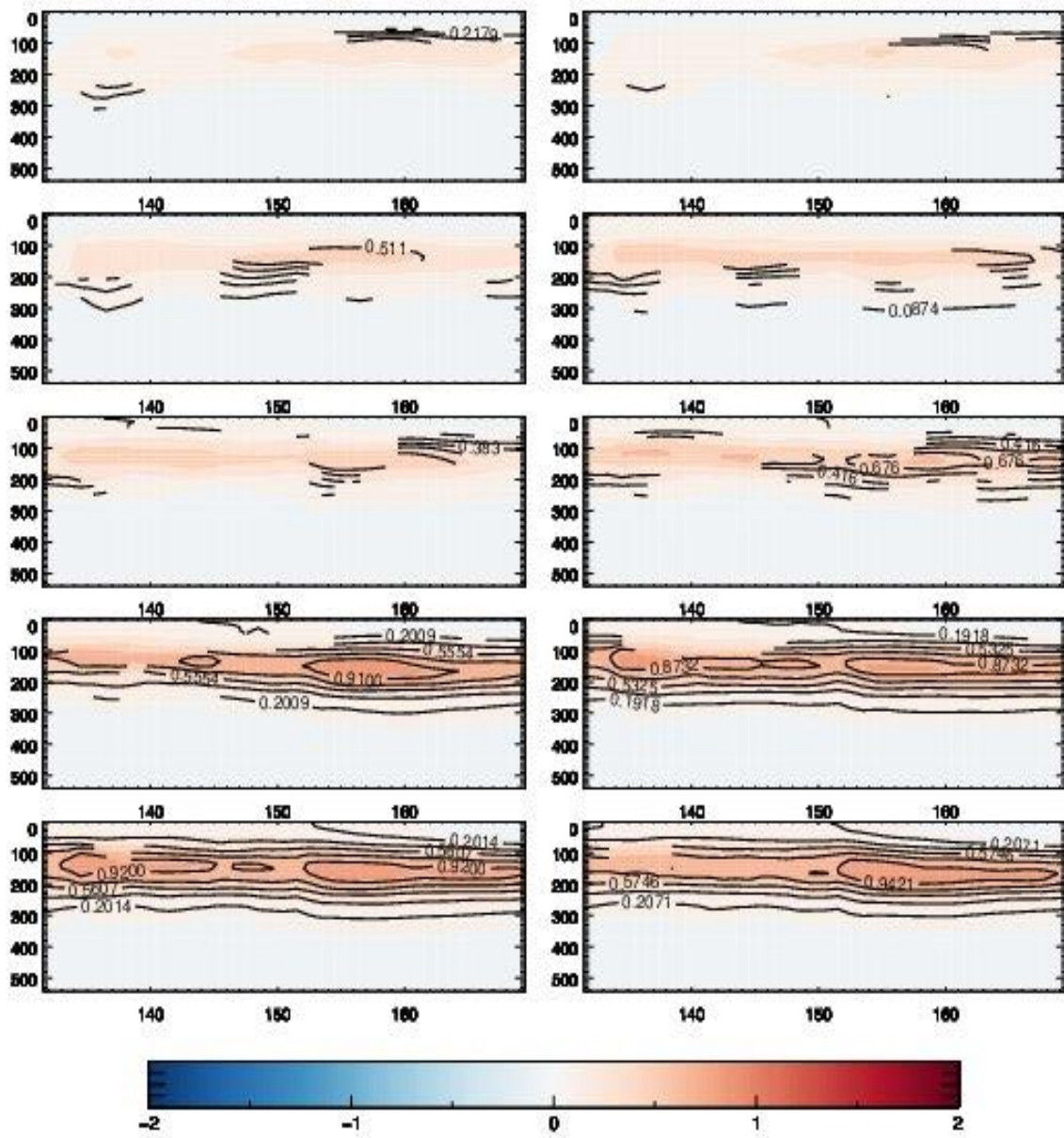


Figura 11 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 6 da OMJ para a região 2. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

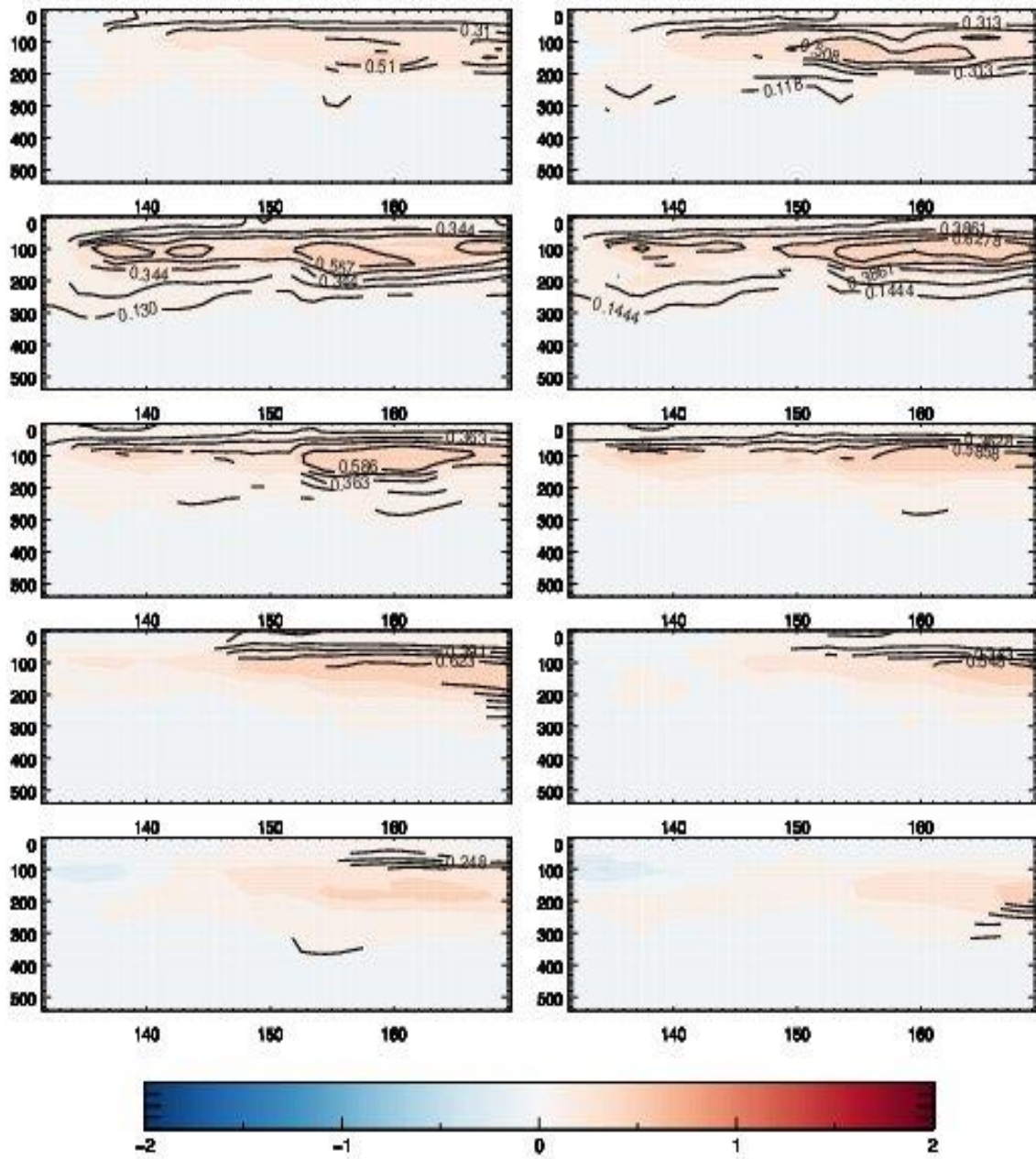


Figura 12 - compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 7 da OMJ para a região 2. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags -5, -3, -1, 1, 3.



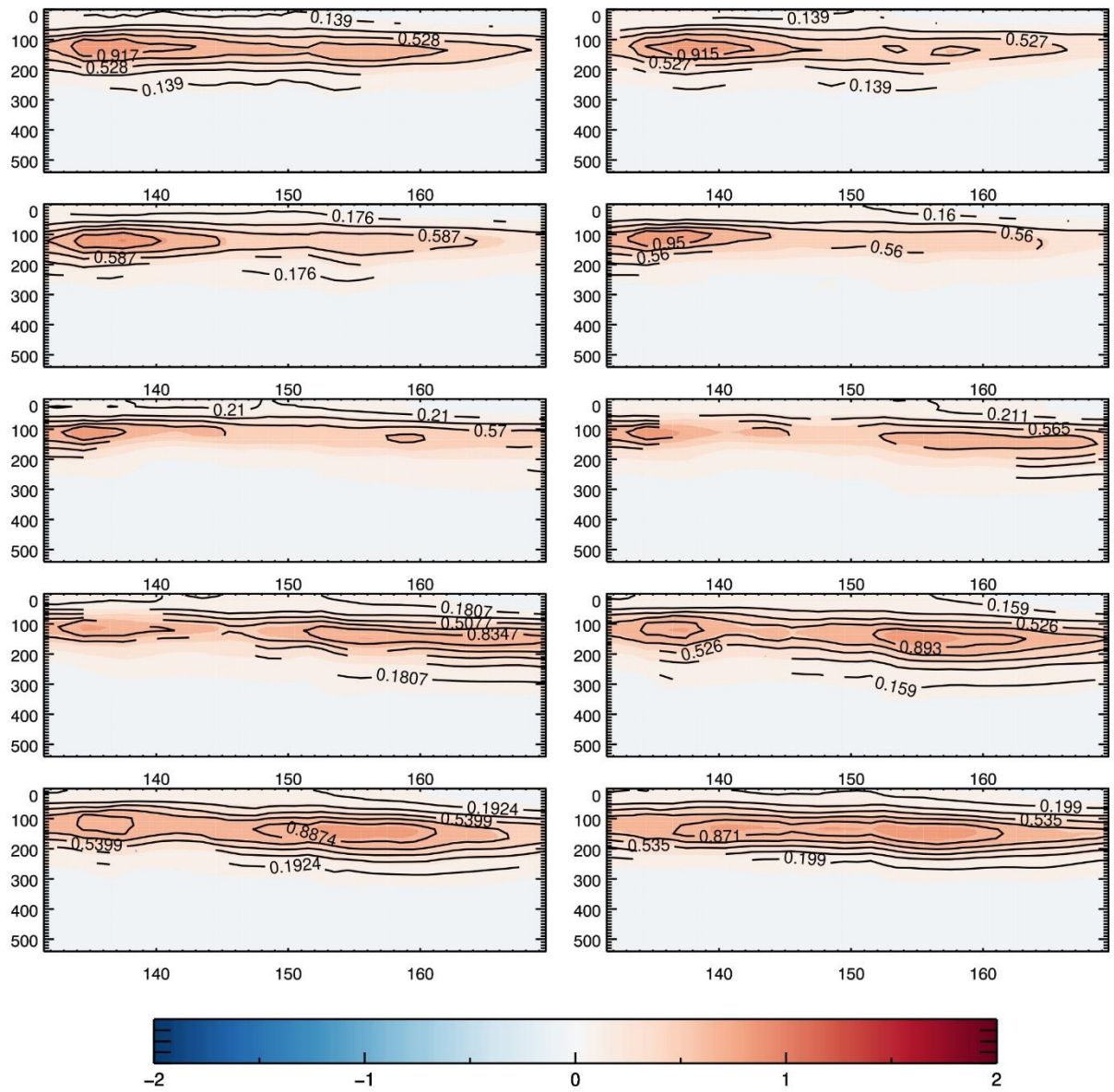


Figura 13 - compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 8 da OMJ para a região 2. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

### Região 3

A região 3 está localizada na latitude de 5°S a 25°S. Desta forma, as variações da temperatura aqui, principalmente mais próximo a superfície, são associadas as modulações dos ventos e variações da pressão. As anomalias para essa região são baixas se comparadas as anteriores, variando entre 0.1°C a 0.4 °C e se estendem por todas as fases da OMJ, sendo menos intensa na fase 2, ficando confinadas no lado oeste da região.

Durante a fase 1 (Fig. 14) da OMJ, as anomalias positivas da temperatura potencial, diferente do que acontecia nas regiões anteriores, mais próximas do equador, estendem-se desde a superfície até aproximadamente 300m, e estão principalmente localizadas na borda oeste da região, nas regiões anteriores as anomalias limitavam-se a faixa dos 100m, principalmente na região 1.

As anomalias estendem se por toda a camadas e são mais profundas do que as anomalias que ocorrem no equador e estão presente desde o lag -6, com exceção da fase 8 (Fig. 20), onde as anomalias são mais evidentes a partir do lag -2. Durante a fase 2 (Fig. 15), as anomalias positivas significativas ocorrem mais no centro da região e em maiores profundidades, se distanciando da superfície. Contudo, isso acontece até o lag - 2, depois não há a ocorrência de anomalias significativas nos lags posteriores.

A fase 3 (Fig. 16) possui um comportamento semelhante ao da fase 1 (Fig. 2), contudo as anomalias nessa fase é mais intensa do que na fase 1. As fases 4, 5, 6, 7 e 8 apresentam também comportamento semelhantes as fases 1 e 3, com menos intensidade nas anomalias. Para essa região a única fase que mostra um comportamento diferente é a fase 2. Para a região as anomalias vão perdendo intensidade com o avanço das fases, ou seja, com o deslocamento da convecção para leste.

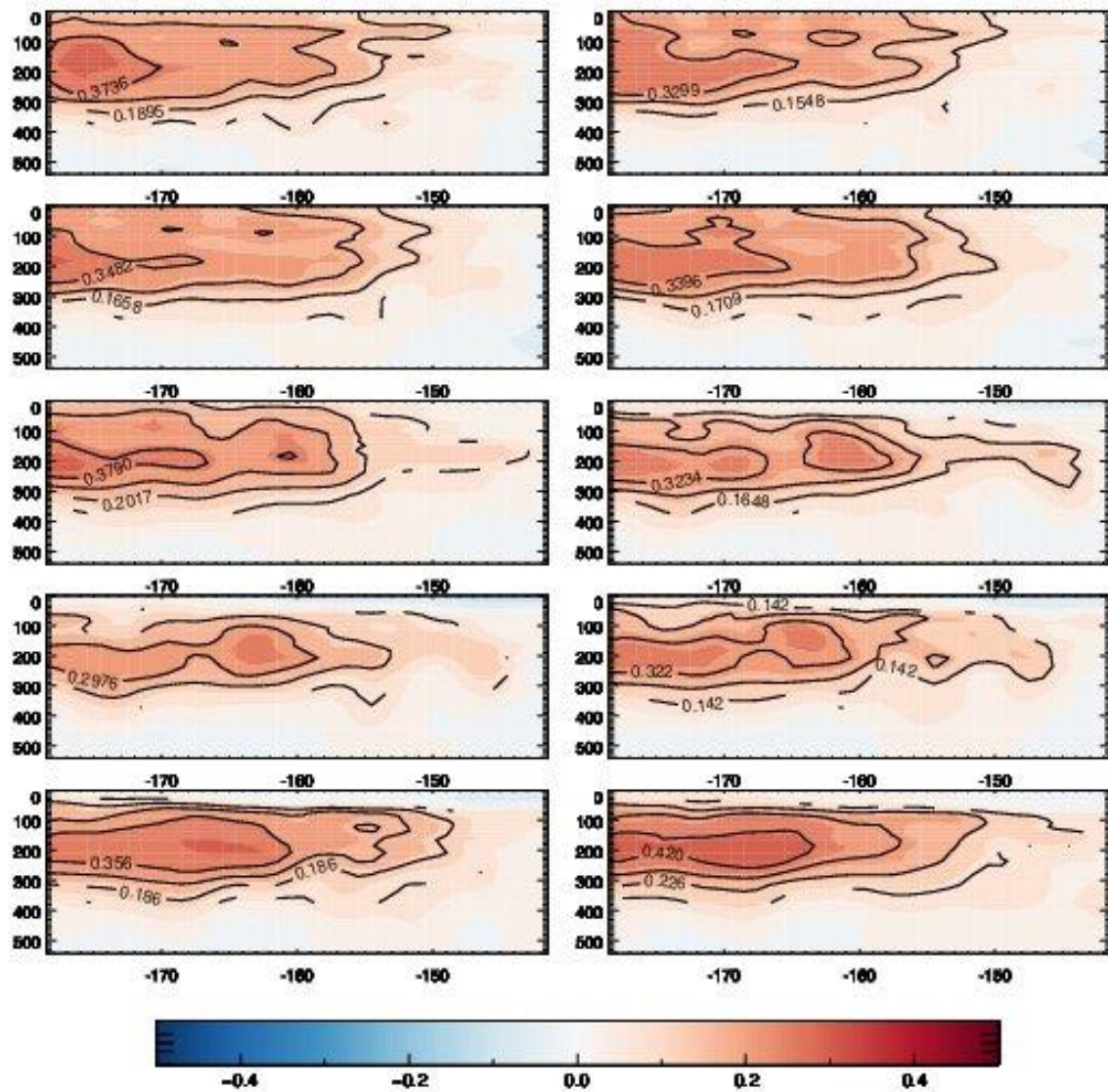


Figura 14 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 1 da OMJ para a região 3. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

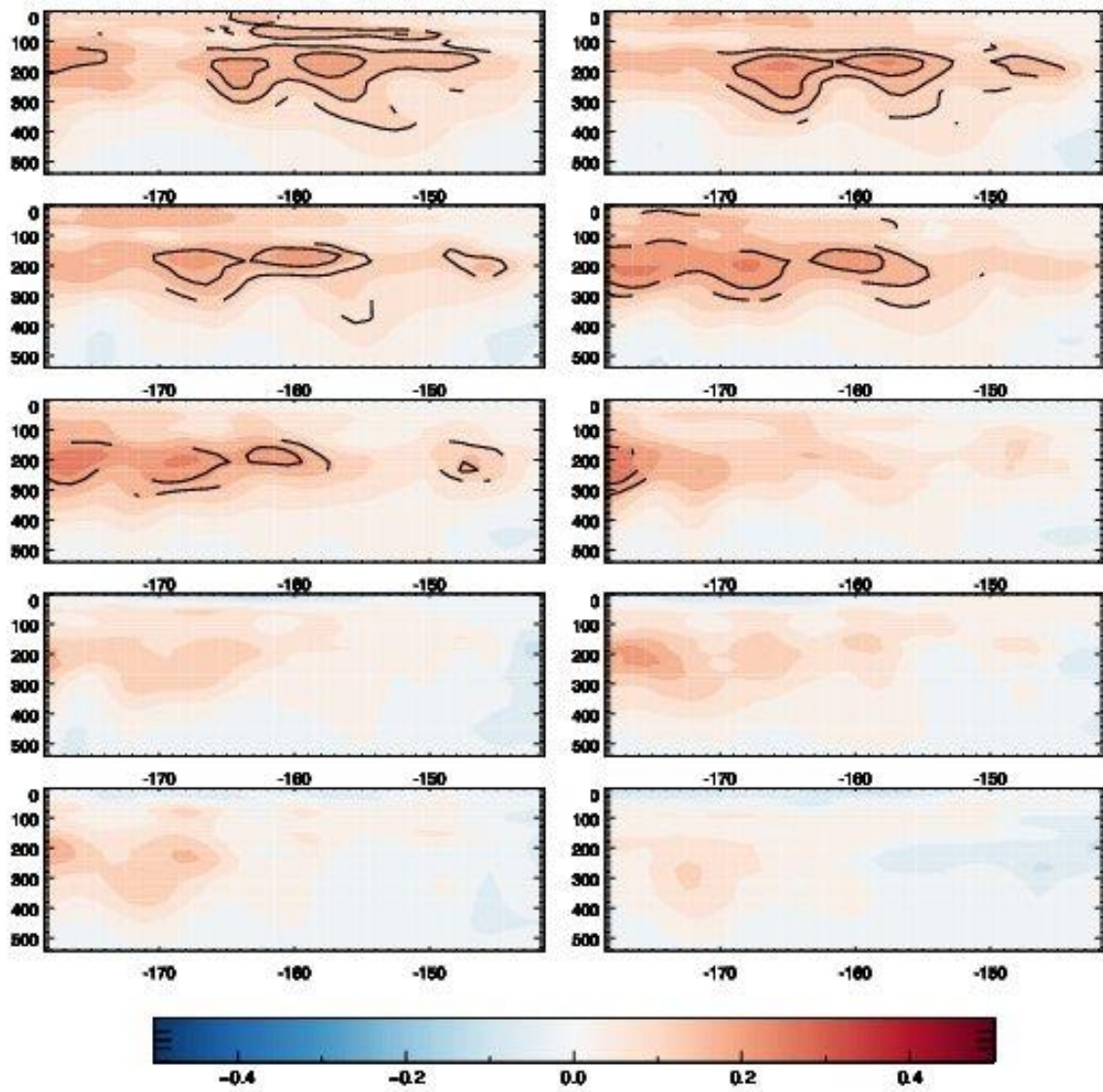


Figure 15 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 2 da OMJ para a região 3. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

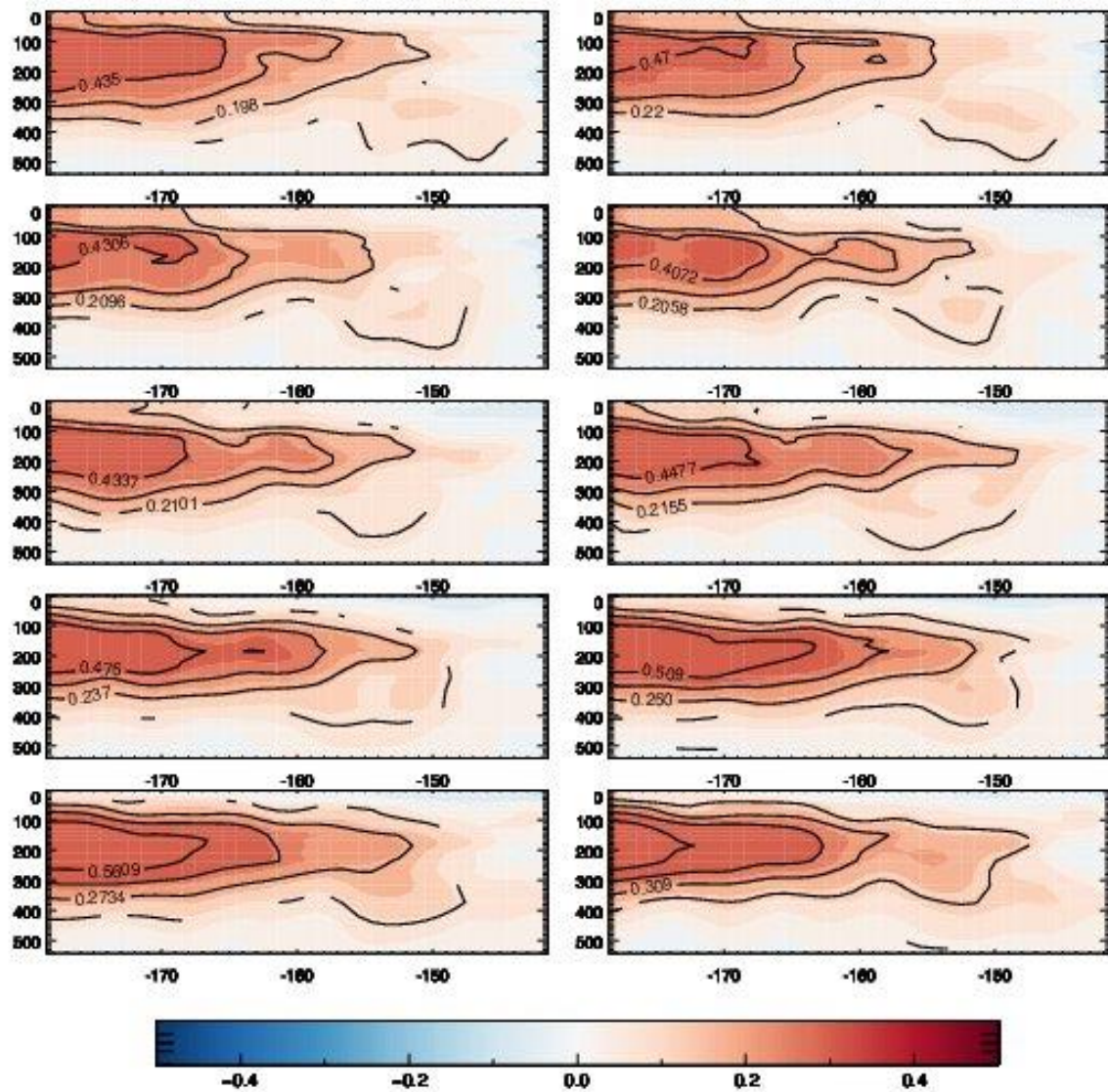


Figura 16 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 3 da OMJ para a região 3. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags -5, -3, -1, 1, 3.

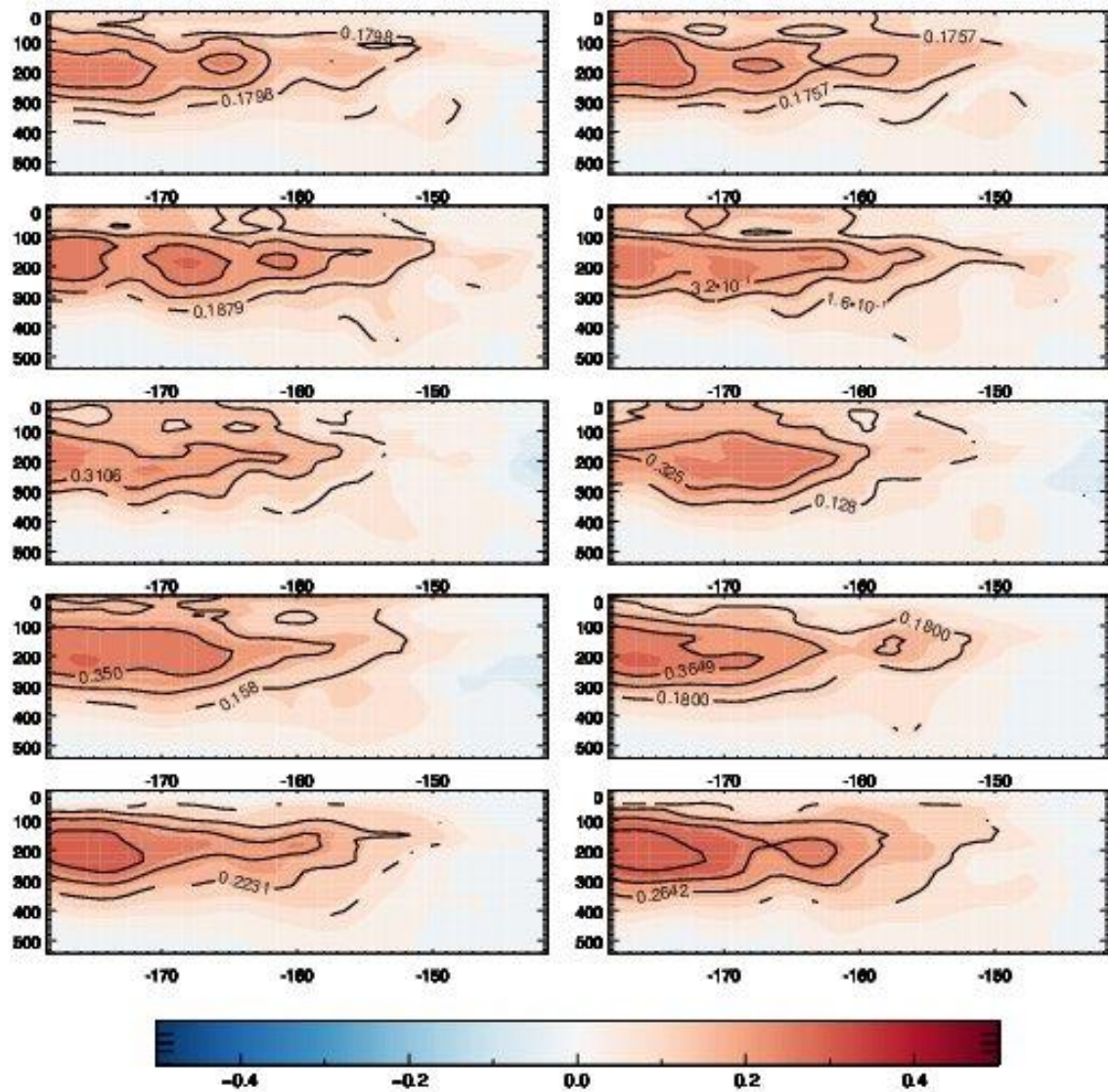


Figura 17 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 4 da OMJ para a região 3. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

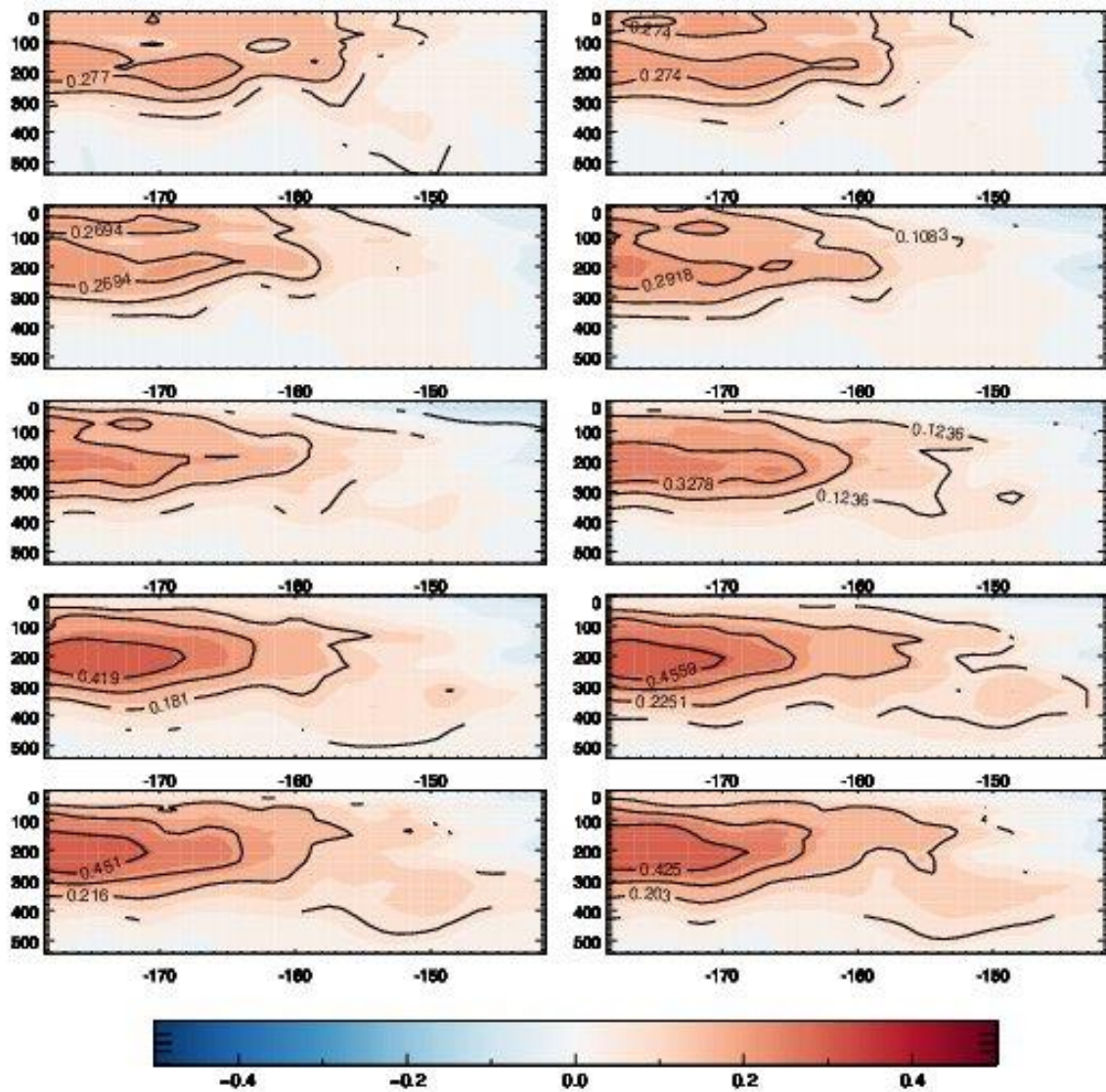


Figura 18 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 5 da OMJ para a região 3. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

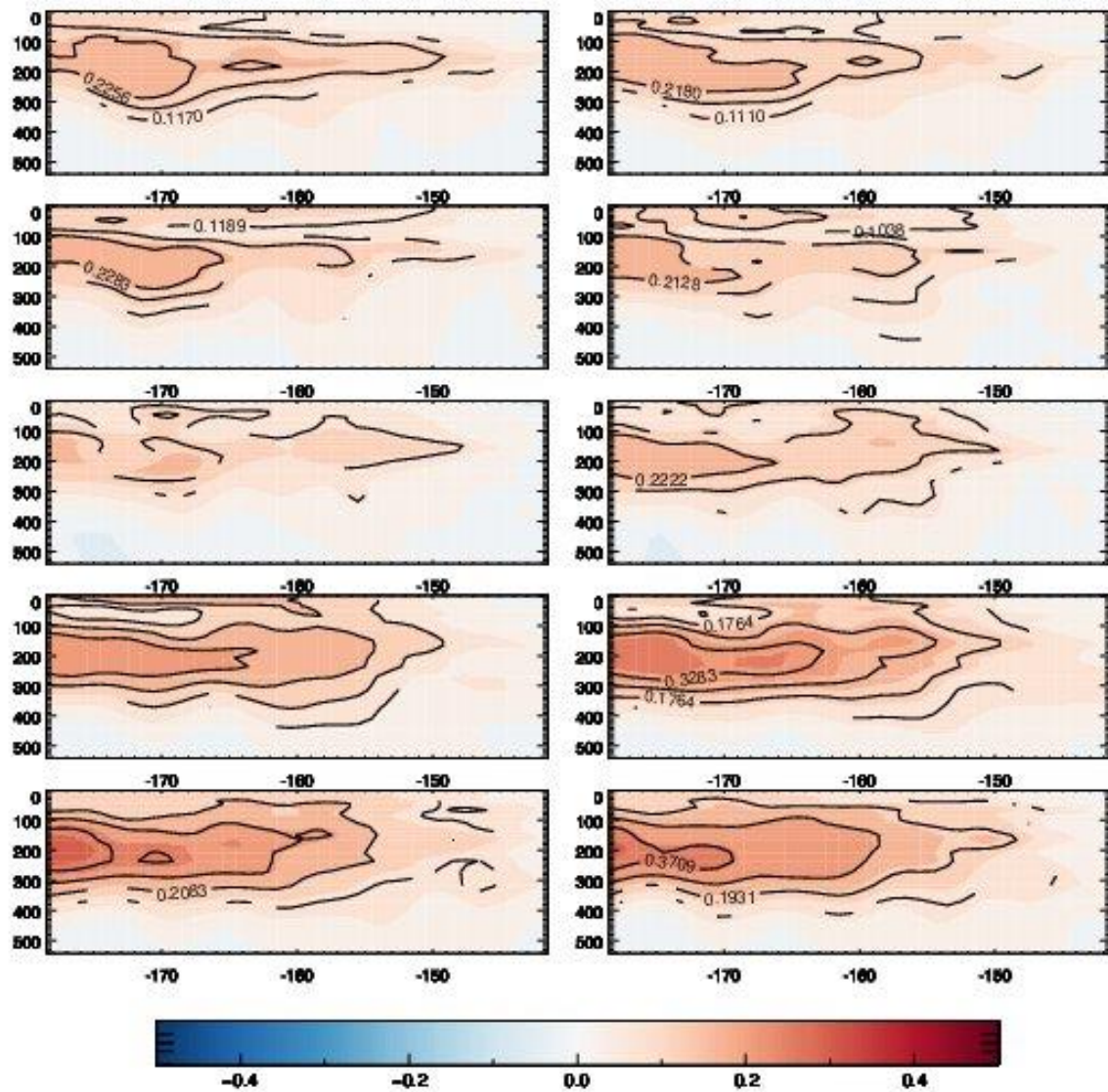


Figura 19 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 6 da OMJ para a região 3. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags -5, -3, -1, 1, 3.



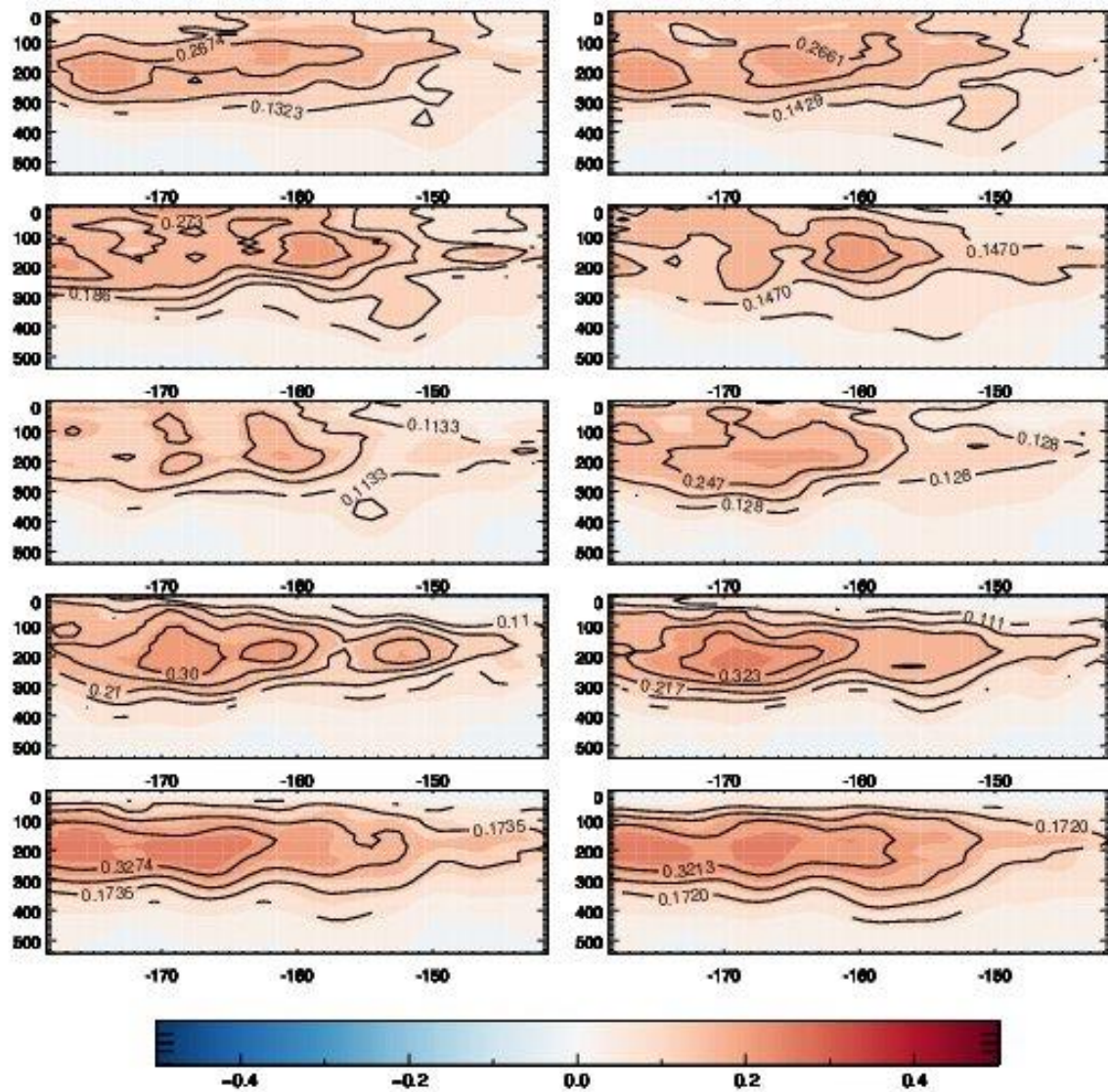


Figura 20 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 7 da OMJ para a região 3. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

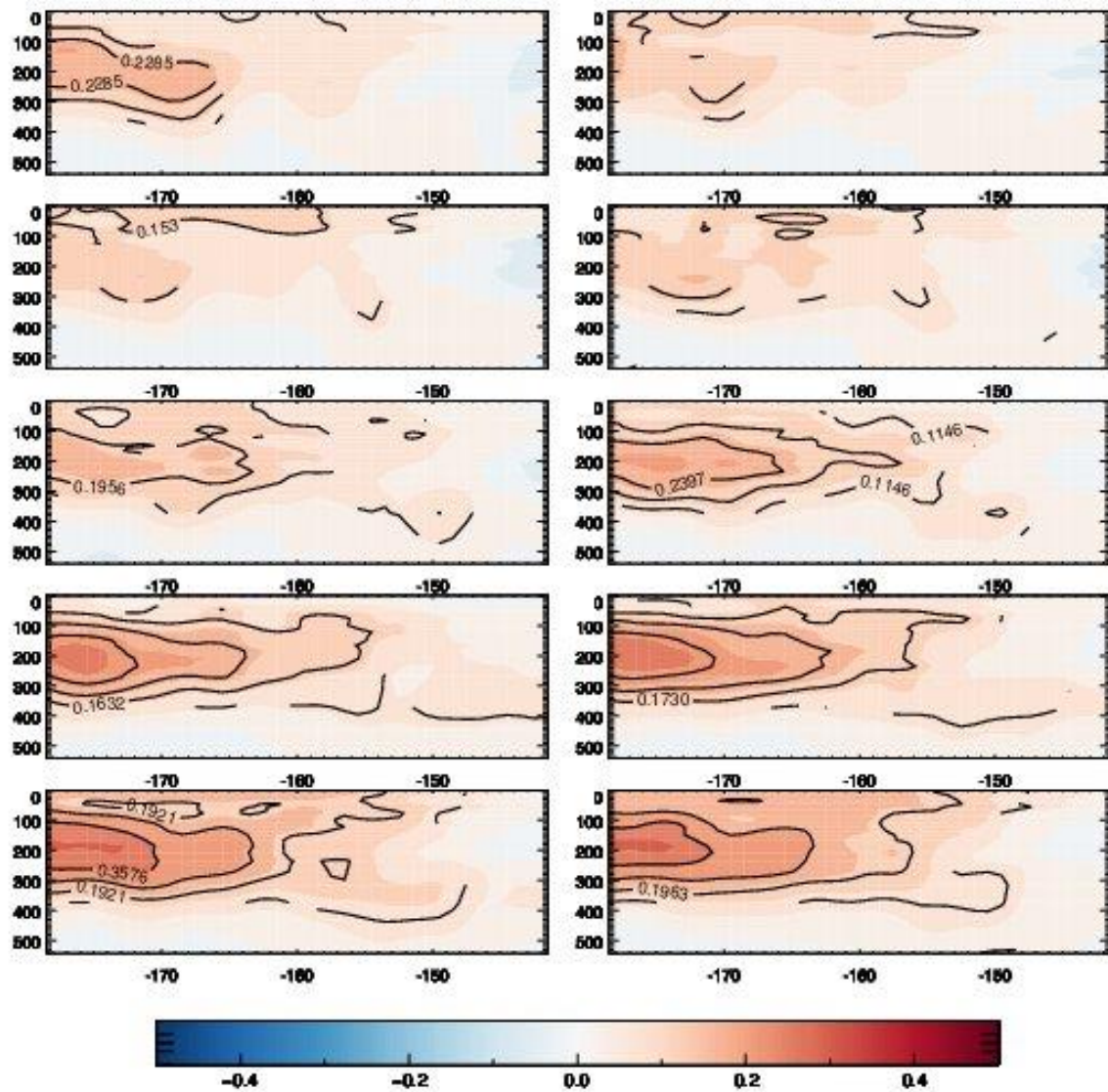


Figura 21 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 8 da OMJ para a região 3. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

#### Região 4

A região 4, encontra-se em latitudes médias, essa região possui termoclina rasas ou quase inexistente. As águas oceânicas nessa aqui possuem baixa temperatura devida sua proximidade com a regiões polar. Dessa forma, com o aquecimento durante os meses de verão é possível notar a ocorrência da termoclina associada a camada de mistura, que tem sua turbulência principalmente associada com a atividade dos ventos e o aquecimento durante o verão. No inverno, devido as maiores velocidade do vento a mistura nas camadas superficiais aumenta e a termoclina se inibe, ocorrendo uma mistura entre as águas mais frias e profundas com as águas superficiais.

Os resultados mostram que essa região apresenta anomalias máximas de 0,2 °C, por vezes, apresentando valores mais baixos. Dessa forma, durante a fase 1 (Fig. 22) da OMJ, as anomalias apresentaram os valores máximos para essa região, apesar da pouca intensidade, elas são observadas durante todos os lags. Originando-se do lado oeste da região e estendendo-se a partir daí.

Essas anomalias ocorrem desde a superfície e espalhasse por altas profundidades, diferenciando esta, das outras regiões onde as anomalias acontecem abaixo dos 100m, esse comportamento é melhor observado durante a fase 3 (Fig. 24), onde as anomalias são mais definidas até seis meses antes dos eventos de ZCAS. As anomalias ocorrem principalmente na camada da termoclina, dessa forma, podemos associar que para essa região as modulações da temperatura na termoclina podem ser um dos principais fatores responsáveis pelas flutuações da temperatura na região, principalmente, durante a fase 3 (Fig. 3) da OMJ

As anomalias para as demais fases ocorrem como na fase 3, contudo, com menos intensidade. Com exceção da fase 7 (Fig. 28) que tem seu comportamento mais semelhante ao que ocorre na fase 1 (Fig. 22).

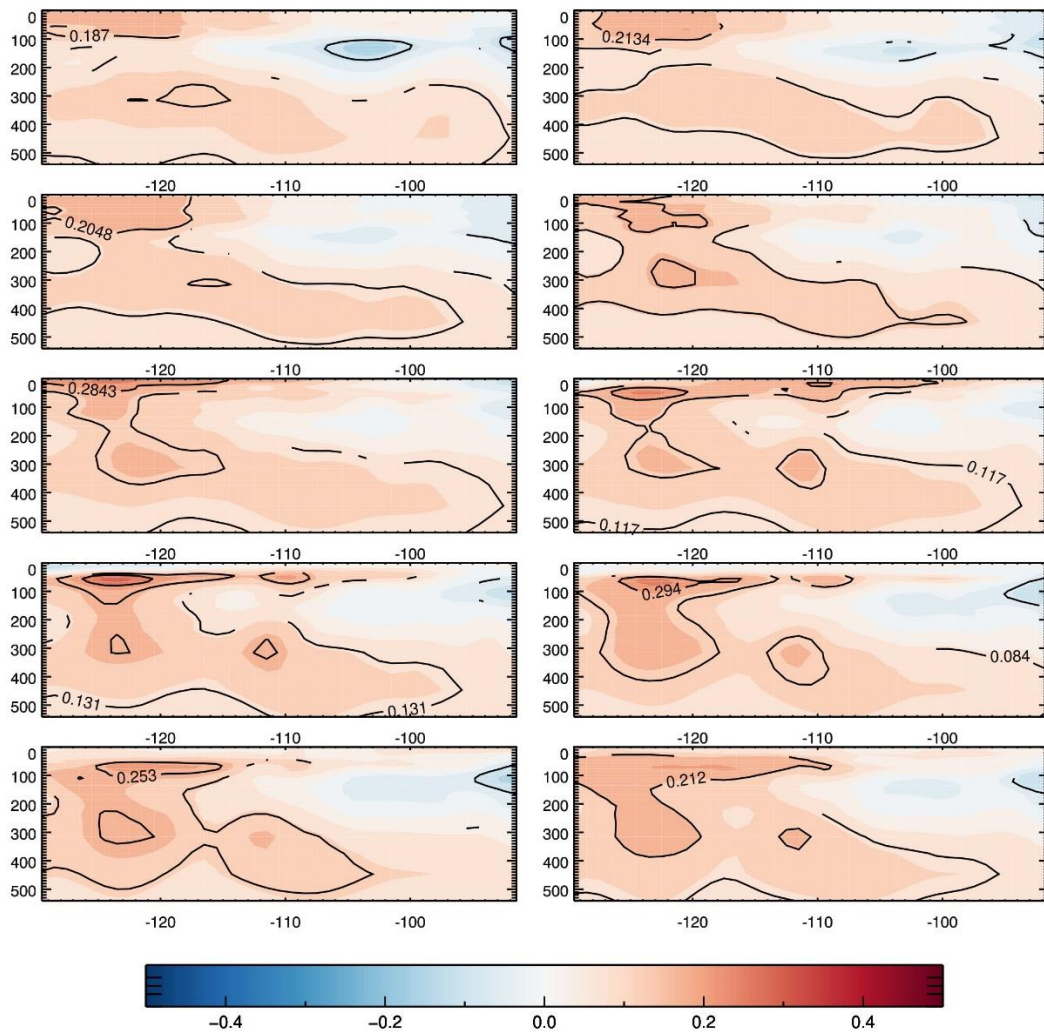


Figura 22 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 1 da OMJ para a região 4. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

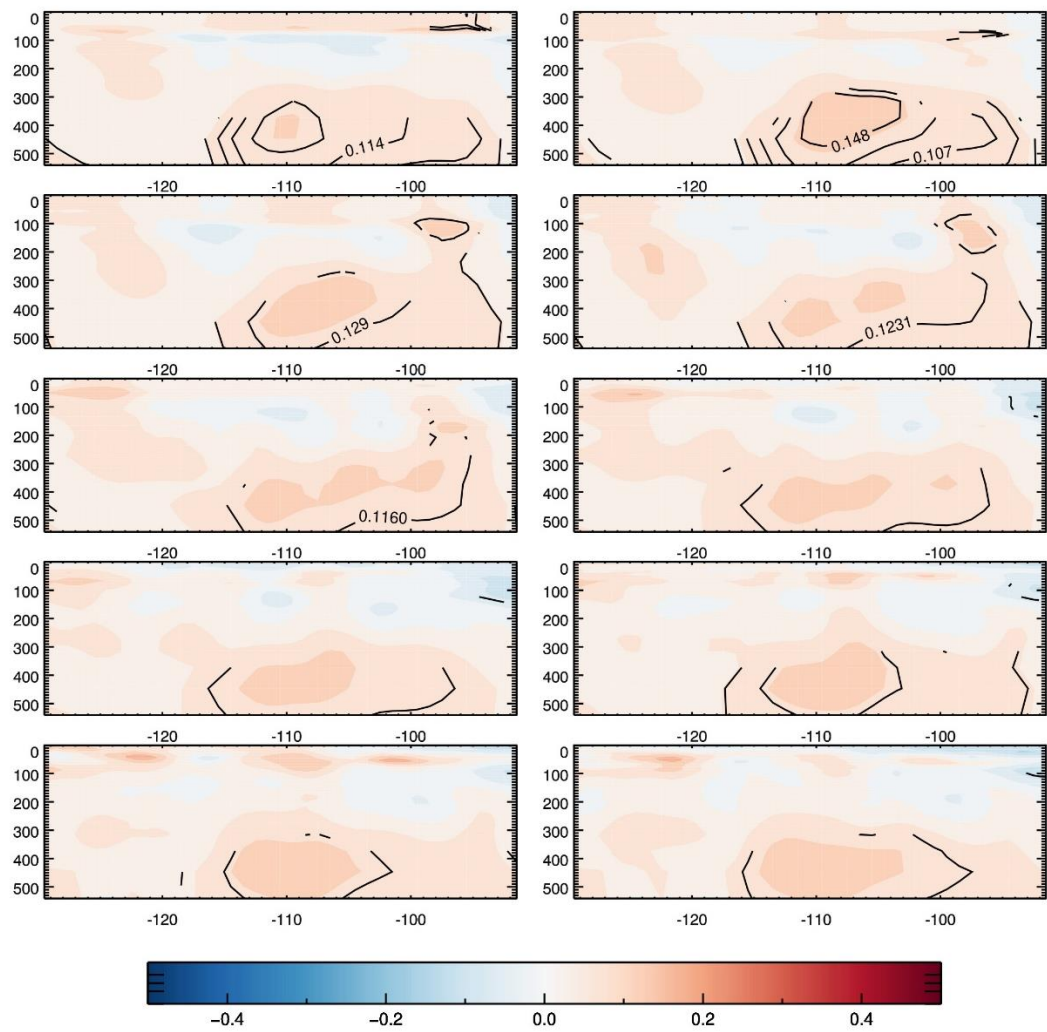


Figura 23 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 2 da OMJ para a região 4. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

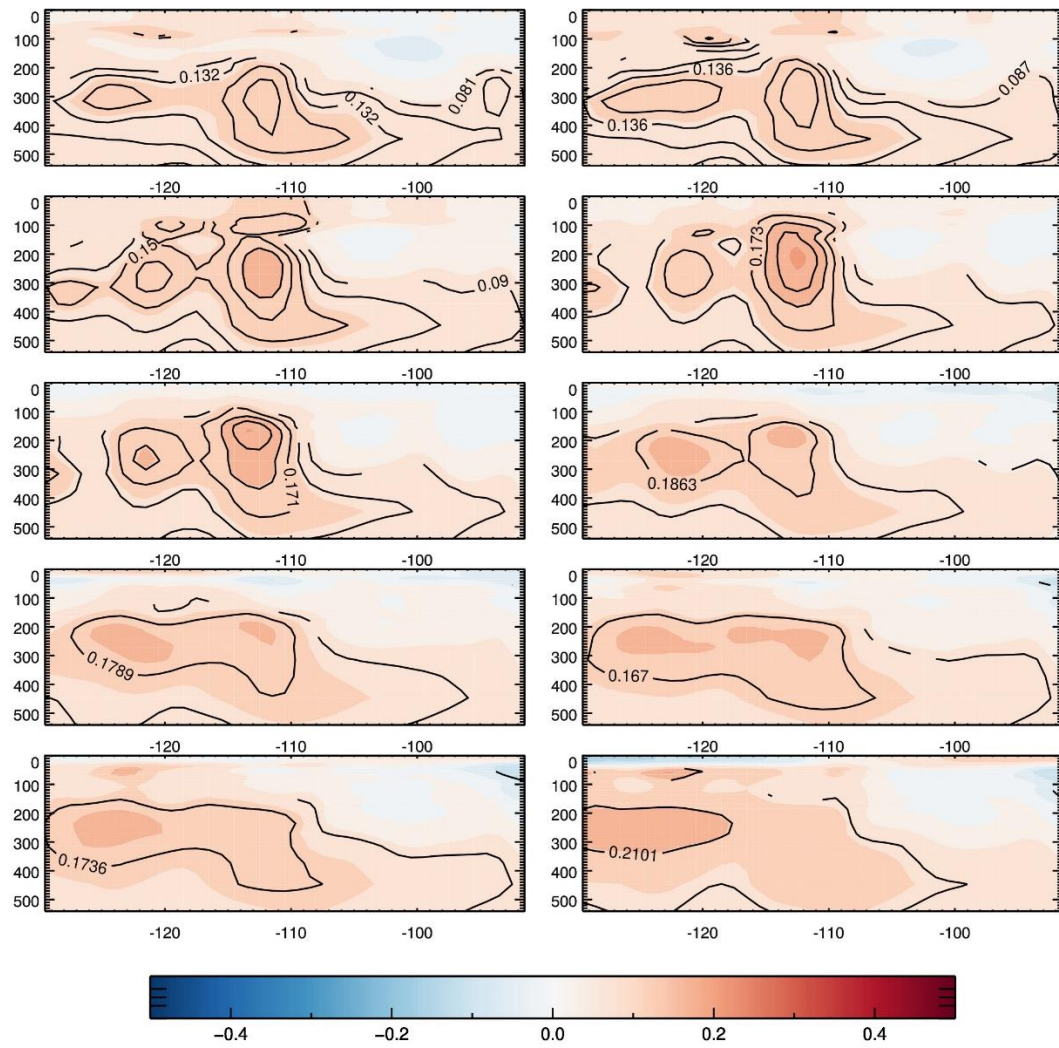


Figura 24 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 3 da OMJ para a região 4. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

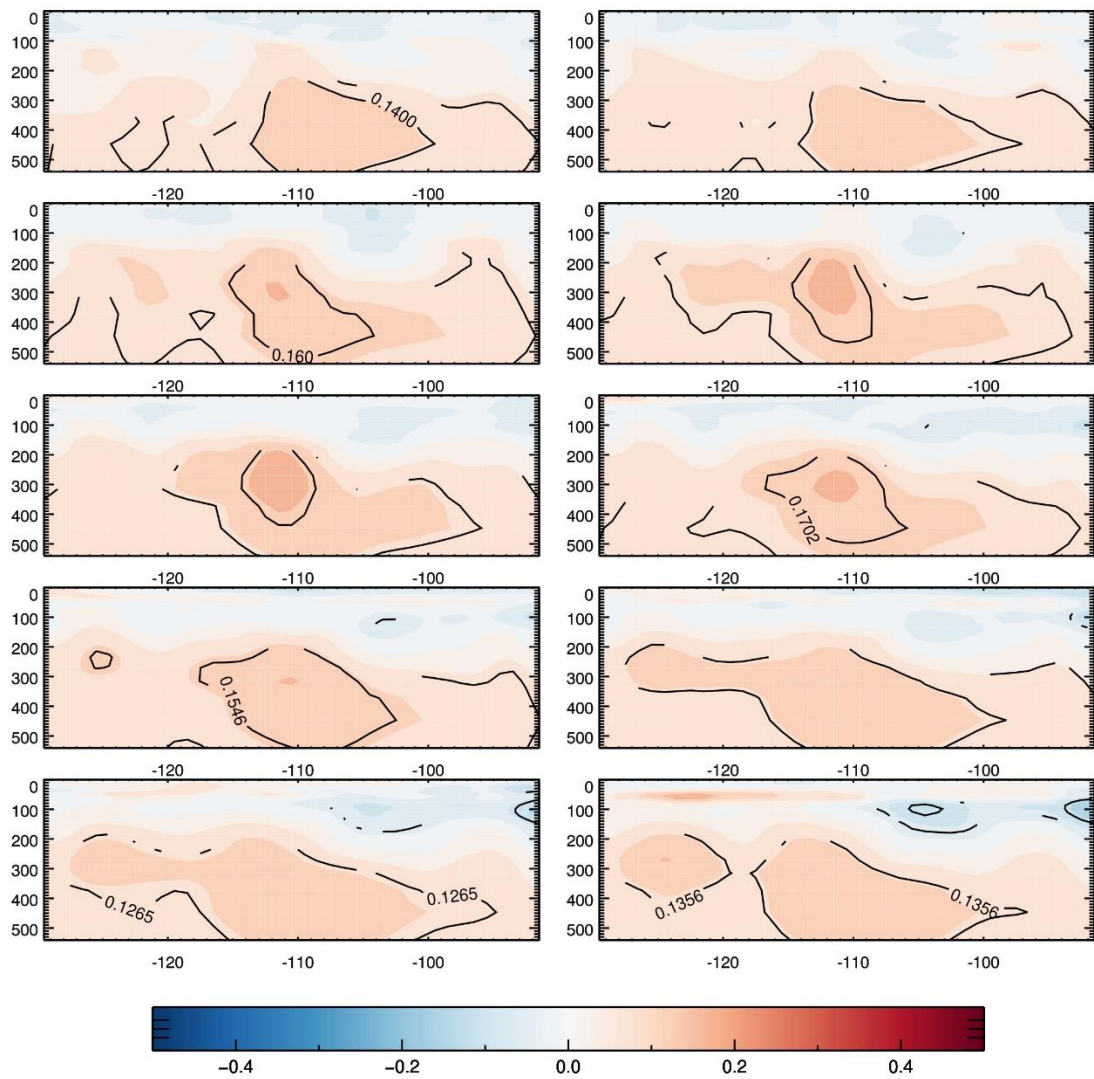


Figura 25 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 4 da OMJ para a região 4. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

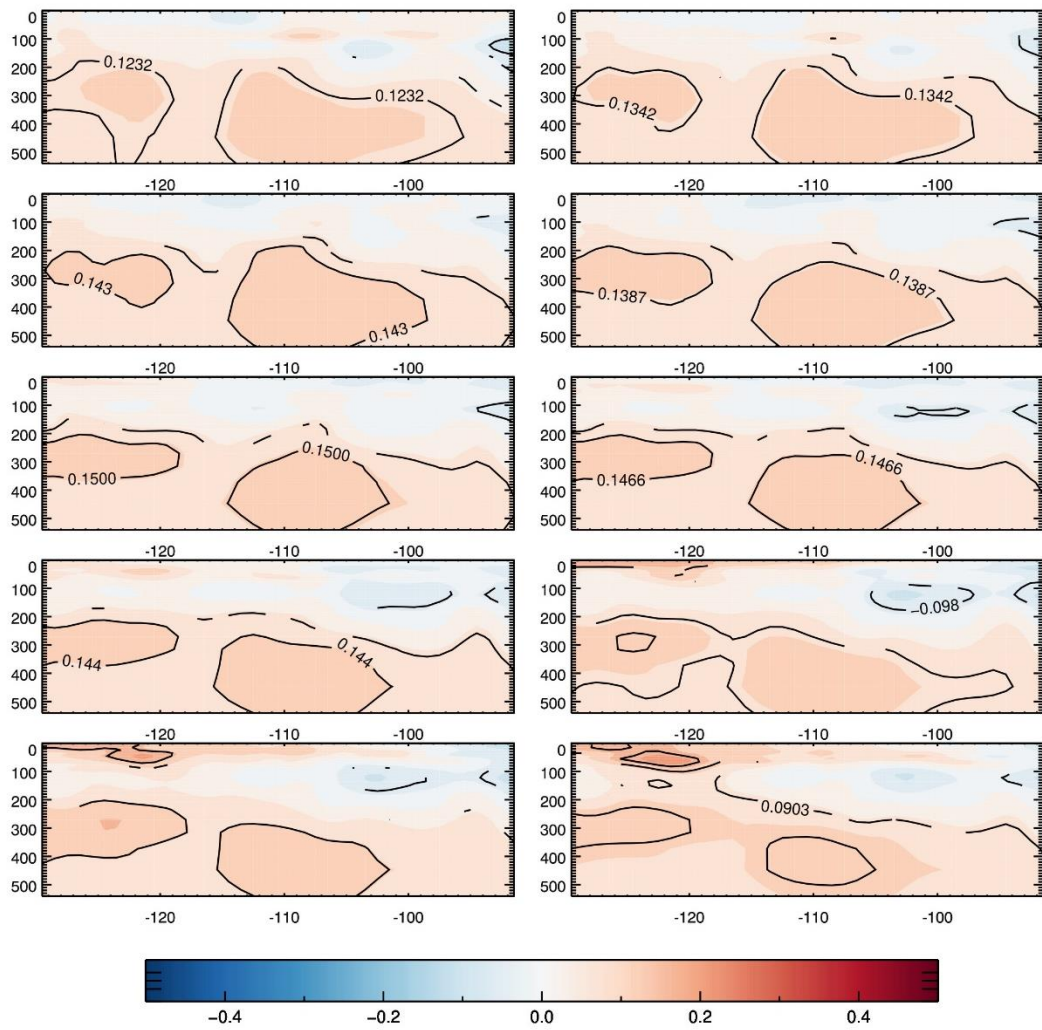


Figura 26 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 5 da OMJ para a região 4. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.



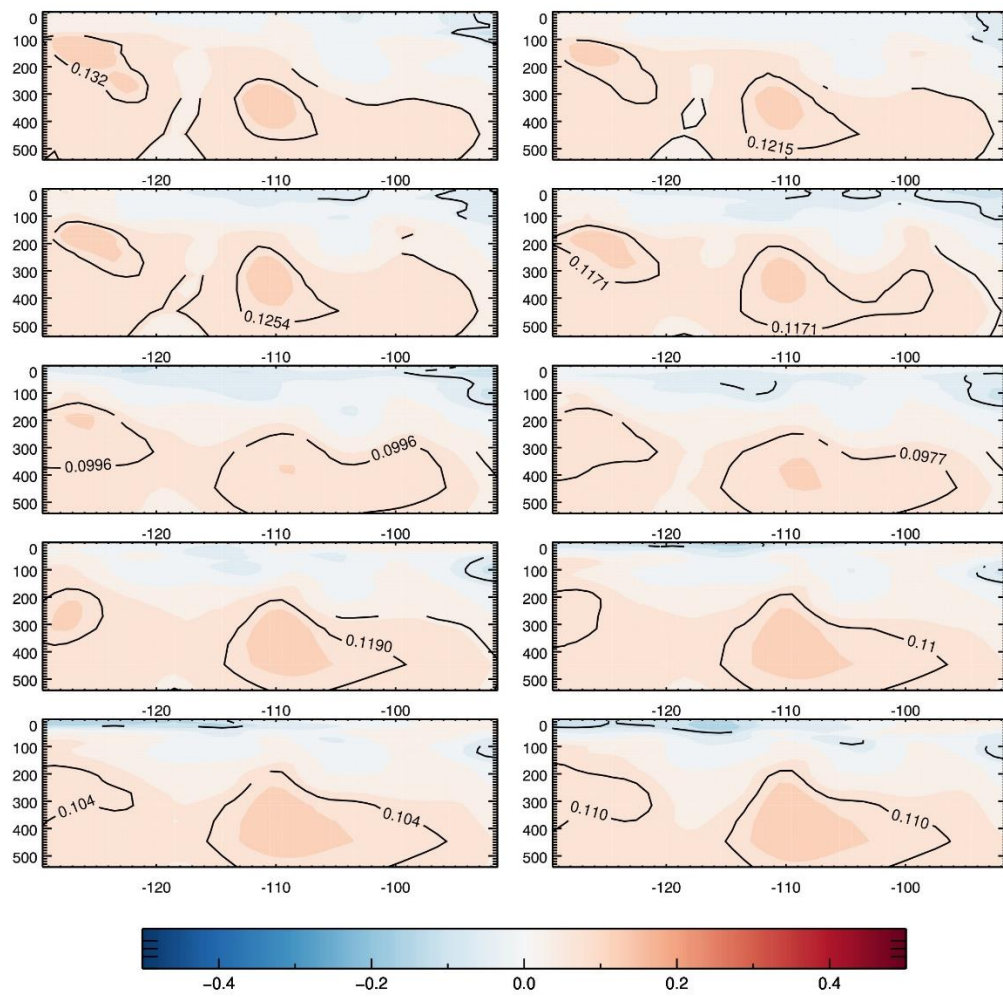


Figura 27 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 6 da OMJ para a região 4. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

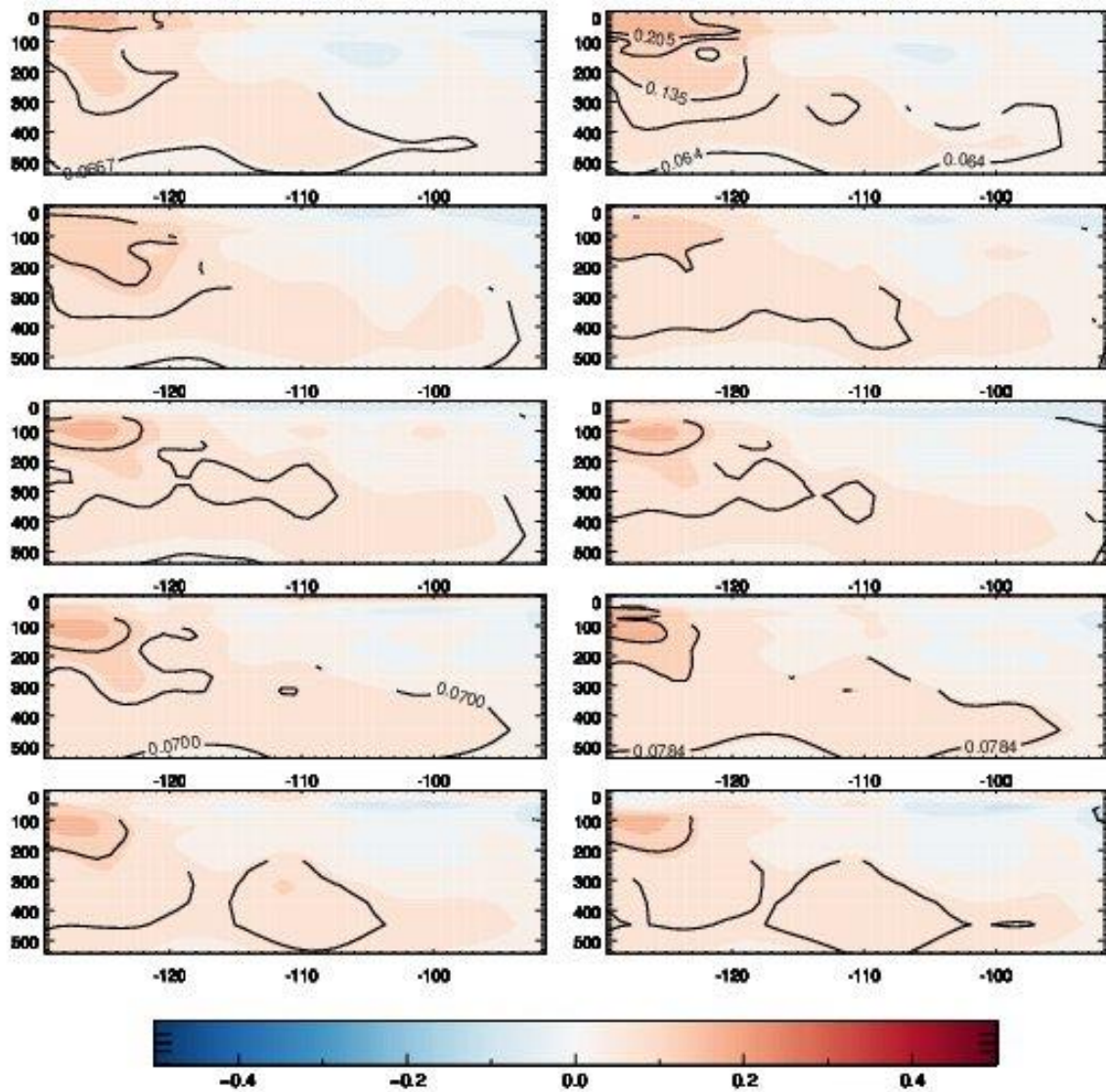


Figura 28 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 7 da OMJ para a região 4. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

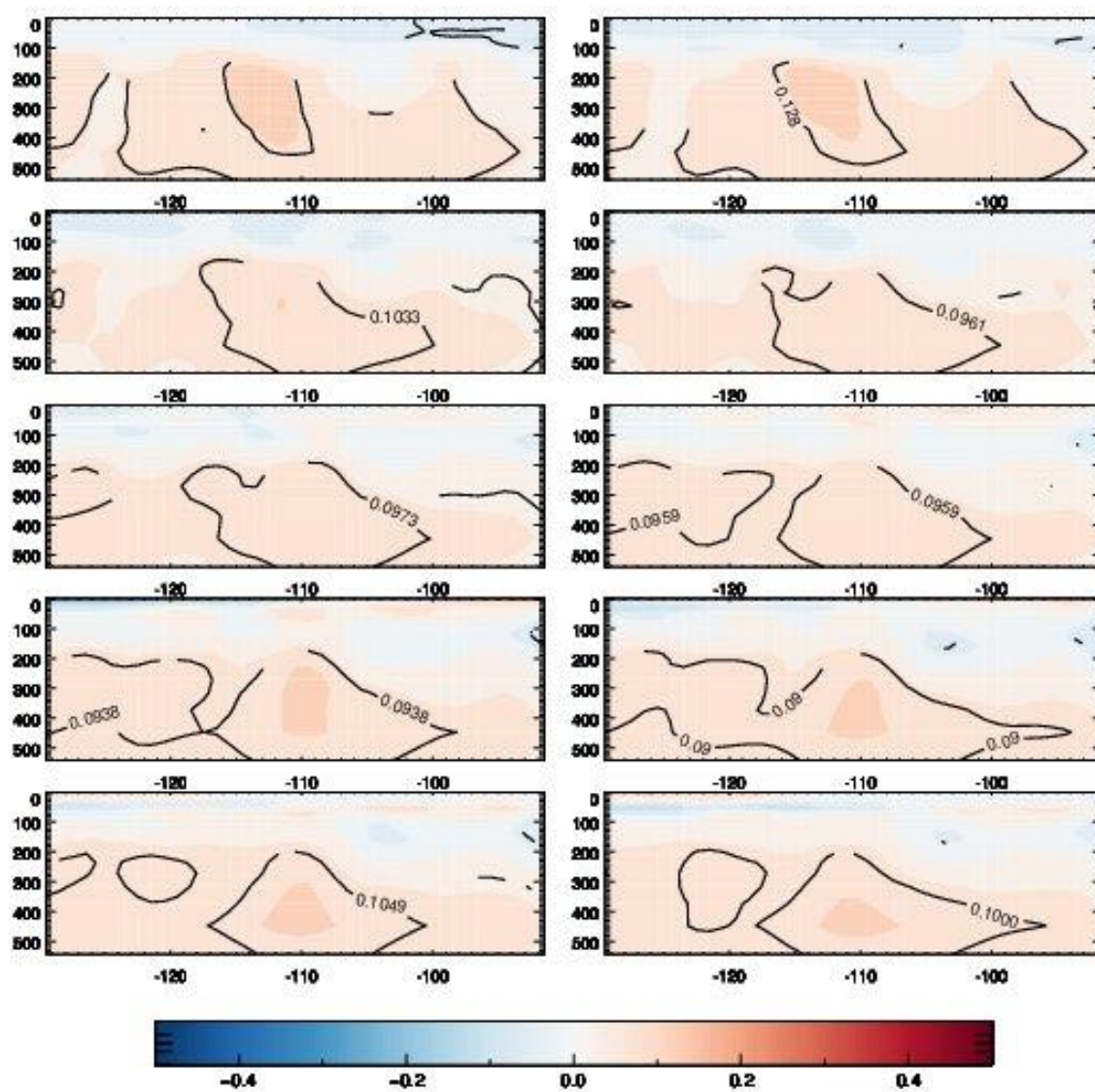


Figura 29 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 8 da OMJ para a região 4. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3

## Região 5

A região 5 encontra-se entre as latitudes de 40°S e 55°S, situada ao longo da plataforma continental da Argentina com temperatura média de 10 °C. Localizada no Oceano Atlântico Sudoeste, as anomalias da temperatura potencial no Oceano Atlântico possuem magnitudes menores se comparada com o Oceano Pacífico, apesar de pequenas elas são tão significativas quanto a do Pacífico.

Para a região 5, durante a fase 1 (Fig. 30) da OMJ, as anomalias significativas não são tão intensas, elas serão melhores observadas durante a fase 3 (Fig. 31), entretanto, nesta fase as anomalias possuem sinais negativos que começam a surgir da superfície até aproximadamente 100m, no lado oeste da bacia, e estende e ganha intensidade durante o lag -4, onde se espalha até aproximadamente 300m, ou seja, quatro meses antes do evento o oceano Atlântico sudoeste sofre um resfriamento das suas águas superficiais. Os eventos de ZCAS utilizados aqui concentram-se durante os meses de verão, desta forma, considerando a primeira parte desde estudo, durante o verão, essa região apresente uma camada de mistura mais profunda e a presença de uma termoclina rasa, sendo assim, podemos considerar que há um enfraquecimento das anomalias e da camada de mistura antes dos eventos de ZCAS no oceano sudoeste.

Na fase 4 (Fig. 32) há ocorrência de anomalias positivas do lado leste da região por toda a termoclina, as anomalias positivas podem ser associadas ao fortalecimento da termoclina para a região. A anomalia persiste por todo o período, contudo, enfraquece e fica restrita abaixo de 200m nas longitudes acima de 54°E, voltando a se expandir e ficar concentrada na superfície a partir do lag -1 até o lag 3.

A fase 5 (Fig. 33) tem um comportamento semelhante a fase 4 (Fig. 32), contudo, um mês antes do evento há anomalias de sinais opostos na camada da região. Nas fases posteriores, seis e sete, principalmente, na fase seis, há a ocorrência de anomalias positivas em toda a camada do lado leste. Sinais dessa anomalia são observadas na superfície dois meses antes do evento, intensificando-se durante os meses e com as anomalias positivas máximas ocorrendo no lag 0.

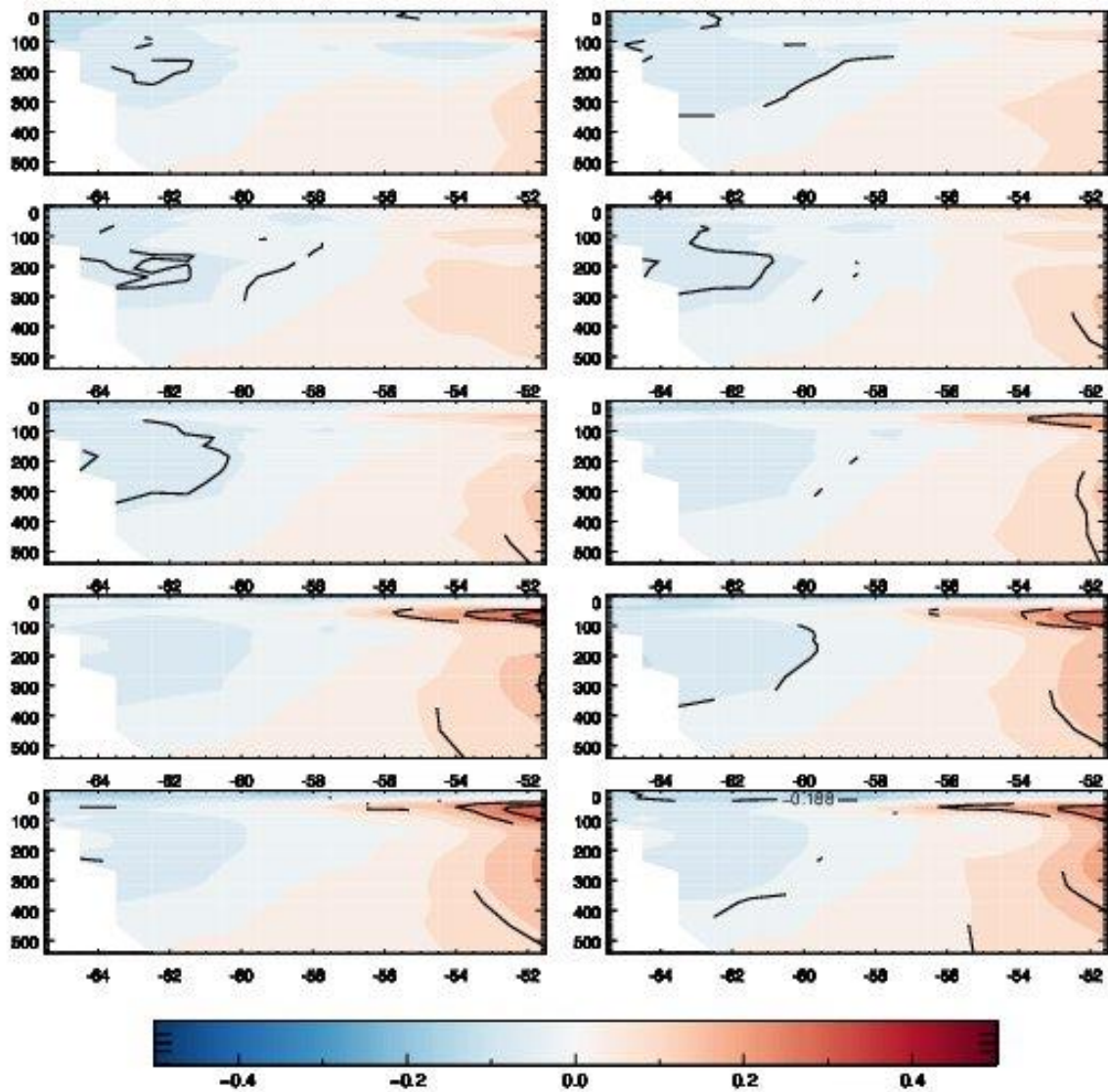


Figura 30 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 1 da OMJ para a região 5. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

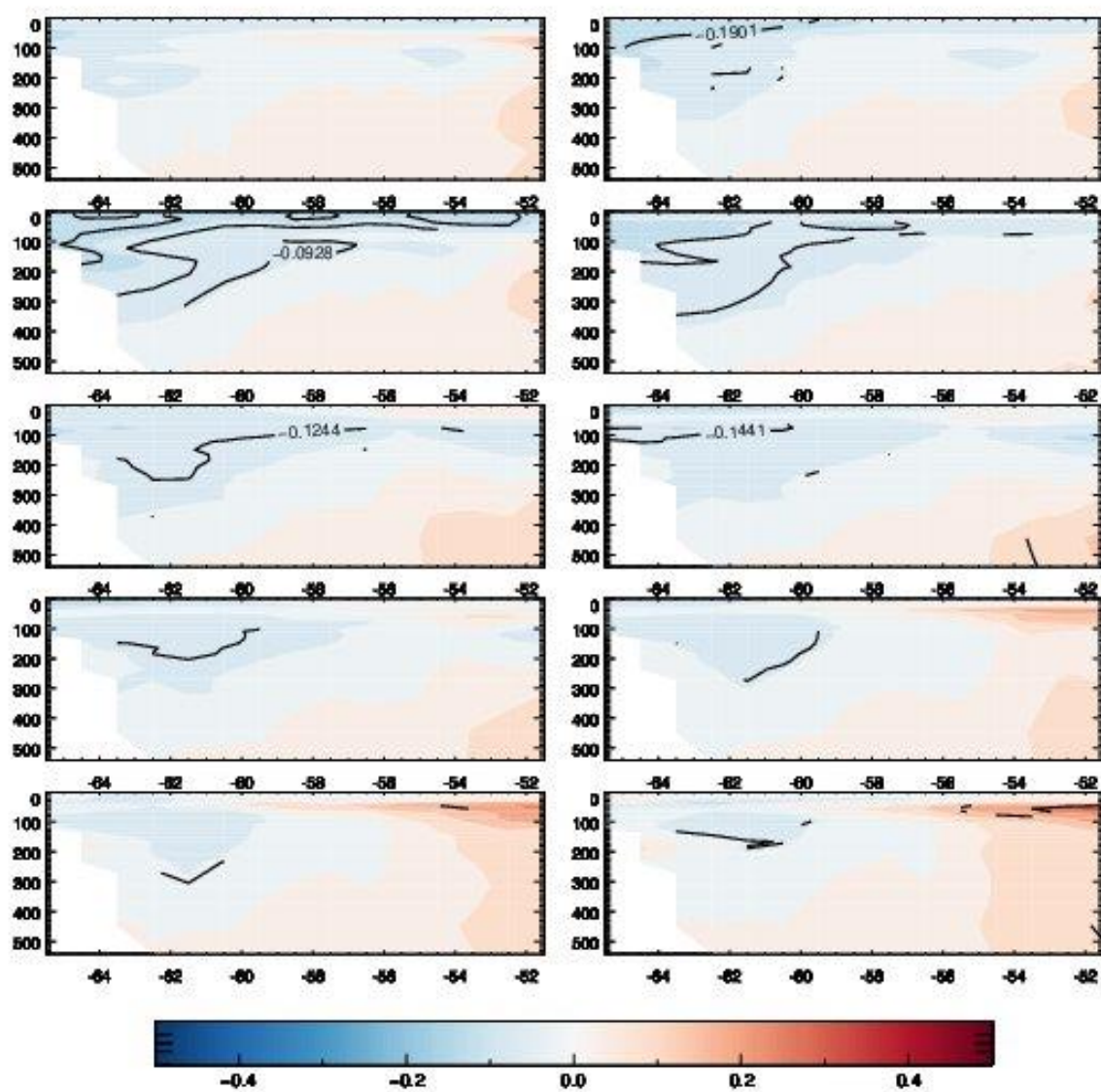


Figura 31 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 3 da OMJ para a região 5. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

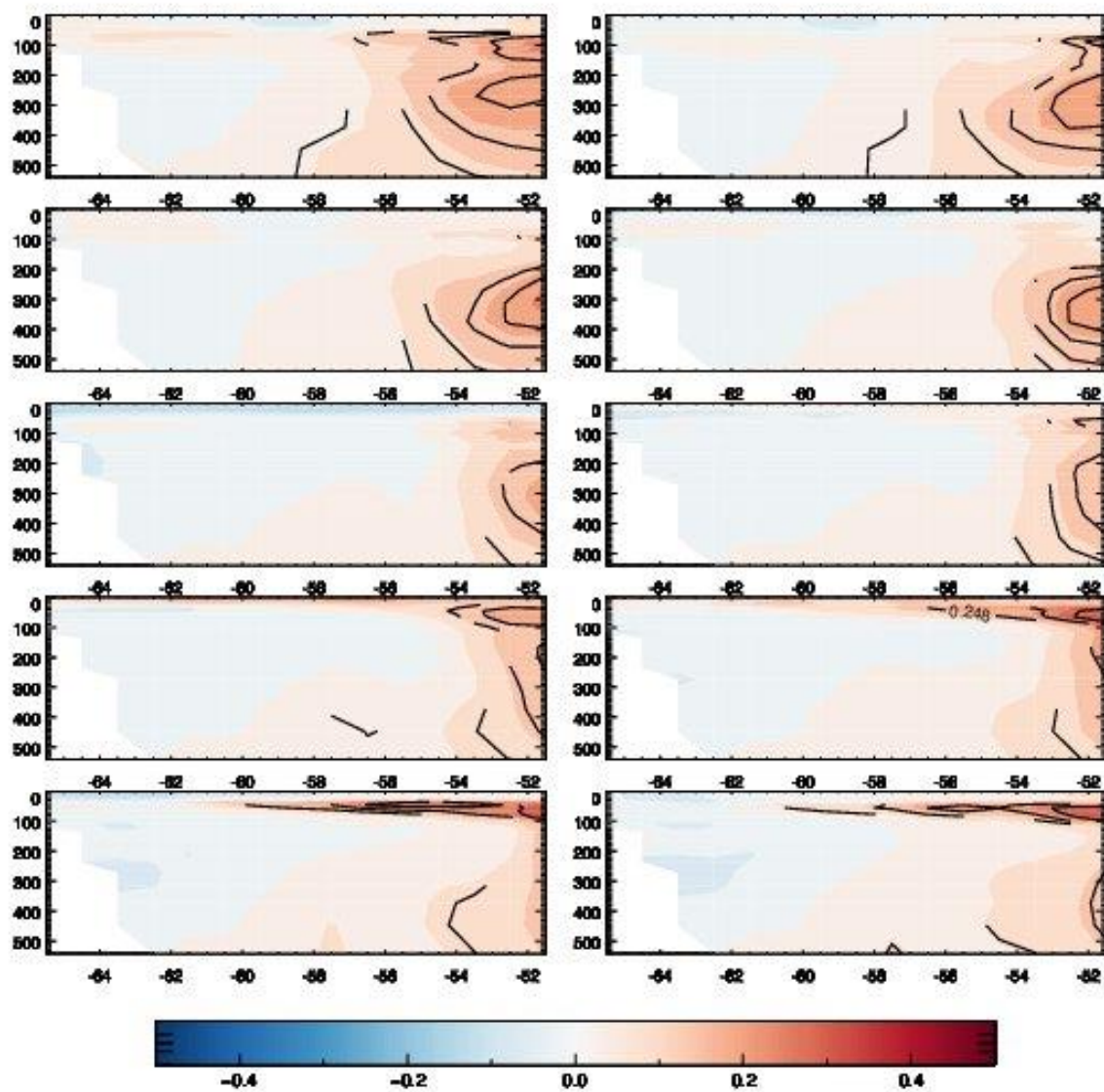


Figura 32 Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 4 da OMJ para a região 5. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

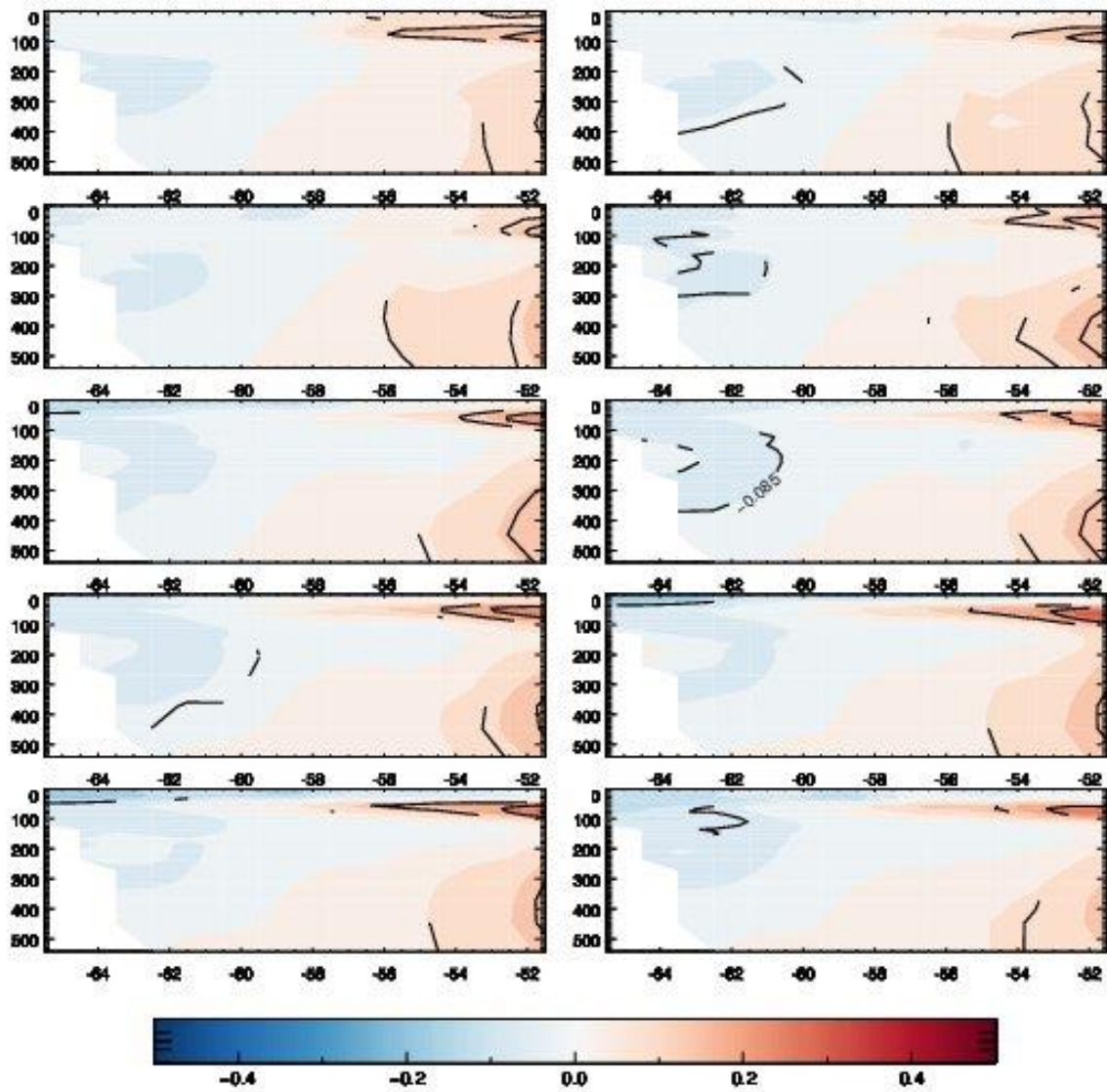


Figura 33 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 5 da OMJ para a região 5. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.



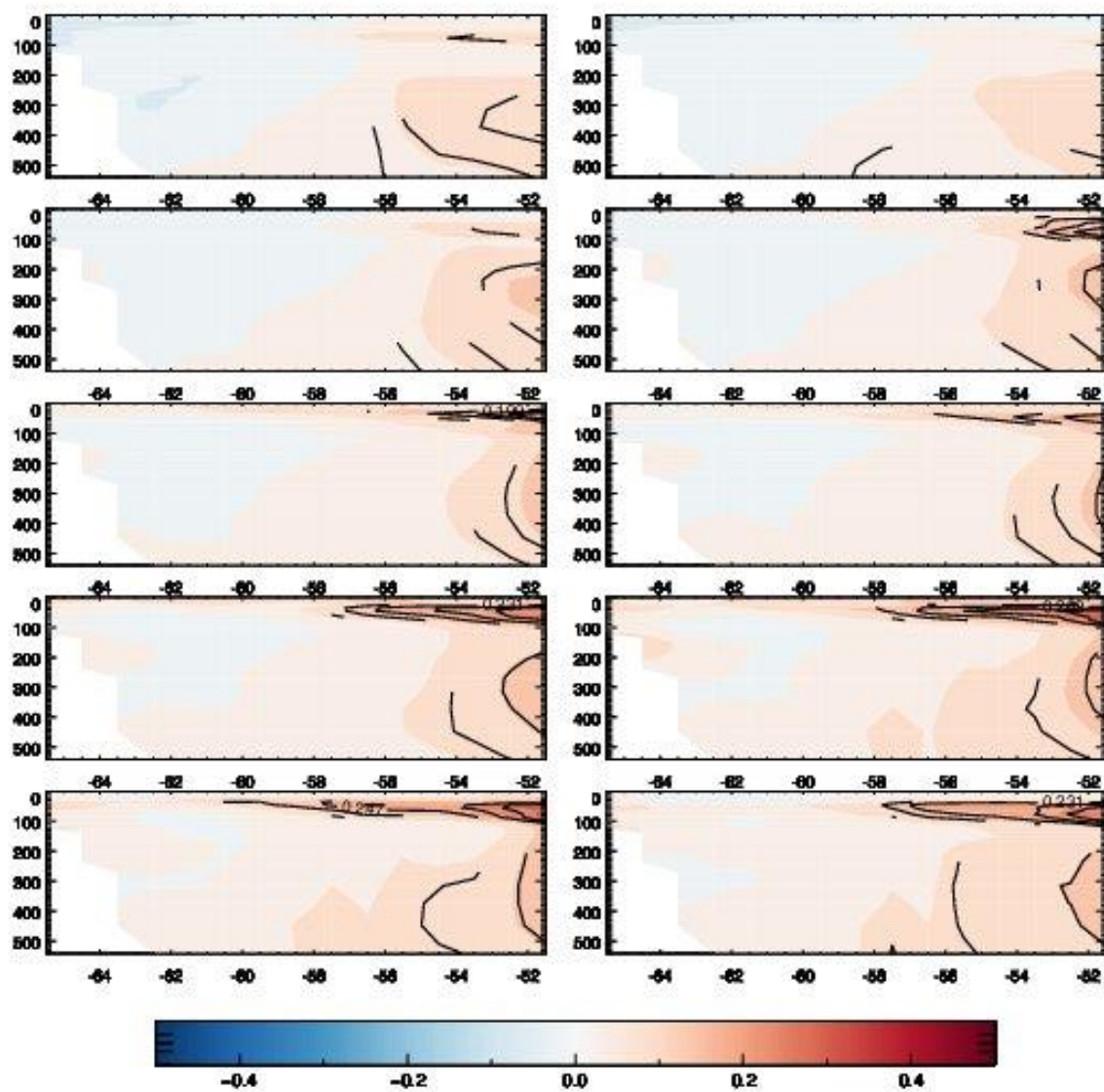


Figura 34 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 6 da OMJ para a região 5. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3

## Região 6

A região seis localizada na faixa subtropical entre as latitudes de 33°S – 38°S, situada na região da confluência Brasil-Malvinas, região considerada uma fonte energética importante para os processos oceano-atmosfera na costa sul do Brasil (PEZZI *et al*, 2009), apresenta anomalias variando entre -0,2 °C a 0,2 °C, concentrando-se principalmente entre a superfície oceânica e 100m de profundidade. Para fase 1 (Fig. 35) da OMJ, as anomalias começam a formar-se no lag -3, com um núcleo próximo a superfície que perde magnitude no lag -2 e volta a se fortalecer no lag -1 e permanecendo assim durante os meses seguintes. Para a fase 2 as anomalias são núcleos pequenos próximo a superfície, também assim como na fase anterior, contudo, não aparecem durante por todos os lags, sendo mais evidentes principalmente após a ocorrência do evento.

As anomalias na fase 3 (Fig. 36) apresentam sinais opostos dos observados durante a fase 1 e 2. Cinco meses antes do evento, no lag -5, anomalias negativas com magnitude de 0,3 °C se formam entre a superfície e 100m na borda oeste da região e estende-se por toda a camada até 500m no lado oeste, nos lags seguinte as anomalias se restringem a camadas mais profundas e anomalias positivas começam a se formarem acima das anomalias negativas.

Essa alternância de sinal começa a ser observado dois meses antes do evento, e no Lag 0 anomalias com magnitudes de até 0,2°C são observadas e atingem o máximo um mês após o evento quando volta a enfraquecer. As anomalias negativas próximo a superfície pode denotar um enfraquecimento da mistura na superfície e um aprofundamento da termoclina, que para essa região apresenta uma profundidade de até 600m e um comportamento sazonal durante o ano, ficando mais rasa durante os meses de verão. Dessa forma, durante a fase 3 (Fig. 36) da OMJ os eventos de ZCAS tendem a serem antecidos de uma diminuição dos processos de superfície pelo possível aprofundamento da termoclina associado a anomalias de temperatura.

Na fase 4 (Fig. 37) as anomalias negativas não são observadas e as anomalias positivas estão presentes a partir do Lag 0. Durante a fase 6 (Fig. 39) as anomalias de temperatura estão principalmente confinadas nos primeiros 50m, um mês antes dos eventos, o que pode ser associado a aumento dos processos de superfície. O mesmo padrão é observado durante a fase 7 (Fig. 40), porém as anomalias estendem-se até três meses após o evento.

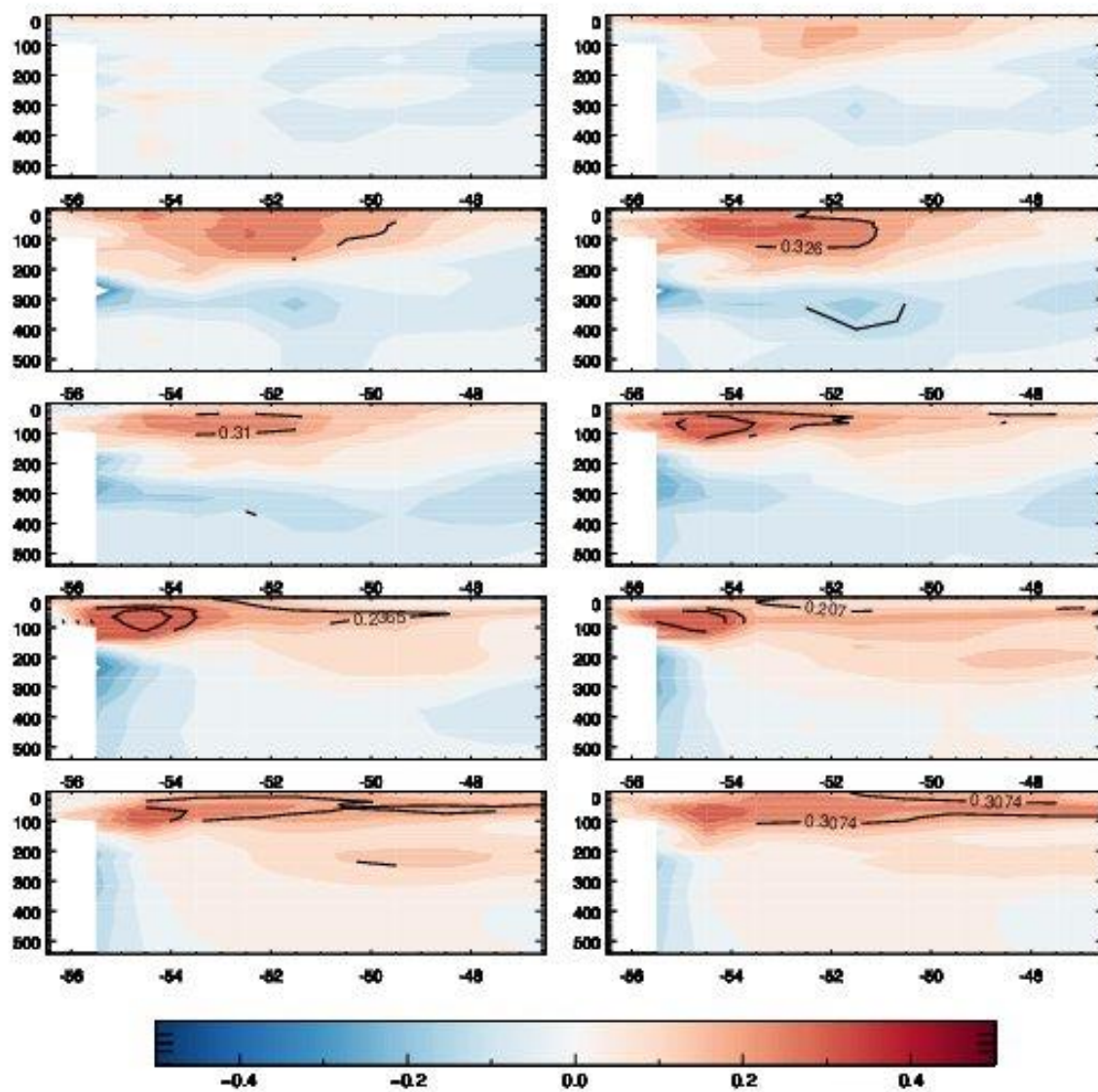


Figura 35 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 1 da OMJ para a região 6. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

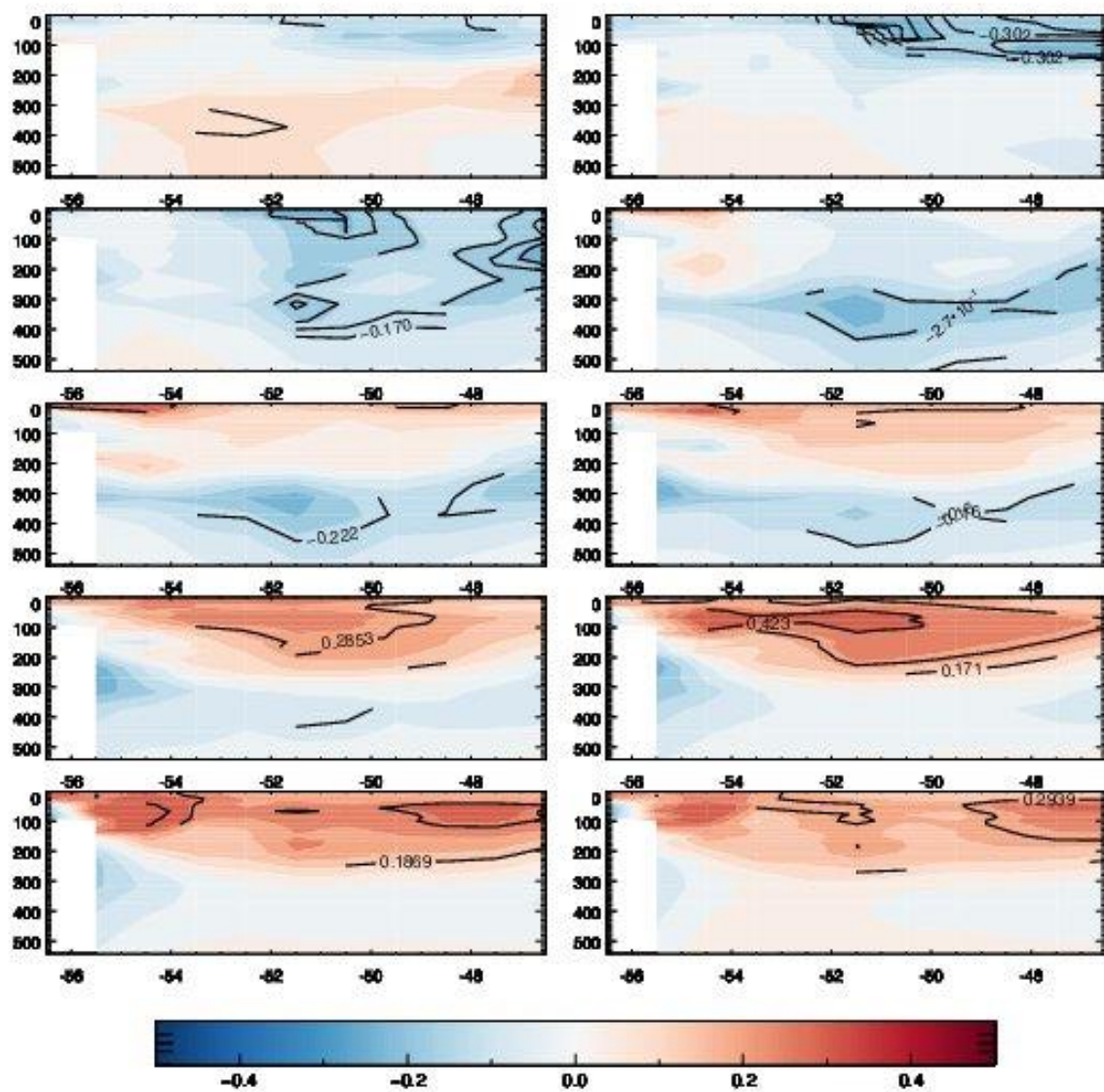


Figura 36 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 3 da OMJ para a região 6. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

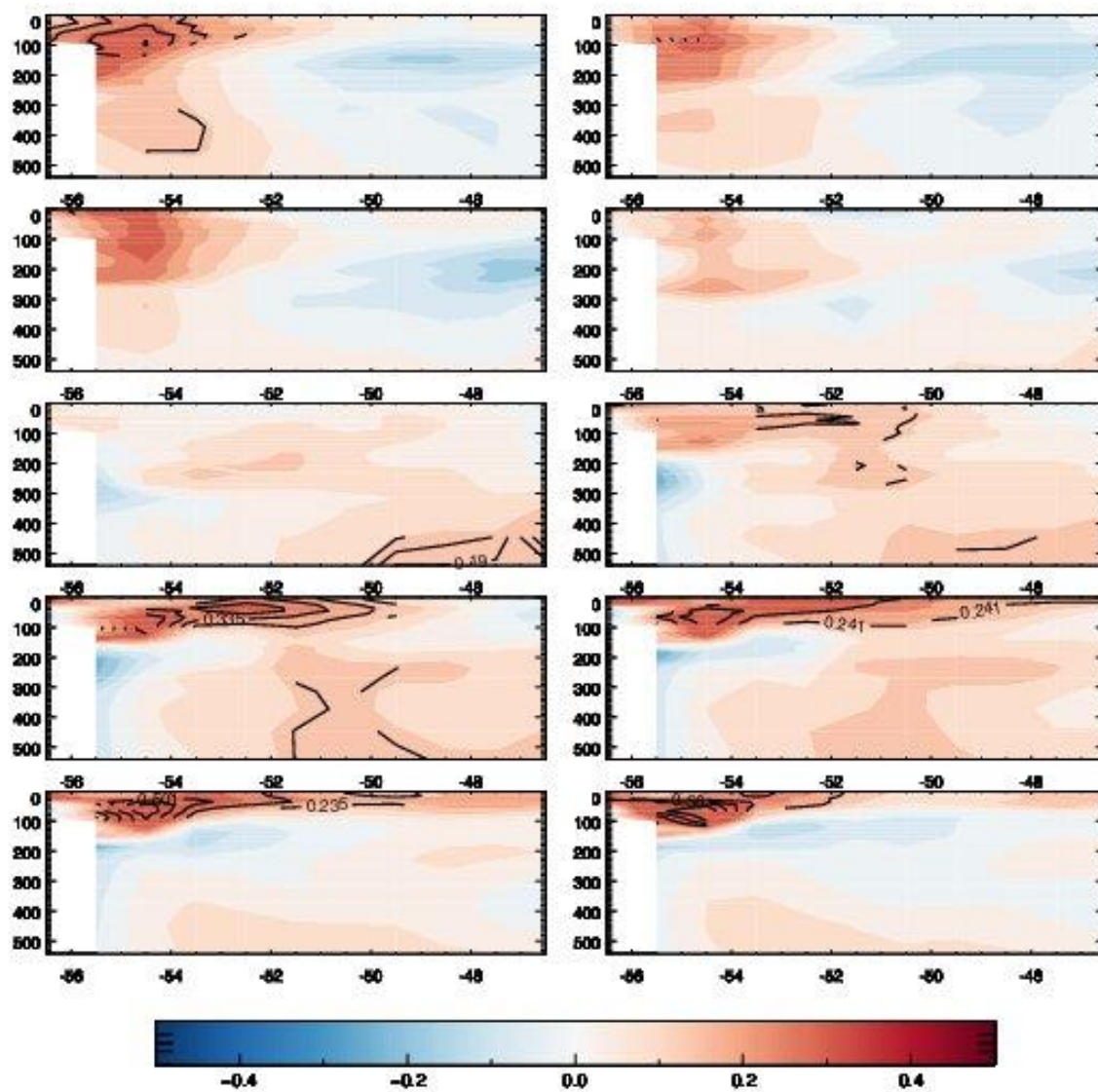


Figura 37 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 4 da OMJ para a região 6. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

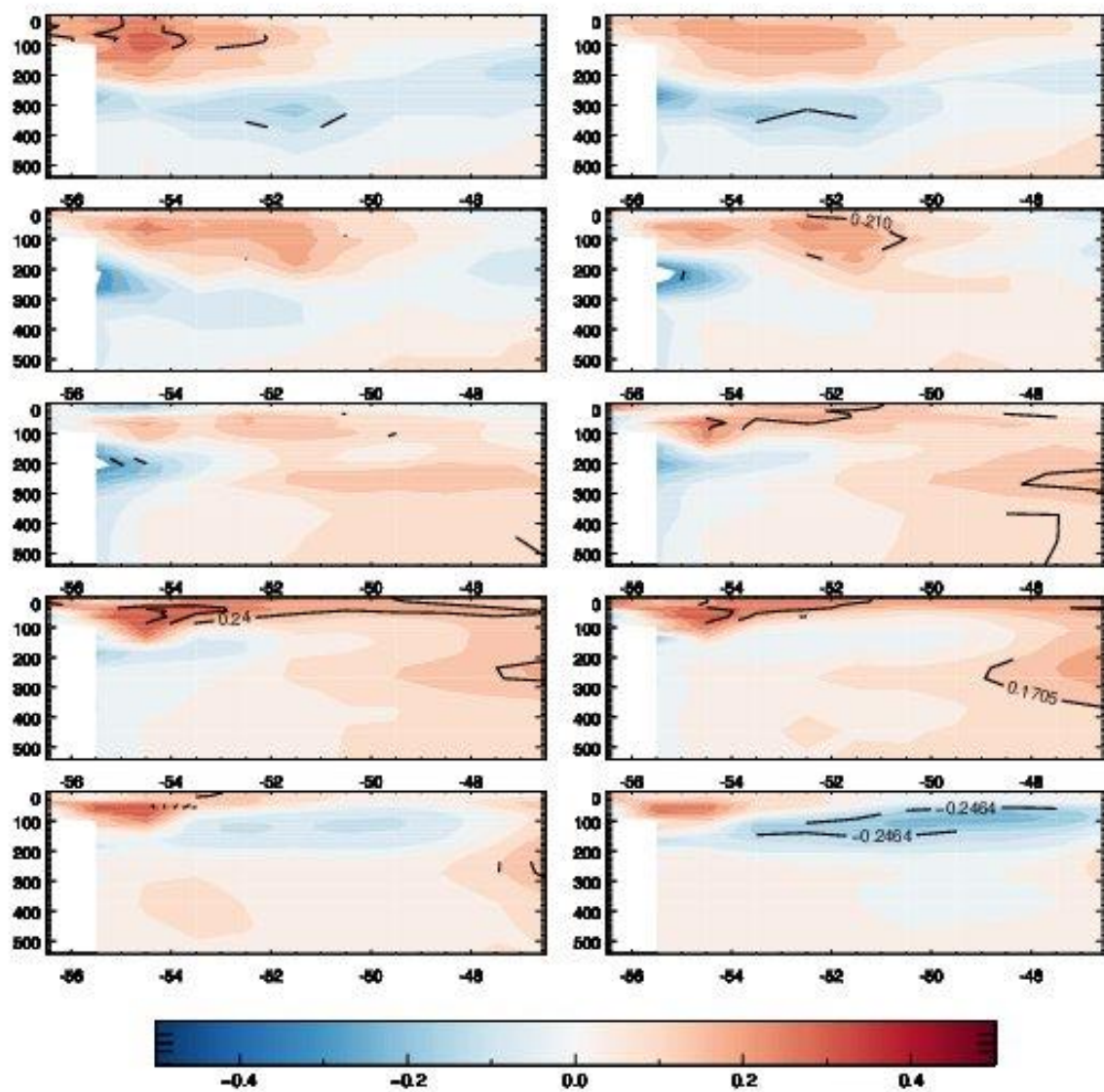


Figura 38 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 5 da OMJ para a região 6. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

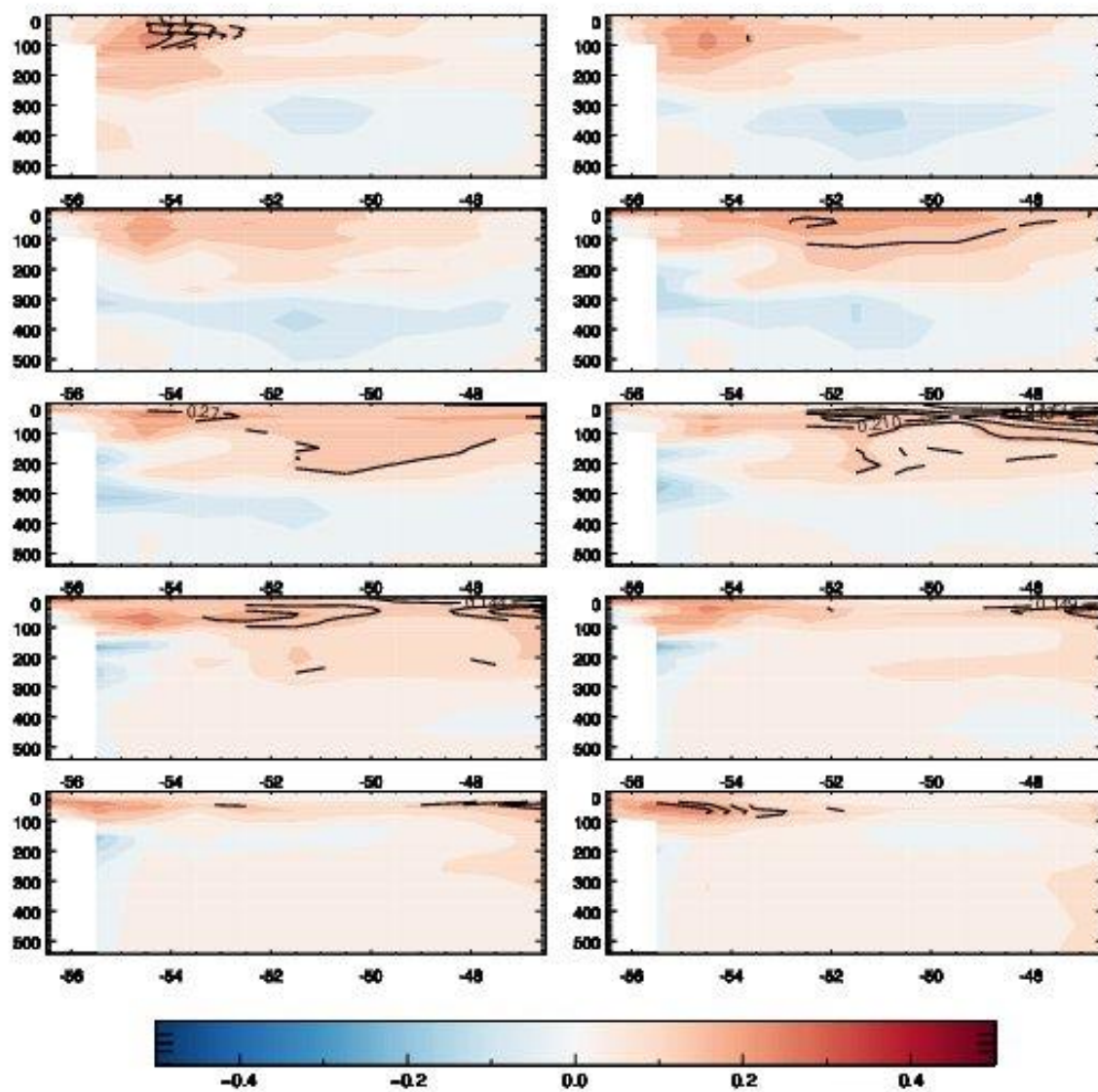


Figura 39 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 6 da OMJ para a região 6. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

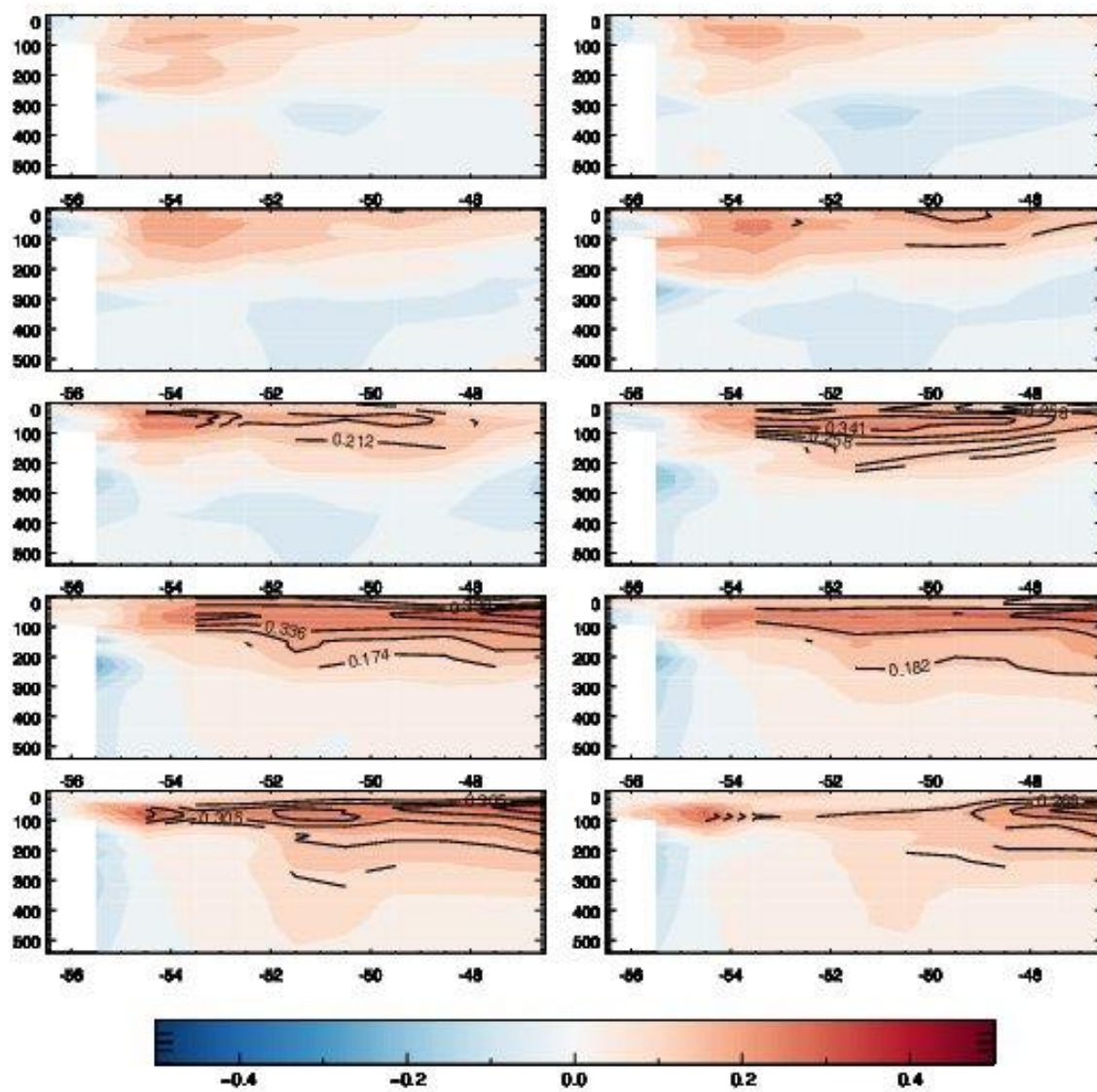


Figura 40 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 7 da OMJ para a região 6. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.



## Região 7

A região 7 fica em uma região com áreas de ressurgências, nas latitudes de 23°S a 30°S, na costa do Brasil, as variações da temperatura nessa região são moldadas pela variação desse fenômeno, que possui uma relação significativa com as variações do vento, durante o inverno e outono essa região pode chegar a ter sua ressurgência inibida devido a reversão dos ventos (MAZZINIE BARTH, 2013). As anomalias nessa região variam entre 0.09° até 0.2, os menores limites da variação das regiões analisadas até aqui.

Essas anomalias durante a fase 1 (Fig. 41) da OMJ, são predominantemente positivas e espalham-se por toda a camada, desde as altas profundidade até a superfície por toda a região. Essas anomalias persistem por todo o período dos compostos desde seis meses antes do evento até três meses depois. Mostrando assim, que para a fase 1 (Fig. 41) da OMJ há um fortalecimento dos processos de superfície e um enfraquecimento dos processos de subsuperfície em até 500m, dessa forma, podemos associar que há uma diminuição do fenômeno de ressurgência o que favoreceria a formação de águas mais quentes e aumento dos processos de superfície o que por sua vez aumentaria as trocas ar-mar favorecendo a convecção ou a formação desta.

Na fase 2 (Figura 42) as anomalias positivas não estão presentes, ao contrário, cinco meses antes observa-se um pequeno núcleo de anomalias negativas em 100m, aproximadamente. Após isso os núcleos são muitos pequenos. Na fase 3 (Figura 43), as anomalias positivas voltam a serem observadas novamente, com núcleos significativos podendo ser notados na profundidade abaixo de 200m, no lado oeste da região e um segundo núcleo, mas raso, entre 40°E – 38°E. A partir do lag -5, no lag -4 esses dois núcleos se unem e começam a se expandir, chegando à superfície no lag -2. Um mês antes do evento, o núcleo volta se retrair e ficar mais localizado próximo a borda oeste e entre as profundidades de 100m a 200m, as anomalias vão perdendo intensidade até ficarem insignificantes a partir do lag 1.

As fases 4 e 5 não apresentaram anomalias significativas nem positivas e nem negativas (Figuras não apresentadas). Contudo, na fase 6 (Figura 44), seis meses antes dos eventos as anomalias significativas começam a serem percebidas na profundidade por volta de 250m – 300m. No lag -5, essas anomalias chegam até a superfície e ficam variando entre a superfície e maiores profundidades até um mês antes do evento, após ele, não há mais anomalias significativas. Podemos inferir que para a fase 6 (Figura 44) as anomalias são relacionadas a modificações de camadas mais profundas ou modulações da termoclina.

Para a fase 7 (Figura 45), as análises de compósitos mostram que, o perfil transversal da temperatura mostra que há um núcleo de anomalias positivas por volta do 100m de profundidade, bem no centro da região, há uma expansão desde núcleo para toda a região e para níveis mais profundo do oceano, isso ocorre até o lag -3, onde as anomalias se expandem até a superfície, e permanece assim até o evento, ou seja, lag 0, e a partir daí vai perdendo intensidade. Assim como na fase 4 e 5, a fase 8, também não apresenta anomalias significativas.

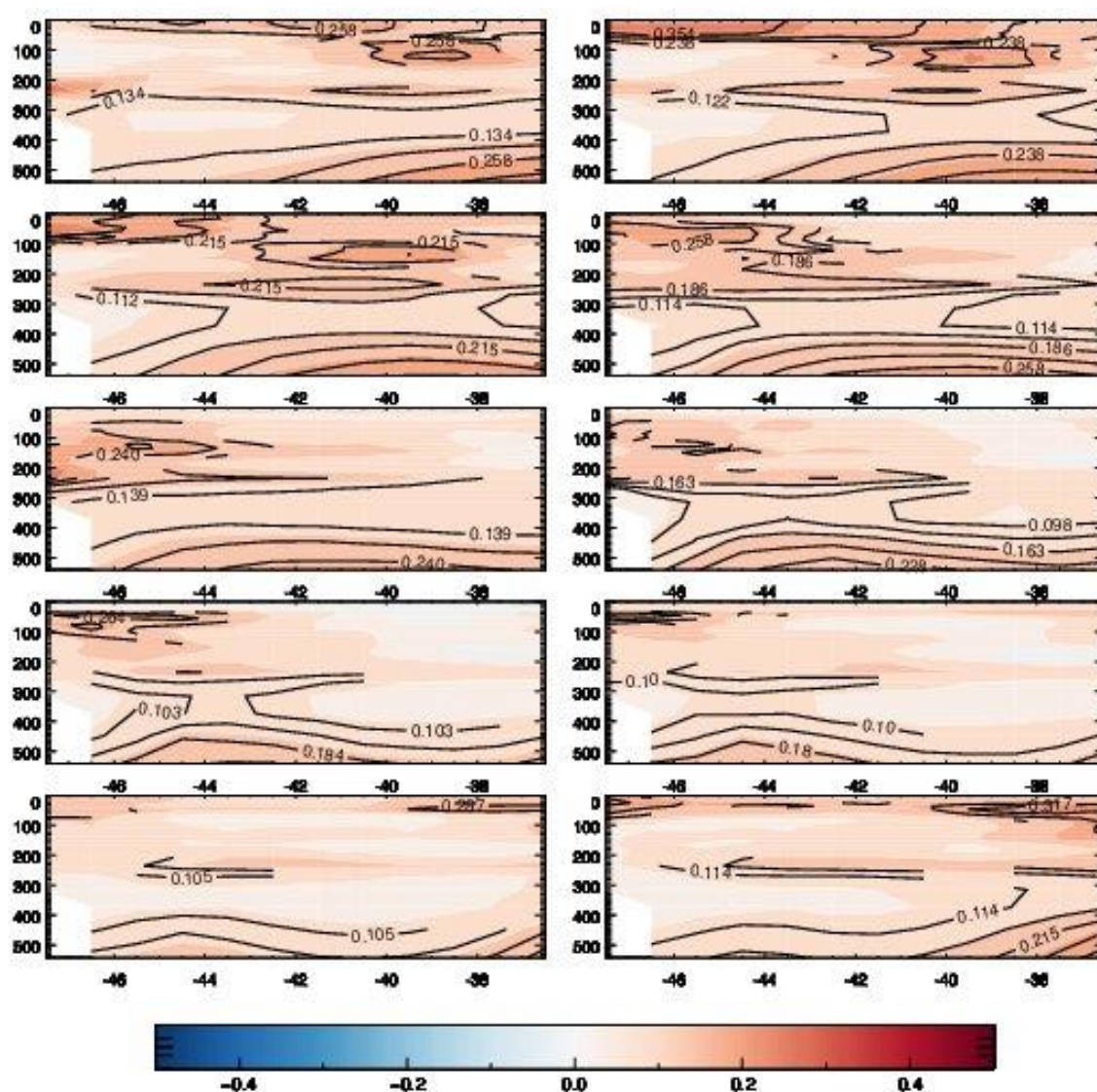


Figura 41 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 1 da OMJ para a região 7. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

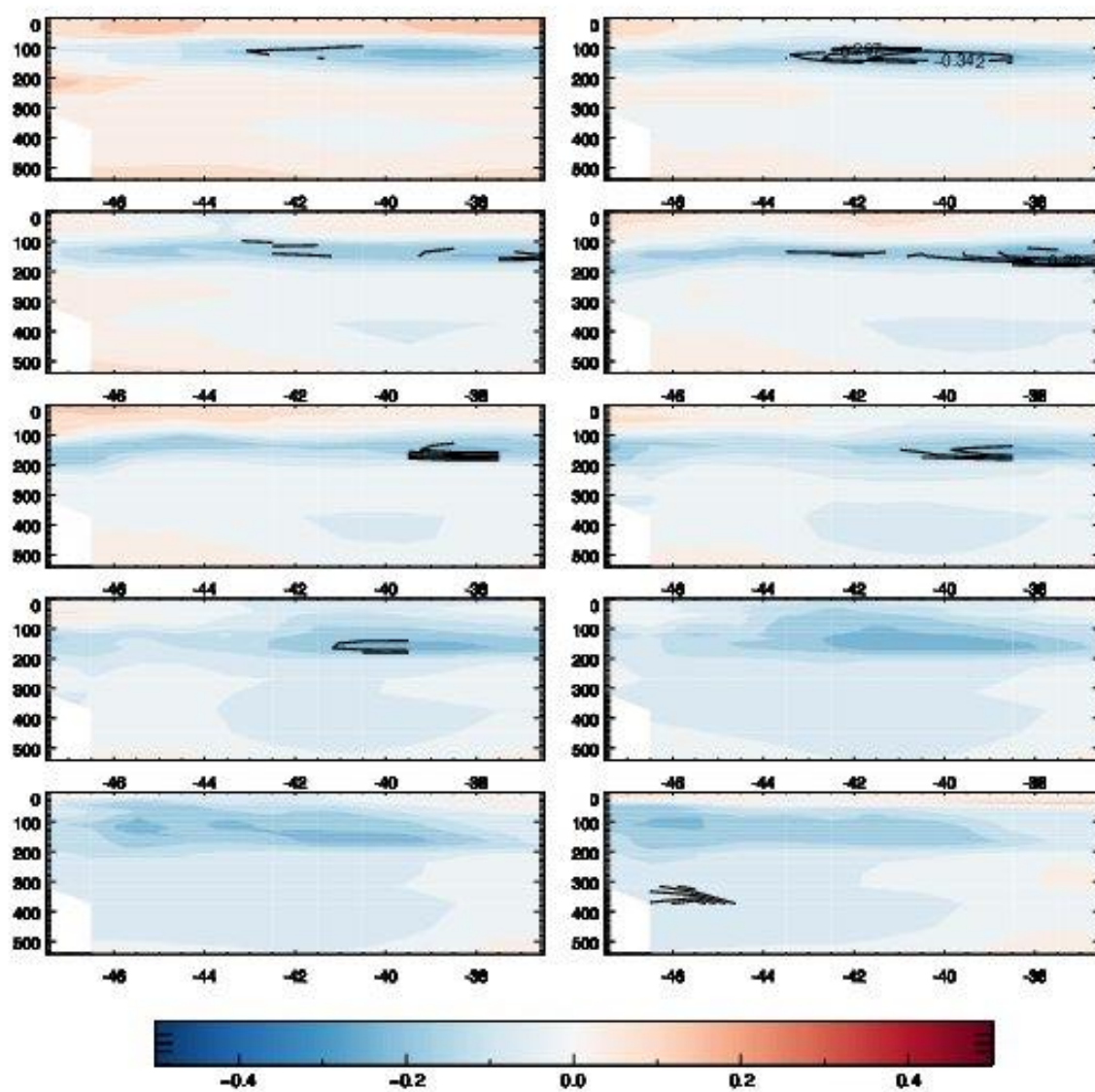


Figura 42 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 2 da OMJ para a região 7. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

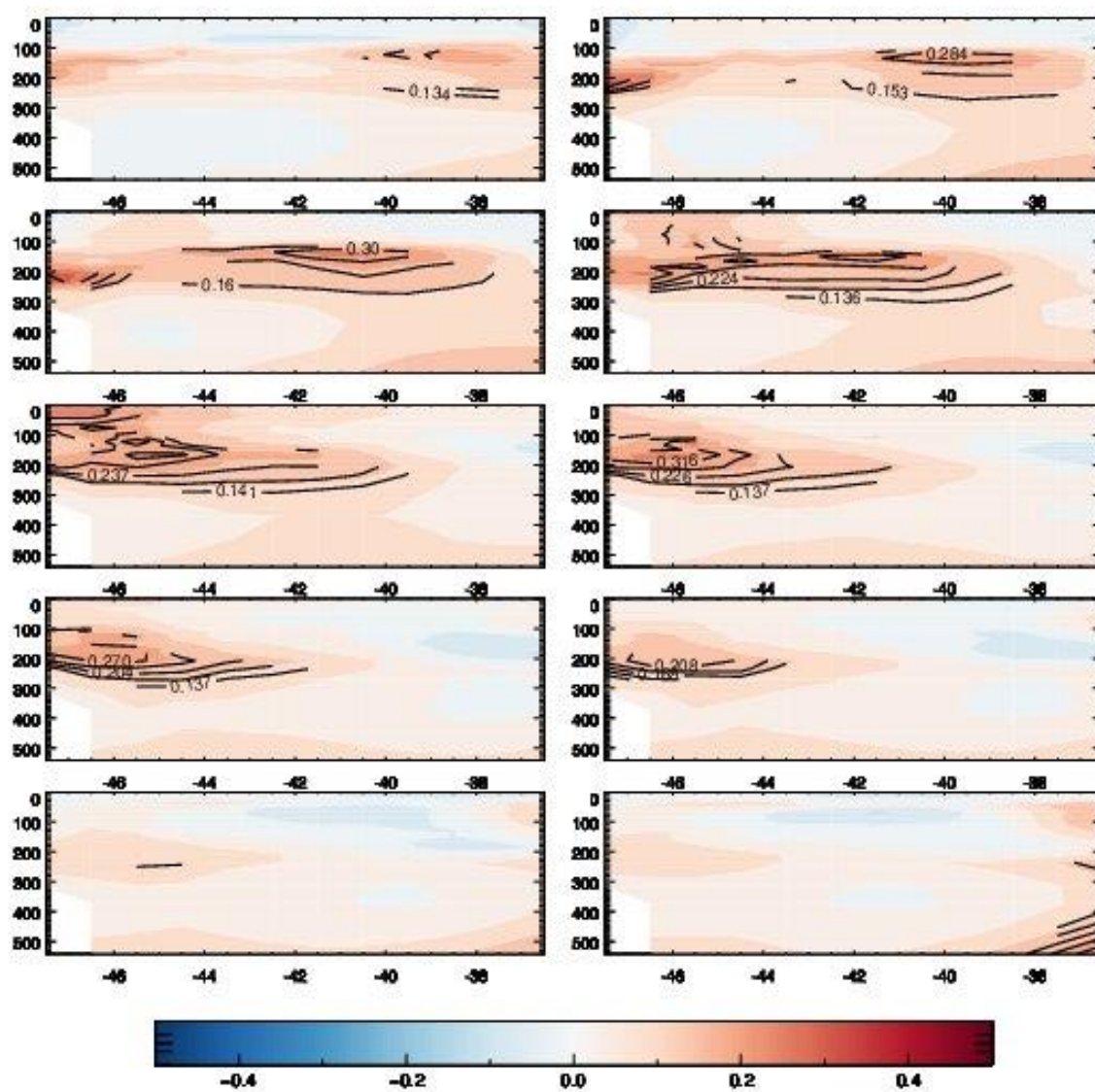


Figura 43 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 3 da OMJ para a região 7. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

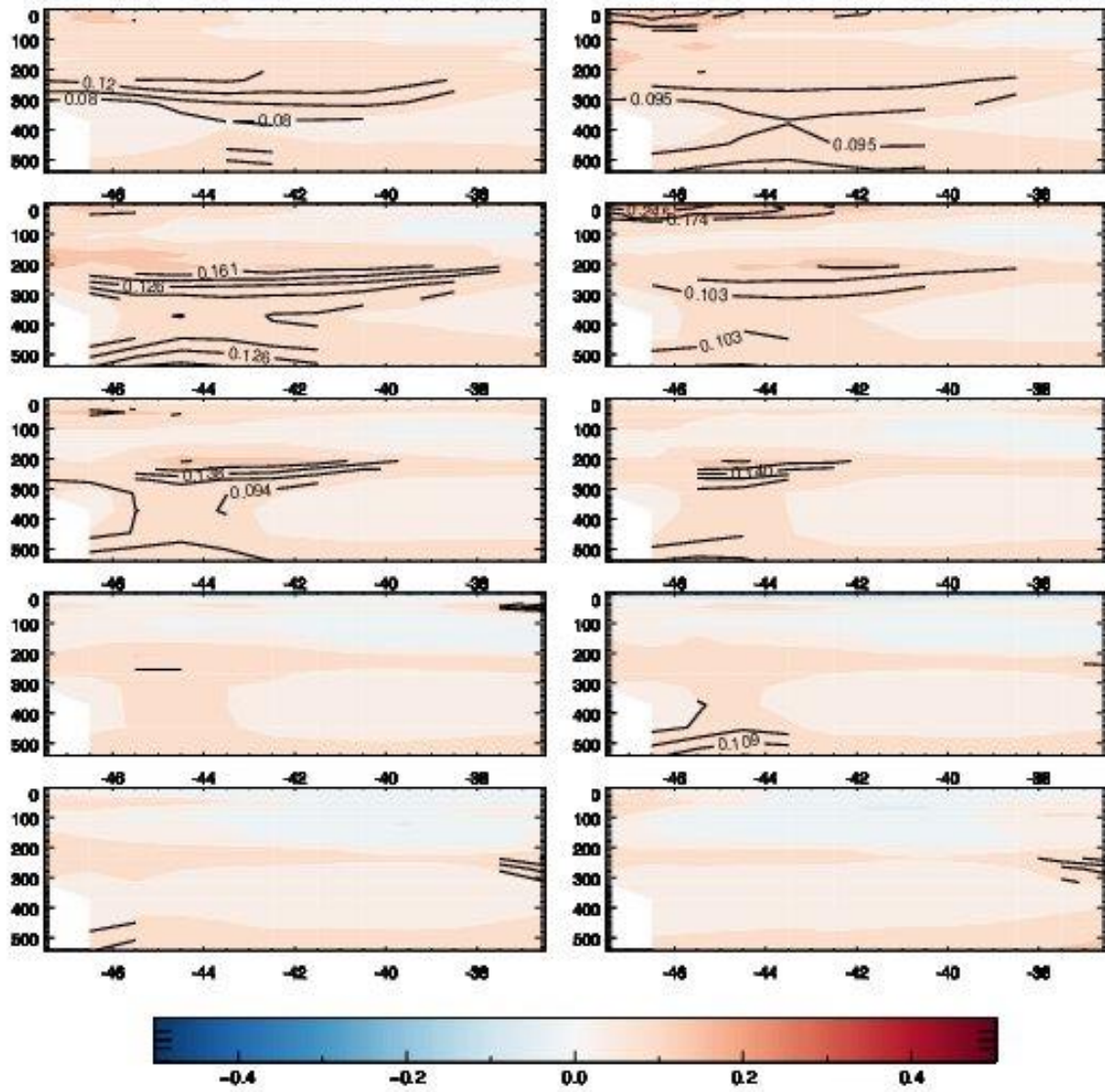


Figura 44 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 6 da OMJ para a região 7. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

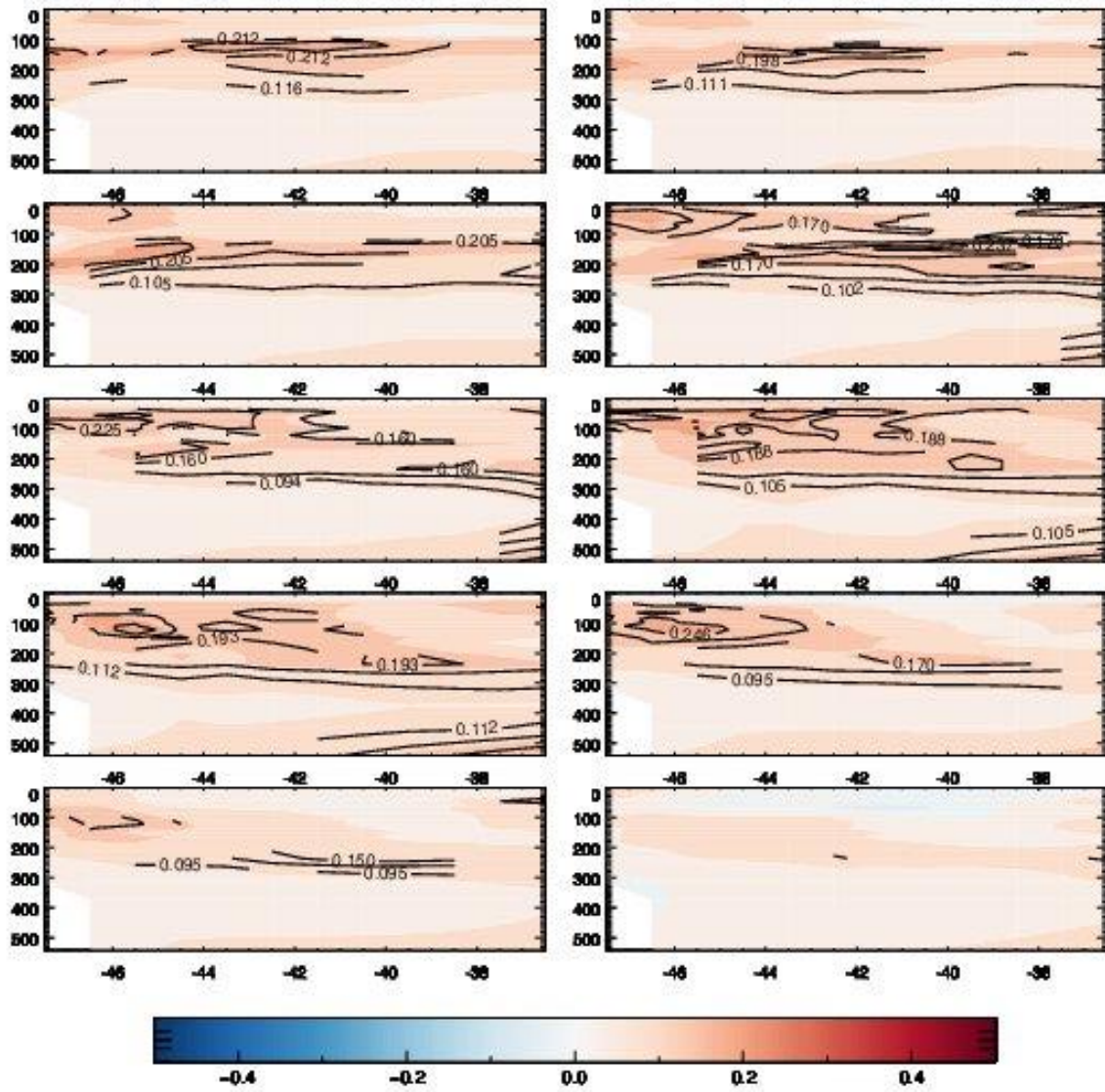


Figura 45 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 7 da OMJ para a região 7. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

## Região 8

A região 8, também localizada na faixa subtropical em 15°S – 23°S, sofre influência das variações dos ventos oriundos das altas subtropicais. Para a região as anomalias variam entre -0,2 °C a 0,3 °C. Os compósitos de eventos de ZCAS para a fase 1 (Fig. 46) da OMJ, mostra que, anomalias positivas são observadas por toda a camada da superfície até 500 em todos os lags, contudo, é possível observar que cinco meses antes do evento, na borda oeste da região próximo aos 100m a formação de um núcleo com anomalias mais intensas que se intensifica com o avanço dos meses, tendo seu máximo um mês antes do evento, e enfraquece após o evento.

Para a fase 2 (Fig. 47), não há anomalias significativas antes do evento, após há a formação de um núcleo de anomalias negativas abaixo dos 100 metros. Para a fase 3 (Fig. 48), as anomalias são observadas até seis meses antes dos eventos, na profundidade de 150m, aproximadamente, com a aproximação do evento, ela expande-se e torna-se levemente mais profunda.

Na fase 4 (Fig. 49), as anomalias ocorrem seis meses antes, mais próximas a superfície e mais concentrada no lado oeste da bacia, e apresenta um núcleo na profundidade de 500m, esse padrão persiste até três meses antes do evento, dois meses antes as anomalias não são tão robustas e nos lag a frente não são observadas. Diferente do que ocorre na fase anterior, na fase 5 (Fig. 50), as anomalias estão centradas mais em altas profundidade, isso é observado desde seis meses antes do evento, entretanto, com a proximidade do evento essas anomalias ocorrem mais profundamente próximo a 500m, após o evento passa a ocorrer mais na superfície da região. Podemos considerar que para essa fase as anomalias da temperatura em altas profundidades podem ser a responsáveis pelas anomalias que são observadas após o evento.

A fase 6 (Fig. 51), apresenta semelhanças com a fase 5 (Fig. 50), com as anomalias sendo observadas seis meses antes, contudo, para esta fase, ela é mais contida em altas profundidade no lado oeste da bacia, do lag 0, anomalias positivas podem serem observadas na superfície. O que se nota é, que a ocorrência de anomalias em altas profundidade começam na fase 3 ganha força nas fases subsequentes e enfraquece na fase 7 (Fig. 52), onde não é possível observar nenhuma anomalia significativa, na fase 8, as anomalias são observadas dois meses antes do evento na superfície, e se prolonga até três meses depois.

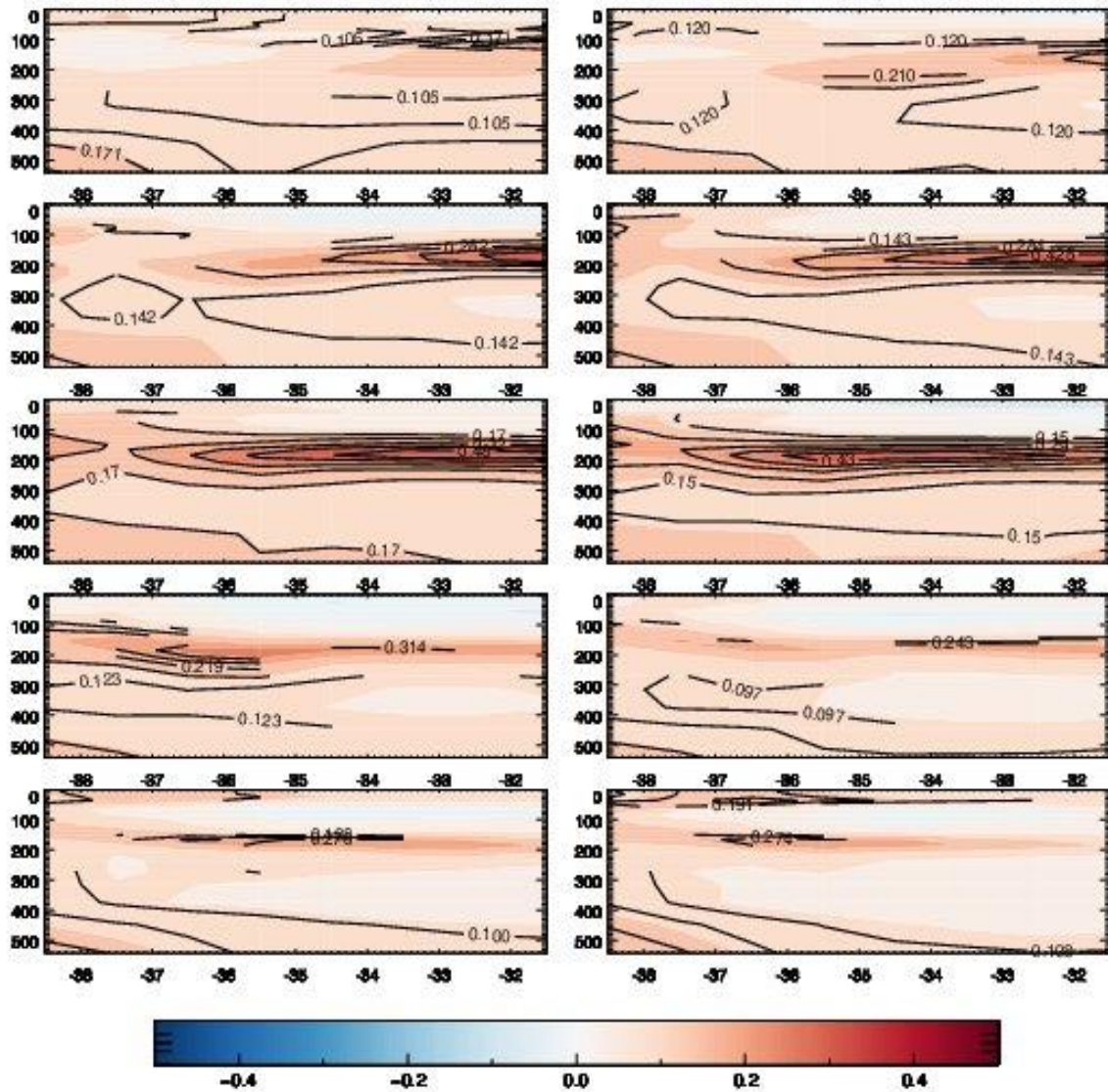


Figura 46 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 1 da OMJ para a região 8. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.



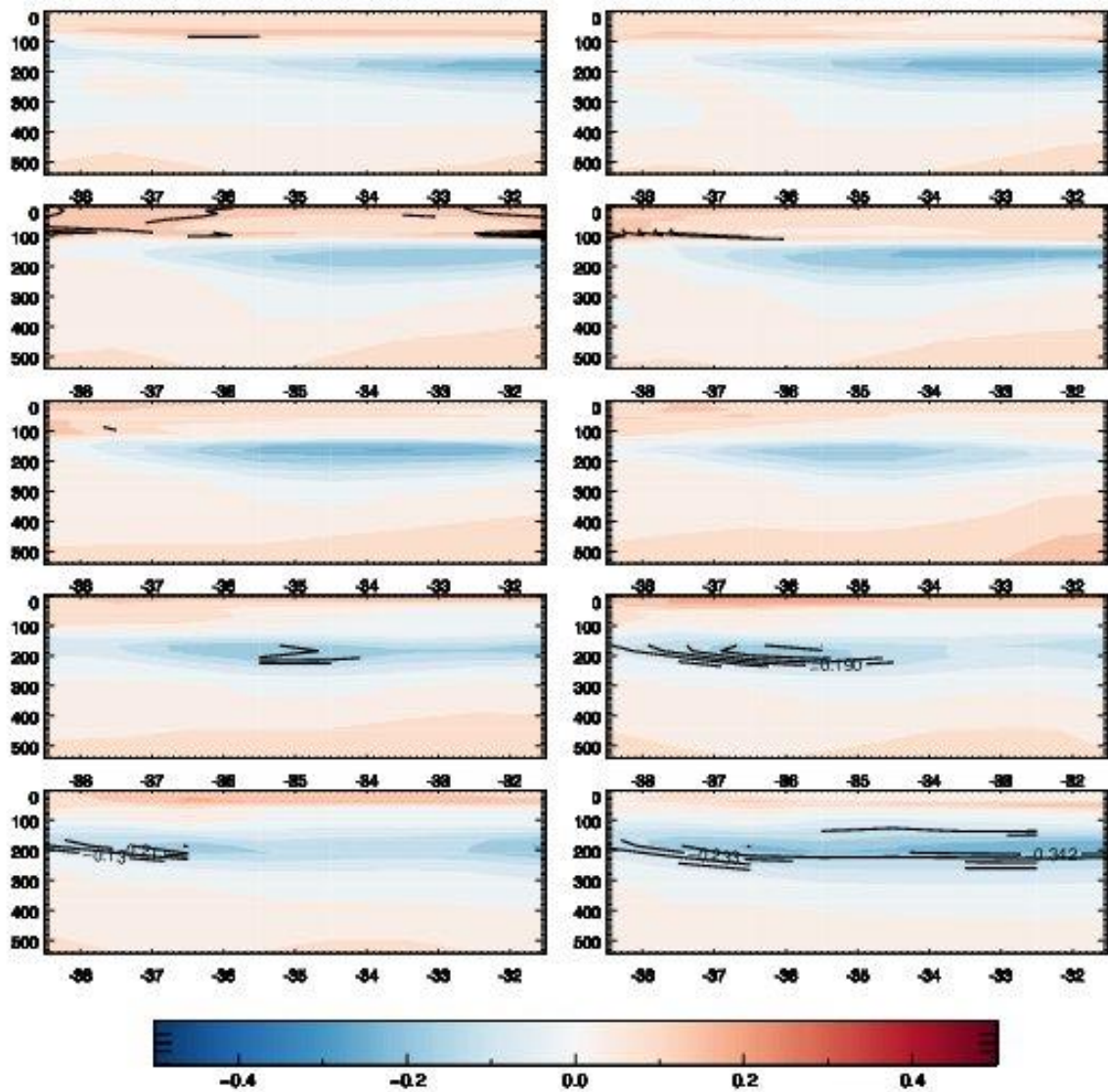


Figura 47 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 2 da OMJ para a região 8. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

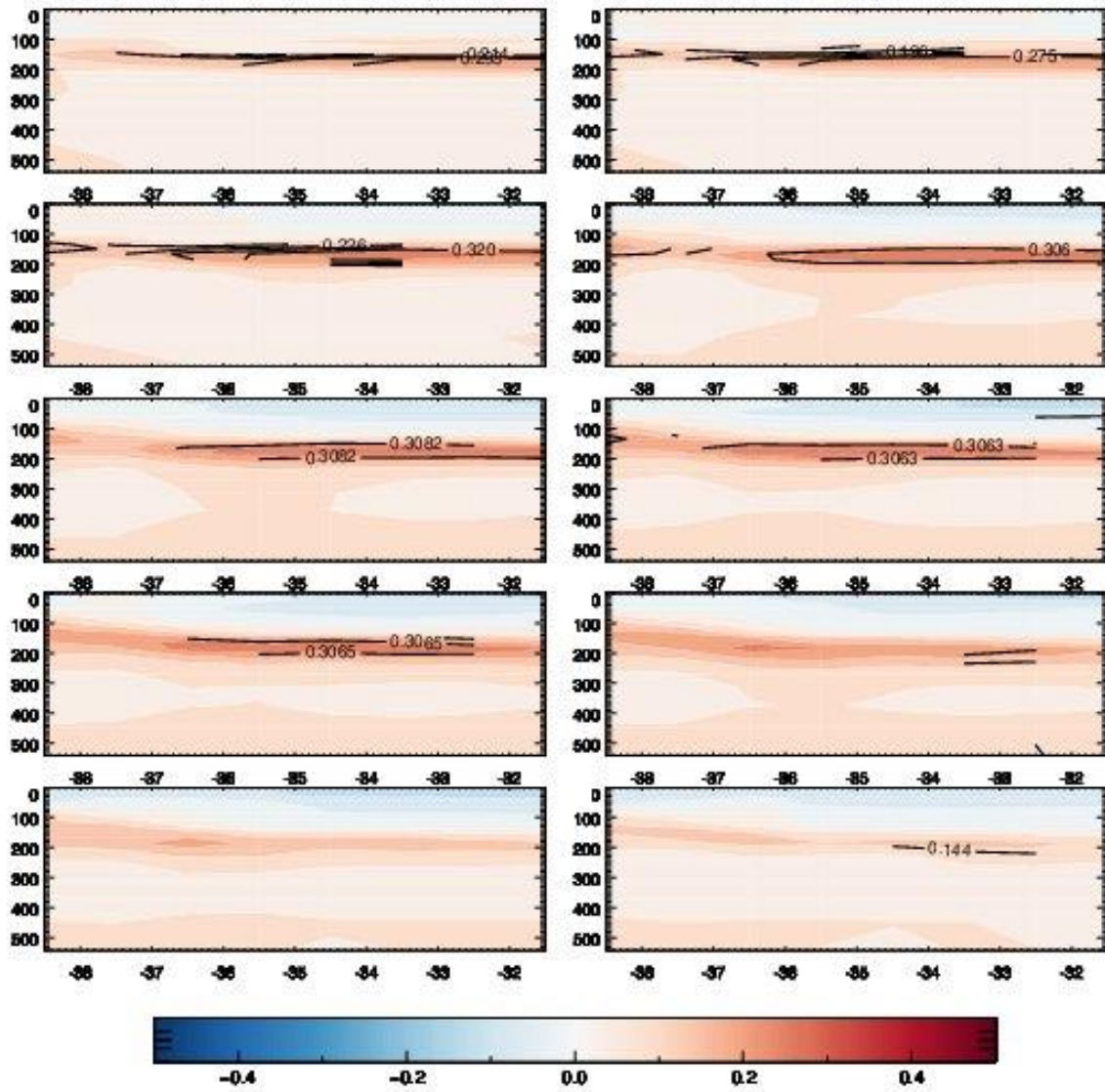


Figura 48 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 3 da OMJ para a região 8. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

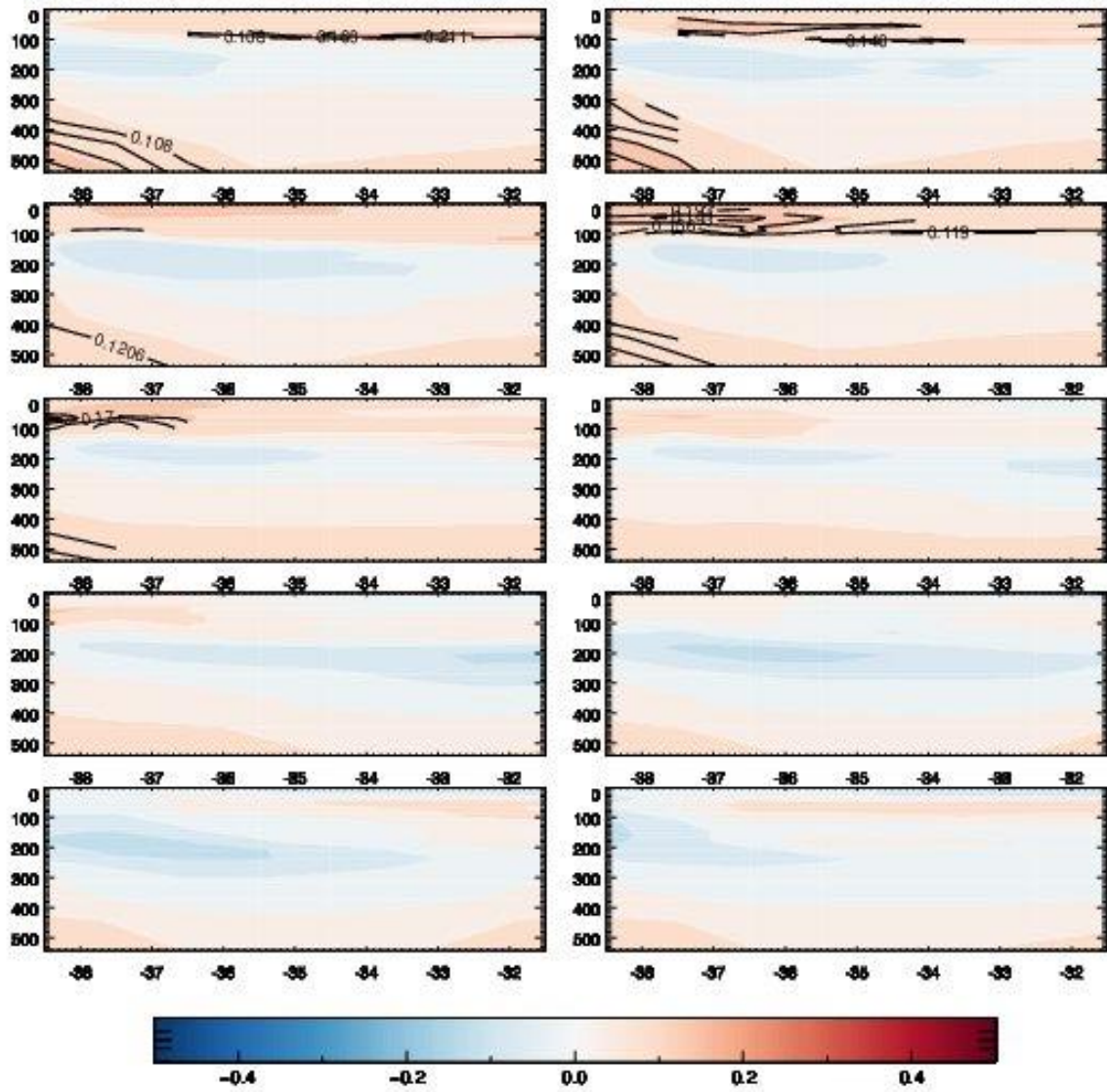


Figura 49 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 4 da OMJ para a região 8. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

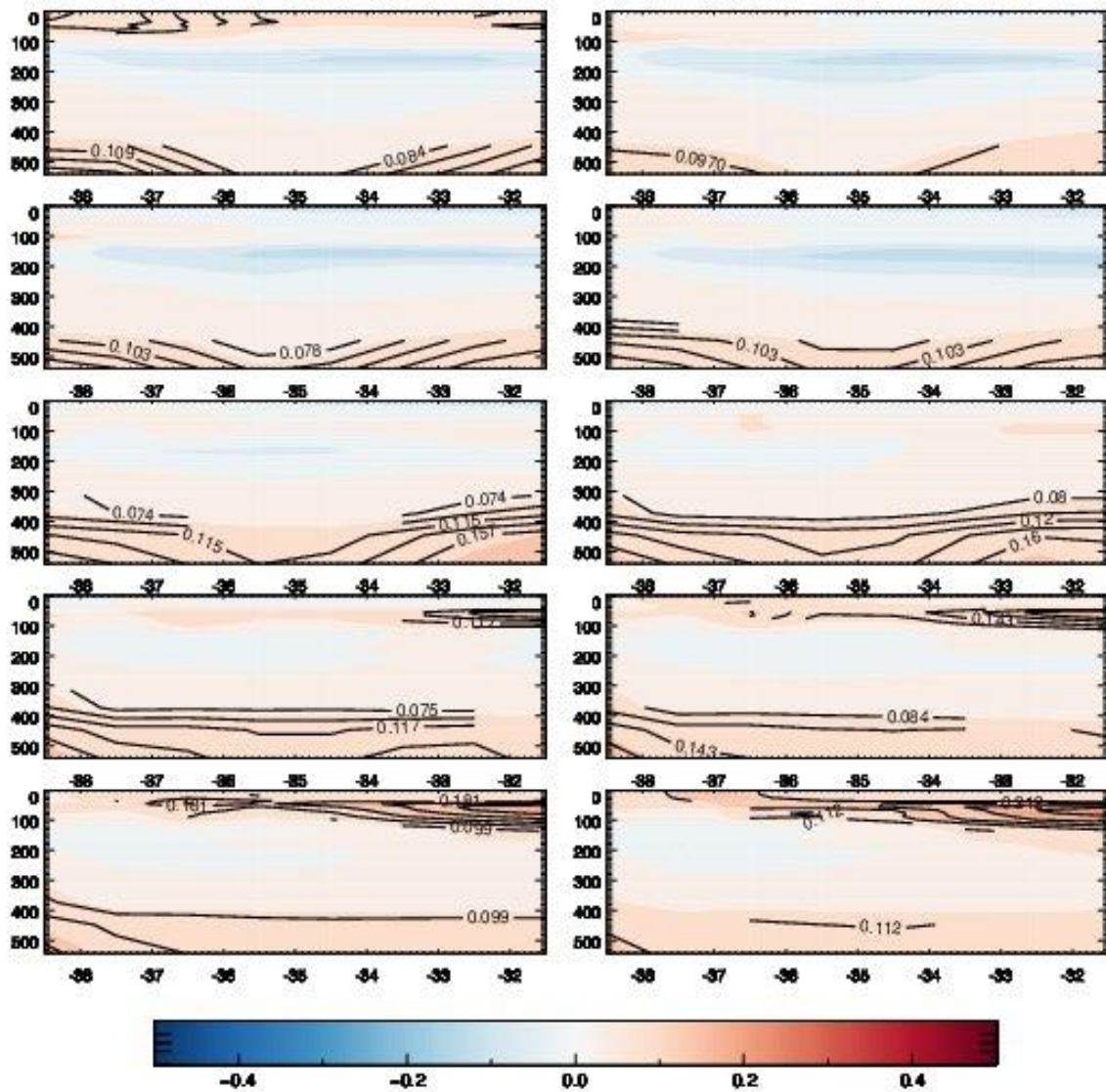


Figura 50 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 5 da OMJ para a região 8. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

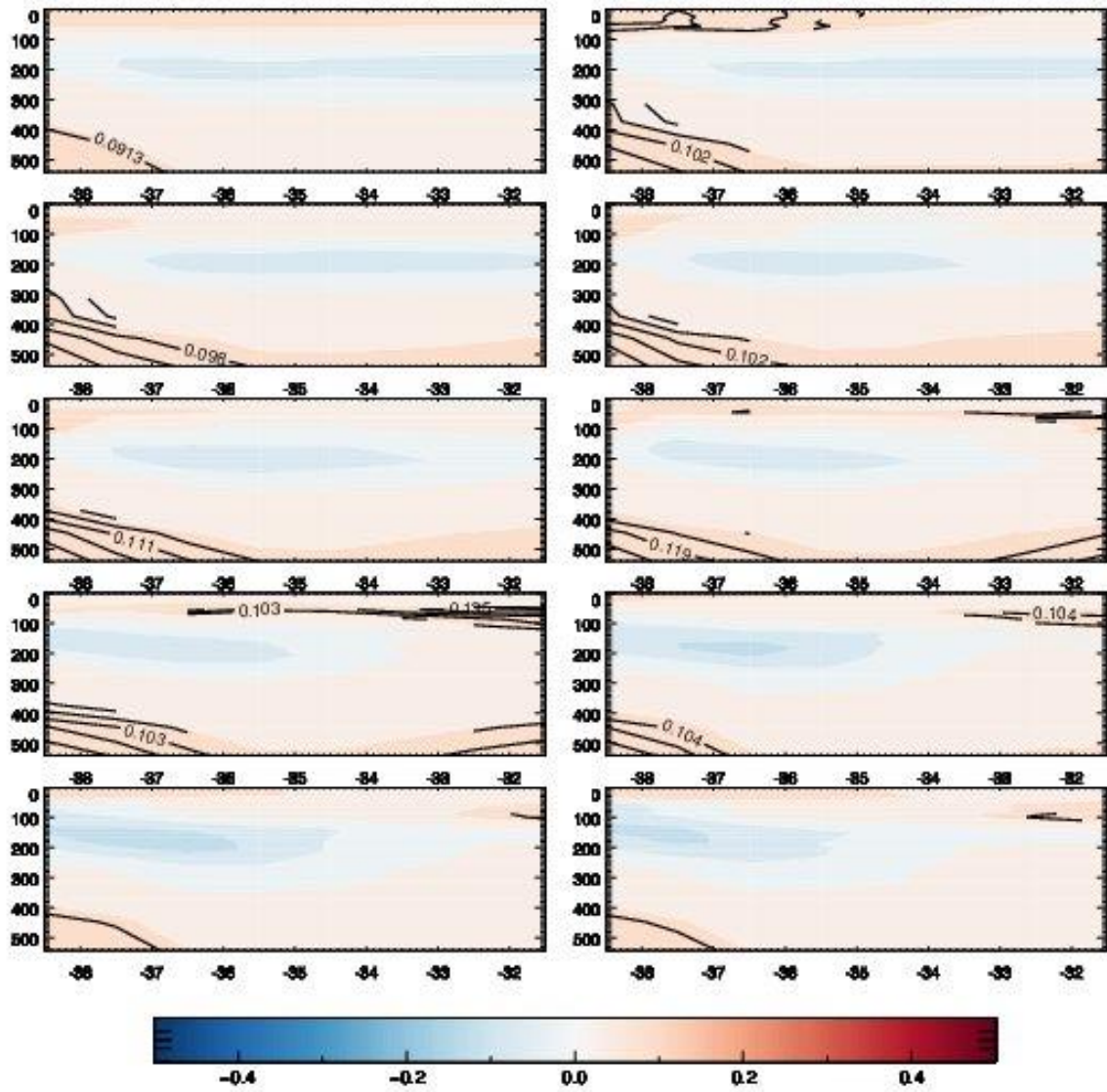


Figura 51 - Compósitos dos eventos de ZCAS para a fase 6 da OMJ para a região 8. No eixo y estão as profundidades em metros e no eixo x as longitudes. De cima para baixo do lado esquerdo estão os lags -6, -4, -2, 0, 2 e do lado direito os lags 5, -3, -1, 1, 3.

## Conclusão

Quando está atuando, a ZCAS pode interagir com diversas escalas de tempo, dentre essas, a escala intrasazonal, que influencia na intensidade e persistência desse fenômeno, associada com a OMJ. Foram analisados aqui as anomalias da temperatura potencial do oceano para a camada que estende-se da superfície até 500m, definida como a profundidade média da termoclina. Essas análises foram feitas considerando a ocorrência de eventos de ZCAS e fases da Oscilação de Madden-Julia.

Durante a fase 1 da OMJ, anomalias positivas precedem eventos de ZCAS até seis meses antes, principalmente, nas regiões tropicais, contudo, também são notadas em outras regiões analisadas aqui. Com o distanciamento dos trópicos, na região do Pacífico, as anomalias tendem a enfraquecer, sendo intensas nessa bacia.

A fase 2 registra menor ocorrência de eventos de ZCAS com anomalias significativas, sendo a fase 1, 3 e 6 as com maiores ocorrência de sinais antecedendo os eventos de OMJ. As anomalias no oceano Pacífico apresentam maiores intensidades do que o oceano Atlântico Sul. Variando entre 1,2°C e 0,1°C no Pacífico e 0,2 °C a 0,9 °C no Atlântico Sul. As anomalias são predominantes positivas em ambas as bacias, o sinal positivo delas pode ser associado com o fortalecimento da temperatura na superfície, ou na região da termoclina, o que pode favorecer os processos de superfície, aumentando a convecção. Todavia, anomalias negativas também são observadas.

As anomalias negativas, ocorrem principalmente abaixo da superfície em volta dos 100m, e são observadas durante as fases 3, 2, mas principalmente durante a fase 3, onde os sinais são observados até 5 meses antes dos eventos. Temperaturas mais frias podem ser associadas a menores liberações de calor ou anomalias das correntes e fluxos de massas que são transportados nesse oceano próximo a costa. Próximo do equador as anomalias da temperatura ocorrem abaixo da superfície, próximo ao núcleo máximo de velocidade relacionado a corrente norte do Brasil. Nas fases 3 e 7 há anomalias negativas que podem ser associadas a menor entrada de água quente nessa região ou um enfraquecimento nessa camada de águas mais quentes.

Com isso, os resultados mostram que a depender da fase da OMJ atuante durante os dias de eventos de ZCAS é possível observar anomalias, em sua maioria positivas, da superfície até a profundidade de 200m aproximadamente, até seis meses antes de cada evento e que as anomalias são mais presentes nas regiões subtropicais. Essa análise pode proporcionar um melhor entendimento da resposta que o oceano, na camada da termoclina, tem em eventos de ZCAS

quando relacionados com o principal sistema da escala Intrasazonal atuante nos trópicos, isso pode auxiliar na identificação da ocorrência de ZCAS com maior antecedência.

Abaixo uma sumarização dos resultados observados, com as regiões que apresentaram anomalias significativamente estatística mais intensas, os lag e as fases que foram observadas.

REGIÃO	LAG (MESES)	FASE DA OMJ
R1	-6	1
R2	-6	3
R3	-6	3
R5	-6	4
R6	-4	3

Tabela 1 - resumo dos resultados obtidos nas análises feita dos compostos, a primeira coluna representa a região, a segundo o lag, e a terceira a fase da OMJ que apresentaram maiores significância estatística das anomalias da temperatura potencial.

Com base nos resultados sumarizados na tabela

### Referências

BALMASEDA, M. A.; TRENBERTH, K. E.; KÄLLÉN, E. E. Distinctive clima signs in reanalysis of global ocean heat content, **Geophysical Research Letters**, v.40, p.1754–1759, doi: 10.1002 / grl.50382, 2013.

CARNEIRO, G. M., CAVALCANTI, I. F. A.; Características da convecção associada à variabilidade intrasazonal: comparação entre resultados do MCGA CPTEC/COLA e observação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.4, 525- 534, 2010

CARVALHO, L., NES, C. LIEBMANN, B.; The South Atlantic convergence zone: Intensity, Form, Persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal Climate*, v.17, p.88-108. 2004

CARVALHO, L. M. V.; JONES C.; Zona de convergência do Atlântico Sul In:CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J., SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. Tempo e clima no Brasil. São Paulo: **Oficina de Textos**, 2009. Cap. 6, p. 95-110 ISBN 978-85-86238-92-5.

GRIMM, A. M.; Madden-Julian Oscillation impacts on South American summer monsoons season: precipitation anomalies, extreme events, teleconnections, and role in the MJO cycle. **Climate Dynamics**. v.53, p. 907–932, 2019.

KAYANO, M., KOUSKY, V.; Intraseasonal (30-60 day) variability in the global tropics: principal modes and their evolution. *Tellus*, v.51, p.373-386. 1999

MATTHEWS, A., HOSKINS, B., SLINGO, J., M. BLACKBURN, M.; Development of convection along the SPCZ within a madden-Julian oscillation. *Quarter Journal Royal Meteorology Society*, v.122, p.1473-1498. 1996

MAZZINI, P. L. F., BARTH, J. A.; A comparison of mechanisms generating vertical transport in the Brazilian coastal upwelling regions. **Journal of Geophysical research: oceans**. v.118, p.5977-5993. doi:10.1002/2013JC008924, 2013.

PAEGLE, J. N.; BYERLE, L. A.; MO, K. C.; Intraseasonal modulation of South american summer precipitation. **Monthly Weather review**. v. 128, p. 837-850. 2000.

PEZZI, L.; SOUZA, R. B.; Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J., SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. *Tempo e clima no Brasil*. São Paulo: **Oficina de Textos**, 2009. Cap. 24, p. 385-406 ISBN 978-85-86238-92-5.

Pujiana, K. , & McPhaden, MJ ( 2018 ). Resposta da camada superficial do oceano a ondas Kelvin acopladas por convecção no leste do Oceano Índico equatorial . *Journal of Geophysical Research: Oceans* , **123** , 5727 – 5741 .<https://doi.org/10.1029/2018jc013858>



## 8. RESULTADOS GERAIS

Os resultados obtidos no segundo artigo mostram que, as anomalias da temperatura potencial são mais significativas, de acordo com aplicação do teste t-Student, seis meses antes da ocorrência dos eventos de ZCAS. Isso acontece, principalmente, durante as fases da OMJ que estão acopladas a convecção anômala sobre o oceano Pacífico, nas regiões R1 e R2, sobre o oceano Índico e Pacífico, centralizadas na região da piscina de águas quentes, e na R3, no Pacífico mais ao sul, e as regiões R5 e R6, no Atlântico Sudoeste.

Dessa forma, foi possível sumarizar na tabela abaixo as regiões e os lags com maiores intensidades e as fases relacionada com eles, possibilitando uma visão mais clara dos resultados obtidos.

REGIÃO	LAG (MESES)	FASE DA OMJ
R1	-6	1
R2	-6	3
R3	-6	3
R5	-6	4
R6	-4	3

Tabela 2 - resumo dos resultados obtidos nas análises feita dos compostos, a primeira coluna representa a região, a segundo o lag, e a terceira a fase da OMJ que apresentaram maiores significância estatística das anomalias da temperatura potencial.

Com base nesses resultados, foram aplicadas a técnica de *EOF* para verificar a variabilidade das anomalias da temperatura potencial na termoclina das regiões com maiores lags. Dessa forma, foi possível a obtenção do padrão espacial da termoclina seis meses antes e do coeficiente temporal, que chamaremos de índice da termoclina. Os resultados das análises de EOF serão apresentados, apenas, para as regiões R1, R2 e R3.

A R1 é uma região sobre o oceano Índico, na região da piscina de águas quentes, como observados nas análises anteriores, apresentou anomalias significativas seis meses antes dos eventos dos eventos de ZCAS.

O gráfico 52A, mostra as primeiras vinte EOF para a região R1, com isso, observa-se que a primeira EOF explica 50% da variância da termoclina para a R1. Quando aplicamos o padrão espacial é possível observar que a maior variabilidade da termoclina para a R1 ocorre próximo aos 100m de profundidade (Fig. 52B). Essa profundidade coincide com a variabilidade

da temperatura potencial que é observada nos resultados obtidos através dos compostos para a R1.

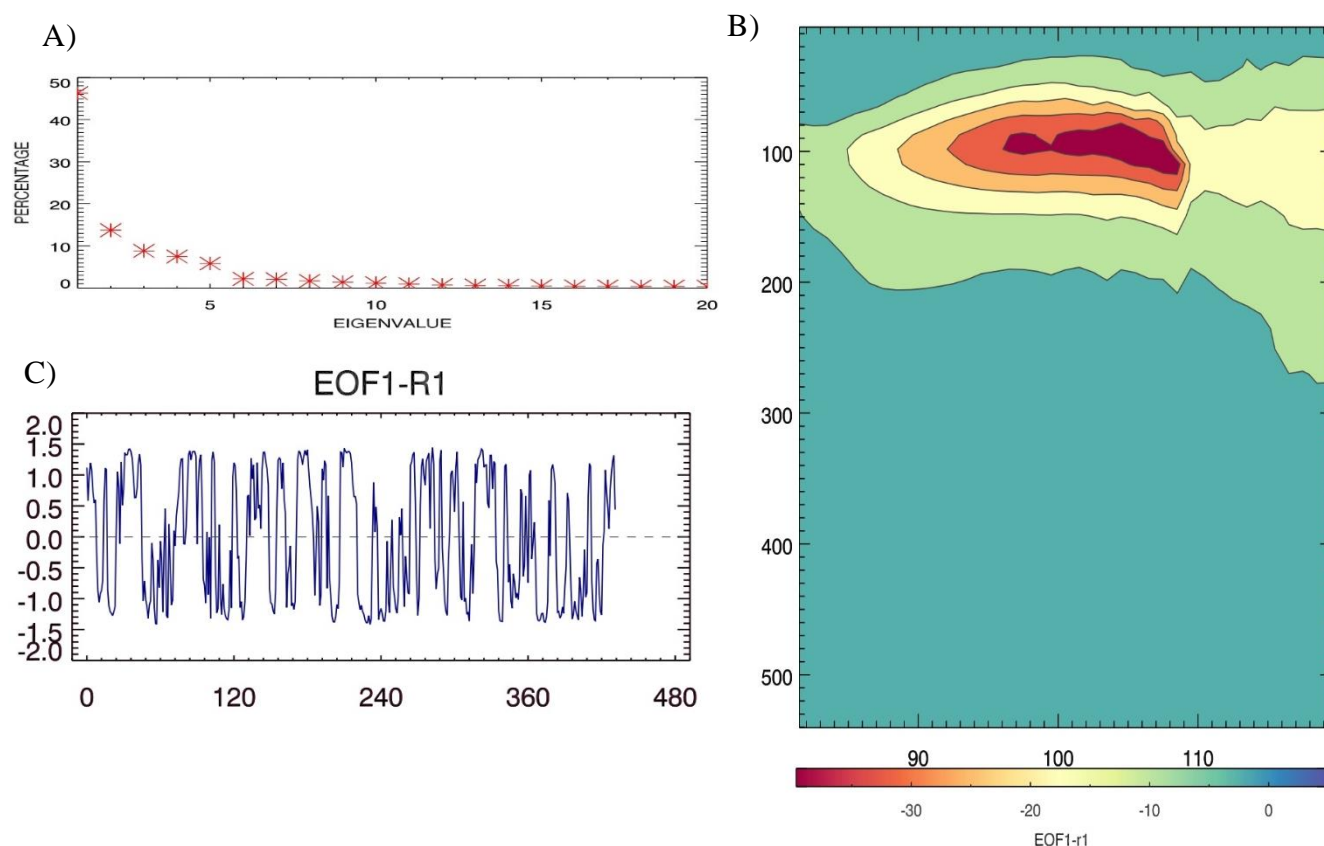


Figure 52 – resultados da EOF para a região R1, a) resultados das primeiras vinte *EOFs* no eixo x encontra-se os autovalores e no eixo y as porcentagens. b) representação do padrão espacial obtidos através das *EOFs*, no eixo x encontra-se as profundidades e no eixo y as longitudes. c) Índice da termoclina obtido através do coeficiente temporal da *EOF*. No eixo x o tempo e no eixo y a variabilidade.

A R2, localizada nas mesmas latitudes da região R1, mais ao oeste, apresenta, também, maior porcentagem de variação na primeira EOF, explicando 70% dessa variância (Fig. 53A), apresentando maior variância do que a anterior. Como observado na R1, a R2 apresenta maior variação na mesma profundidade observada nos resultados das análises de compostos, até 300m (Fig. 53B), com o núcleo de maior intensidade ocorrendo aos 100m. O índice para essa região apresenta uma frequência menor dos seus picos (Fig. 53C).

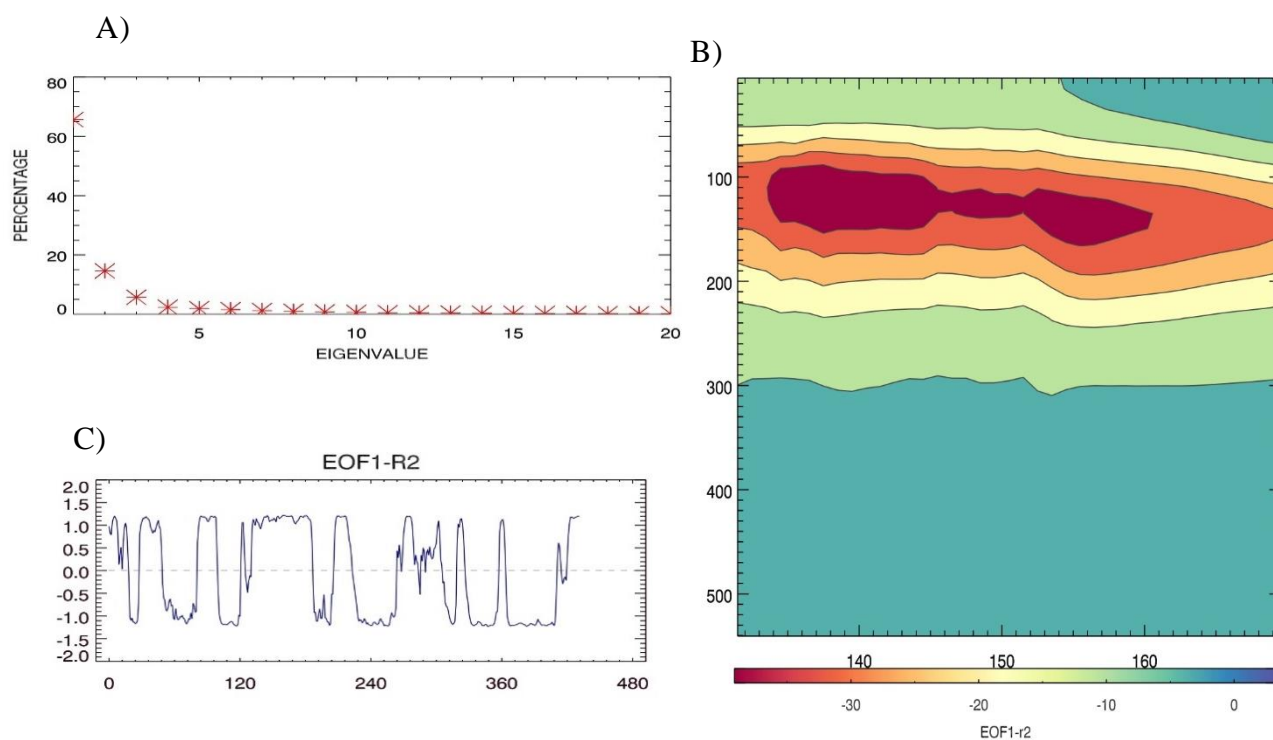


Figure 53 - resultados da EOF para a região R2, a) resultados das primeiras vinte EOFs no eixo x encontra-se os autovalores e no eixo y as porcentagens. b) representação do padrão espacial obtidos através das EOFs, no eixo x encontra-se as profundidades e no eixo y as longitudes. c) Índice da termoclina obtido através do coeficiente temporal da EOF. No eixo x o tempo e no eixo y a variabilidade.

Para R3, a primeira EOF continuou sendo a com maiores porcentagem, apresentando valores de 43%, o menor valor das três regiões. Para essa região a variabilidade vai até a 500m de profundidade diferentes das outras regiões que não ultrapassou a profundidade de 500m. O índice obtido mostrou uma oscilação, com um primeiro período positivo e segundo negativo.

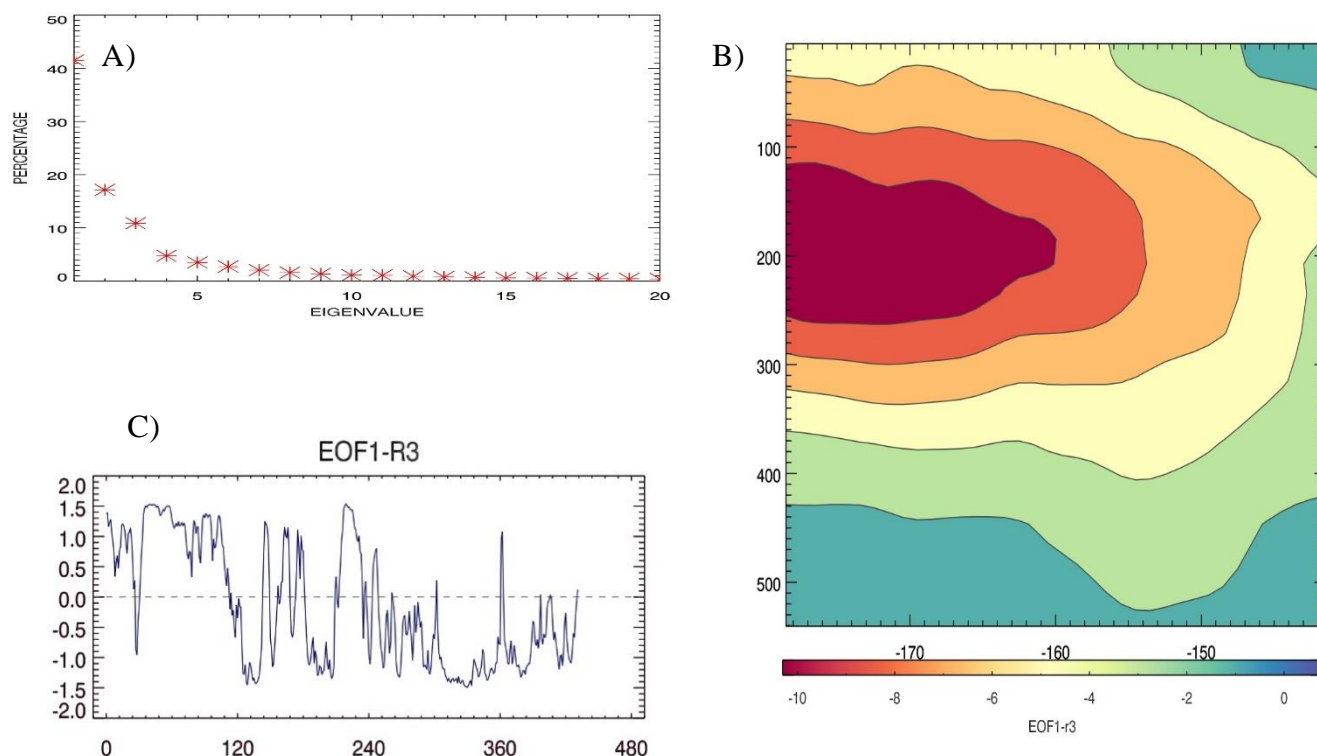


Figure 54 - resultados da EOF para a região R3, a) resultados das primeiras vinte EOFs no eixo x encontra-se os autovalores e no eixo y as porcentagens. b) representação do padrão espacial obtidos através das EOFs, no eixo x encontra-se as profundidades e no eixo y as longitudes. c) Índice da termoclina obtido através do coeficiente temporal da EOF. No eixo x o tempo e no eixo y a variabilidade.

A partir dos índices obtidos através da primeira EOF, foram feitas correlações com as anomalias totais de precipitação para as regiões que apresentaram maiores variabilidade intrasazonal, a partir das nossas análises da precipitação para as sub-regiões sobre o continente, que podem ser vistas na sessão sobre a variabilidade intrasazonal na precipitação sobre o Brasil. As regiões que apresentaram maior variabilidade intrasazonal foram as regiões RP3 e RP4, regiões essas, utilizadas para o cálculo das correlações.

Com isso, observamos que a correlação entre a RP3 (sobre o continente) e a R1 (Indico) é negativa de -0,14, com isso sabemos que quando a termoclina nessa região apresentar anomalias negativas a chuvas sobre o centro-oeste e sudeste brasileiro apresentaram anomalias positivas, e o inverso é observado na RP4, onde a correlação é positiva, ou seja, as variáveis são diretamente proporcionais, quando as anomalias da termoclina forem positivas as anomalias de precipitação também serão positivas.

A relação de proporcionalidade inversa da correlação é observada entre a R2 (Pacífico equatorial) e as regiões de precipitação sobre o continente, ou seja, quando as anomalias da termoclina for positiva, nessa região, em ambas as regiões sobre o continente serão negativas, o inverso será observado quando as anomalias da termoclina forem negativas.

A correlação entre a R3 (Pacífico Sul) e as regiões de precipitação, RP3 e RP4, são positivas, ou seja, quando as anomalias da termoclina forem positivas nessa região as anomalias de precipitação também serão sobre as RP3 e RP4.

<b>LAG -6</b>	<b>R1</b>	<b>R2</b>	<b>R3</b>
<b>RP3</b>	-0,14	-0,23	0,08
<b>RP4</b>	0,04	-0,03	0,016

Tabela 3 – resultados das correlações entre as regiões R1, R2 e R3 sobre o oceano Índico e Pacífico e as regiões que apresentaram maiores sinais da variabilidade intrasazonal sobre o continente. Nas linhas estão as regiões sobre o continente e nas colunas as regiões sobre o oceano.

## 9. CONCLUSÃO GERAL

A influência da variabilidade intrasazonal na precipitação da América do Sul é amplamente conhecida na literatura, podendo modular a precipitação desde a região norte até ao sul do continente. A variabilidade intrasazonal, principalmente pela OMJ, modula os totais pluviométricos quando interagem com escalas submensais, relacionando com a atividade da ZCAS e ZCIT (SOUZA; AMBRIZZI, 2006; SOUZA *et al.*, 2005), e essa variabilidade influencia o comportamento, intensidade e duração da ZCAS (CARVALHO *et al.*, 2011; CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006).

Os resultados para as anomalias intrasazonais para a precipitação de cada região mostram que as regiões mais ao sul sofrem maior influência da variabilidade do que as regiões mais ao norte do continente, com a região RC3 e RP4 apresentando maiores amplitudes das anomalias intrasazonais e ocorrências de picos acima dos percentis definidos do que a RP1 e RP2.

Ao analisar o perfil vertical, observou-se que termoclina apresenta um comportamento sazonal mais ao sul ou no oceano sudoeste onde ela fica inibida durante os meses de inverno. Sendo quase permanente nas regiões equatoriais. A variabilidade da temperatura nas regiões da termoclina sofre influência das massas de água e correntes no oceano Atlântico, sendo rasas nessas regiões e mais profundas em regiões mais ao sul.

As análises de compósitos mostraram que as anomalias da temperatura no oceano, no Pacífico e Atlântico, nas fases da OMJ ocorrem, principalmente, próximo a camada de 100m, na subsuperfície do oceano. Para as regiões e durante os eventos de ZCAS, as anomalias positivas com defasagem de seis meses ocorrem, principalmente durante a fase 3, 4 e 1. Esses resultados podem auxiliar na previsão de eventos de ZCAS com maior antecedência.

Através das análises de compostos foi possível identificar anomalias na termoclina do Oceano Pacífico e Índico seis meses antes dos eventos de ZCAS. Dessa forma, foi possível utilizar a técnica de EOF para determinar um índice a partir dessa variabilidade para auxiliar na previsão dos eventos de ZCAS.

## REFERÊNCIAS

- ALVAREZ, M. S. *et al.* Influence of the Madden-Julian Oscillation on precipitation and surface air Temperature in South America. **Climate Dynamics**, [S. l.], v. 46, p. 245-256, 2016.
- ANDERSON, J. R.; STEVENS, D. E. The response of the tropical atmosphere to low frequency thermal forcing. **Journal of the Atmosphere Science**, Washington, v. 44, p. 676-686, 1987.
- BALMASEDA, M. A.; TRENBERTH, K. E.; KÄLLÉN, E. E. Distinctive climate signs in reanalysis of global ocean heat content. **Geophysical Research Letters**, Malden, v. 40, n. 9, p. 1754-1759, 2013.
- BARREIRO, M. *et al.* Modelling the role of Atlantic air-sea interaction in the impact of Madden-Julian Oscillation on South American climate. **International Journal of Climatology**, Malden, v. 39, n. 2, p. 1104-1116, 2018.
- BARROS, V.; GONZALEZ, M.; LIEBMANN, B. Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic Sea surface temperature on interannual summerrainfall variability in Southeastern South America. **Theoretical and Applied Climatology**, [S. l.], v. 67, p. 123-133, 2000.
- BIGG, G. R.; JICKELLS, P. S.; OSBORN, T. J. Review: the role of the oceans in climate. **International Journal of Climatology**, Malden, v. 23, p. 1127-1159, 2003.
- CAMPOS, E. *et al.* **The South Atlantic and the climate**. 2001. Disponível em: [https://www.aoml.noaa.gov/phod/docs/Campos\\_2001.pdf](https://www.aoml.noaa.gov/phod/docs/Campos_2001.pdf). Acesso em: 15 jan. 2023.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES C. Zona de convergência do Atlântico Sul. *In*: CAVACANTI, I. F. A. *et al.* (Orgs.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 95-110.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, and relationships with Intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, Washington, v. 17, n. 1, p. 88-108, 2004.

CARVALHO, L. M. V.; SILVA, A. E.; JONES, C.; LIEBMANN, B.; SILVA DIAS, P. L.; ROCHA, H. R.; Moisture transport and Intraseasonal variability in the South America monsoon system. **Climate Dynamics**. v. 36, p. 1865 – 1880, DOI 10.1007/s00382-010-0806-2. 2011.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY V. E. Climatology of South American cold fronts. *In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 7., 2003, Wellington. Proceedings [...]. [S. l.: s. n.], 2003.*

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E.; Frentes frias sobre o Brasil. *In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F.; Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos. Cap. 9, p. 133-147. 2009.*

CHANG, C. P. Viscous internal gravity waves and low-frequency oscillations in the tropics, **Journal of the Atmosphere Science**, Washington, v. 34, p. 901-910, 1977.

CHAO, W. C. On the origin of the tropical intraseasonal oscillation. **J Journal of the Atmosphere Science**, Washington, v. 44, p. 1940-1949, 1987.

CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the south atlantic ocean and the south atlantic convergence zone. **Geophysical Research Letters**, Malden, v. 3, n. 3, 2004.

CHELTON, D. B. *et al.* Geosat altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean. **Journal of Geophysical Research**, [S. l.], v. 95, n. C10, p. 17877-17903, 1990.

CHEN, G.; QIN, H. Strong ocean–atmosphere interactions during a short-term hot event over the Western Pacific warm pool in response to El Niño. **Journal of Climate**, Washington, v. 29, n. 10, p. 3841-3865, 2016.

COHEN, J. C. P.; DIAS, M. A. F. S.; NOBRE, C. A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise Boletim**, [S. l.], v. 4, n. 11, p. 34-40, 1989.

COHEN, J. *et al.* Linhas de instabilidade na costa N-NE da América Sul. *In: CAVALCANTI, I. F. A. et al. (Orgs.). Tempo e clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 75-94.*

CRESPO, L. R.; KEENLYSIDE, N.; KOSEKI, S. The role of sea surface temperature in the atmospheric seasonal cycle of the equatorial Atlantic. **Climate Dynamics**, [S. l.], v. 52, p. 5927-5946, 2019.

CUNNINGHAM, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. A.; Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic convergence zone. **International Journal of Climatology**. v. 26, p. 1165 – 1180. <https://doi.org/10.1002/joc.1309>. 2011.

DEMOTT, C. A.; KLINGAMAN, N. P.; WOOLNOUGH, S. J. Atmosphere-ocean coupled processes in the Madden-Julian oscillation. **Review of Geophysics**, [S. l.], v. 53, n. 4, p. 1099-1154, dec. 2015.

DESER, C., ALEXANDER, M. A., XIE, S.P., PHILLIPS, A.; Sea Surface temperature variability: Patterns and Mechanisms. **Annual Reviews of Marine Science**. p115-143. 2010

DIAZ, A. F.; STUDZINSKI, C. D.; MECHOSO, C. R. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic oceans. **Journal of Climate**, Washington, v. 11, n. 2, p. 251-271, 1998.

DOYLE, M. E.; BARROS, V. R. Midsummer Low-level circulation and precipitation in subtropical south america and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. **Journal of Climate**, Washington, v. 15, n. 23, p. 3394-3410, 2002.

ELMAGHRABY, E. K.; KHADRA, S. A.; EISSA, H. S. Using the fast fourier transform technique for climate time series decomposition. **Arab Journal of Science and Applications**, [S. l.], v. 49, n. 3, p. 78-85, 2016.

ENFIELD, D. B. The Intraseasonal oscillation in eastern pacific sea level: how is it forced?. **Journal of Physical Oceanography**, Washington, v. 17, p. 1860-1876, 1987.

FELDSTEIN, S.; FRANZKE, C. Atmospheric teleconnection patterns. *In*: FRANZKE, C.; O'KANE, T. (Eds.). **Nonlinear and stochastic climate dynamics**. Cambridge: Cambridge University Press, 2017. p. 54-104.

FERREIRA, N. J.; RAMIREZ, M. V.; GAN, M. A. Vórtices ciclônicos de altos níveis que atuam na vizinhança do Nordeste brasileiro. *In*: CAVACANTI, I. F. A. *et al.* (Orgs.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 43-59.

FERREIRA, N. S. Zona de convergência intertropical. **Climanálise Boletim**, [S. l.], v. esp., p. 136-139, 1996.

FOLTZ, G. R.; MCPHADEN M. J. The 30-70 day Oscillations in the tropical Atlantic. **Geophysical Research Letters**, Malden, v. 31, n. 15, 2004.

GLANTZ, M. H. **Currents of change**: El Niño's impact on climate and society. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. 194 p.

GRIMM, A. M. Madden-Julian Oscillation impacts on South American summer monsoons season: precipitation anomalies, extreme events, teleconnections, and role in the MJO cycle. **Climate Dynamics**, [S. l.], v. 53, p. 907-932, 2019.

HASTENRATH, S., HELLER, L., Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Journal Royal Meteorology Society**, v. 103, p. 77-92, 1977

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Reading, v. 103, n. 435, p. 77-92, jan. 1977.



HAYASHI, Y.; MIYAHARA, S. A three-dimensional linear response model of the tropical intraseasonal oscillation. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, Tokyo, v. 65, n. 6, p. 843-852, 1987.

HENDON, H. H.; LIEBMANN, B. Um estudo composto do início das monções de verão australianas. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Washington, v. 47, p. 2227-2240, 1990.

HENDON, H. H.; ZHANG, C.; GLICK, J. D. Interannual variation of the Madden-Julian Oscillation during Austral summer. **Journal of Climate**, Washington, v. 12, n. 8, p. 2538-2550. 1999.

INNESS, P. M.; SLINGO, J. M. Simulation of the Madden-Julian Oscillation in a coupled general circulation model. Part I: comparison with observations and an atmosphere-only GCM. **Journal of Climate**, Washington, v. 16, n. 3, p. 345-364, 2003.

ITO, E. R. K. **Um estudo climatológico do anticiclone subtropical do Atlântico Sul e sua possível influência em sistemas frontais**. 1999. 126 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

IZUMO, T. *et al.* Low and High frequency Madden-Julian Oscillations in austral summer: interannual variations. **Climate Dynamics**, [S. l.], v. 35, p. 669-683, 2010.

JONES, C. Occurrence of extreme precipitation events in California and relationships with the Madden-Julian oscillation. **Journal of Climate**, Washington, v. 13, n. 20, p. 3576-3587, 2000.

KAYANO M. T.; ANDREOLI, R. V. Clima da Região Nordeste do Brasil. *In: In: CAVACANTI, I. F. A. et al. (Orgs.). Tempo e clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 213-233.

KESSLER, W. S. The oceans. *In: LAU, W. K. M.; WALISER, D. E. Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system*. Chichester: Springer, 2004. p. 175-224.

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in the Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, Washington, v. 108, p. 488-498, 1980.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, Washington, v. 107, n. 9, p. 1140-1153, 1979.

LAU, W. K.-M.; CHAN, P. H. Intraseasonal and interannual variations of tropical convection. A possible link between the 40-50 day oscillation and ENSO?. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Washington, v. 45, n. 3, p. 506-521, 1988.

LAU, W. K.-M.; WALISER, D. E.; WANG, B. Theories. *In: LAU, W. K.-M.; WALISER, D. E. (Eds.). Intraseasonal variability of the atmosphere-ocean climate system*. Heidelberg: Springer, 2005. p. 355-398.

LAWRENCE, D. M.; WEBSTER, P. J. The boreal summer intraseasonal oscillation: Relationship between northward and eastward movement of convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Washington, v. 59, n. 9, p. 1593-1606, 2002.

LIEBMANN, B. *et al.* Subseasonal variations of rainfall in the vicinity of the South American low-level jet stream and comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, Washington, v. 17, p. 3829-3842, 2004.

LIMA, F. U. **Interação trópicos-extratropicos, relações com o oceano austral e impactos no gelo marinho antártico**. 2012. 142 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

LIU, F.; WANG, B. Effects of moisture feedback in a frictional coupled Kelvin-Rossby wave model and implication in the Madden-Julian Oscillation dynamics. **Climate Dynamics**, [S. l.], v. 48, p. 513-522, 2017.

LIU, Z.; ALEXANDER, M.; Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. **Reviews of Geophysics** v.45, p. 1-34, 2007. Doi:10.1029/2005RG000172.

LUZ CLARA, M.; ALVAREZ, M. S.; VERA, C.; SIMIONATO, C. G.; JAUREGUIZAR, A. J.; Relationship between sea surface Temperature anomalies in the southwestern Atlantic continental shelf and atmospheric variability on intraseasonal timescales. **Climate Dynamics**. v. 59, p. 1539 – 1554. 2021.

MACHADO, L. A. T. *et al.* Distúrbios ondulatórios de Leste. In: CAVACANTI, I. F. A. *et al.* (Orgs.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 61-73.

MADDEN, R. A. Seasonal variations of the 40–50 day oscillation in the tropics. **Journal of the Atmosphere Science**, Washington, v. 43, p. 3138-3158, 1986.

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. **Journal of the Atmosphere Science**, Washington, v. 29, p. 1109-1123, 1972.

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Detection of a 40-50 day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Washington, v. 28, n. 5, p. 702-708, 1971.

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Observations of the 40-50 day Tropical Oscillation – A Review. **Monthly Weather Review**, Washington, v. 122, n. 5, p. 814-837, 1994.

MALONEY, E. D.; SOBEL, A. H. Surface fluxes and ocean coupling in the tropical intraseasonal oscillation. **Journal of Climate**, Washington, v. 17, n. 22, p. 4368-4386, 2004.

MATTHEWS, A. J. *et al.* Development of convection along the SPCZ within a Madden-Julian oscillation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Reading, v. 122, n. 531, p. 669-688, 1996.

MATTHEWS, A. J. Propagation mechanisms for the Madden-Julian Oscillation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Reading, v. 126, n. 569, p. 2637-2651, 2000.

MAZZINI, P. L. F., BARTH, J. A.; A comparison of mechanisms generating vertical transport in the Brazilian coastal upwelling regions. **Journal of Geophysical research: oceans**. v.118, p.5977-5993. doi:10.1002/2013JC008924, 2013.

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, P. P. Zona de convergência intertropical do Atlântico. *In*: CAVACANTI, I. F. A. *et al.* (Orgs.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 25-41.

MEQUE, A. O. Funções ortogonais empíricas e modelação do clima regional. (TCC). Universidade Eduardo Mondlane, Departamento de Física. (2005)

MINUZZI, R. B. *et al.* Influência do fenômeno climático El Niño no período chuvoso da região sudeste do Brasil. **Geografia**, Londrina, v. 15, n. 2, p. 5-19, jul./dez. 2006.

MO, K. C. Alternating wet and dry episodes over California and Intraseasonal Oscillations. **Monthly Weather Review**, Washington, v. 127, n. 12, p. 2759-2776, 1999.

MO, K. C.; PAEGLE J. N. The Pacific-South American modes and their downstream effects. **International Journal of Climatology**, Malden, v. 21, n. 10, p. 1211-1229, 2001.

MO, K. C.; PAEGLE, N. J. Pan America. *In*: LAU, W. K. M.; WALISER, D. E. **Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system**. Chichester: Springer, 2004. p. 95-124.

MO, K. C.; WHITE, G. H.; Teleconnections in the southern hemisphere. **Monthly Weather Review**. v. 113, p. 22-37.

MULLER, G. V.; AMBRIZZI, T.; Teleconnection patterns and Rossby wave propagation associated to generalized frosts over southern South America. **Climate Dynamics**. v. 29, n. 6, p. 633-645. 2007.

NATIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC RESEARCH (Ed.). **Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis and rotated EOF analysis**. Boulder, 22 jul. 2013. Disponível em: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data-tools-and-analysis/empirical-orthogonal-function-eof-analysis-and-rotated-eof-analysis>. Acesso em: 10 jan. 2023.

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

NOGUE'S-PAEGLE, J.; LEE, B.-C.; KOUSKY, V. E. Observed modal characteristics of the intraseasonal oscillation. **Journal of Climate**, Washington, v. 2, p. 496-507, 1989.

PAEGLE, J. N.; BYERLE, L. A.; MO, K. C. Intraseasonal modulation of South American summer precipitation. **Monthly Weather Review**, Washington, v. 128, n. 3, p. 837-850, 2000.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; QUADRO, M. F. L.; Uma revisão dos processos de interação oceano-atmosfera em regiões de intenso gradiente termal do oceano Atlântico Sul baseada em

dados observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 31, n. 4, p. 428-453, 2016. <https://doi.org/10.1029/97JC02197>.

PEZZI, L.; SOUZA, R. B. Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste. In: CAVACANTI, I. F. A. *et al.* (Orgs.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 385-406.

PHILANDER, S. G. **El Niño, La Niña, and southern oscillation**. Londres: Academic Press, 1991. 289 p.

PRELA, A.; GARCIA, B. I. L.; PEREIRA, A. R.; Variação de Graus-dia em Piracicaba (SP) em anos de El niño e La niña. **Bragantia**, Campinas, v. 65, n. 3, p. 527-532, 2006.

QUADRO, M. F. L. *et al.* Climatologia de precipitação e temperatura. **Climanálise Boletim**, [S. l.], v. esp., 1996.

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

REBOITA, M. S. *et al.* The South atlantic subtropical anticyclone: present and future climate. **Frontiers Earth Science**, Lausanne, v. 7, p. 1-15, 2019.

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P.; Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. **Terra e Didática**. v. 8, p. 34-50, 2012.

RODWELL, M. J.; HOSKINS, B. J. Subtropical anticyclones and summer monsoons. **Journal of Climate**, Washington, v. 14, n. 15, p. 3192-3211, 2001.

RUI, H.; WANG, B. Development characteristics and dynamic structure of tropical Intraseasonal convection anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Washington, v. 47, n. 3, p. 357-379, 1990.

SCHOUTEN, M. W. *et al.* An oceanic teleconnection between the equatorial and southern Indian Ocean. **Geophysical Research Letters**, Malden, v. 29, n. 16, 2002.

SCHUBERT, S. D.; PARK, C.-K. Low-frequency intraseasonal tropical extratropical interactions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Washington, v. 48, n. 4, p. 629-650, 1991.

SEAGER, R. *et al.* Mechanisms of hemispherically symmetric climate variability. **Journal of Climate**, Washington, v. 16, n. 18, p. 2960-2978, 2003.

SILVA, L. J.; REBOITA, M. S.; ROCHA, R. P. Relação da passagem de frentes frias na Região Sul de Minas Gerais (RSMG) com a precipitação e eventos de geadas. **Revista Brasileira de Climatologia**, Curitiba, v. 14, p. 229-246, 2014.

SILVA, M. E. S.; SILVA, C. B. Variabilidade climática - processos físicos e dinâmicos no oceano e atmosfera. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, v. esp. 30 anos, p. 372-406, 2012.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. Modulation of the Intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden-Julian Oscillation. **International Journal of Climatology**, Malden, v. 26, n. 13, p. 1759-1776, 2006.

SOUZA, E.; KAYANO, M.; AMBRIZZI, T.; Intraseasonal and submonthly variability over the Eastern amazon and northeast Brazil during the autumn rainy season. **Theoretical and Applied Climatology**. v. 81, p. 177 – 191, 2005, <https://doi.org/10.1007/s00704-004-0081-4>.

STERL, A.; HAZELEGER, W.; Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic Ocean. **Climate Dynamics**. v. 21, p. 559 – 571. 2003. DOI 10.1007/s00382-003-0348y.

SUN, X.; COOK, K. H.; VIZY, E. K. The South Atlantic subtropical high: climatology and interannual variability. **Journal of Climate**, Washington, v. 30, n. 9, p. 3279-3296, 2017.

TIBULO, C.; Modelos estatístico empregados para a previsão sazonal da precipitação nas regiões sul, sudeste e centro oeste do Brasil. 2020. Tese (Doutorado) – Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2020.

TIRABASSI, G.; MASOLLER, C.; BARREIRO, M. A study of the air-sea interaction in the South Atlantic convergence zone through granger causality. **International Journal of Climatology**, Malden, v. 35, n. 12, p. 3440-3453, 2015.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P.; A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v. 79, n. 1, p. 61 – 78. 1998.

TSENG, K-C.; MALONEY, E.; BARNES, E. A. The consistency of MJO teleconnection Patterns on internnual time scales. **Journal of Climate**, Washington, v. 33, n. 9, p. 3471-3486, 2020.

VAN DER ENT, R. J. *et al.* Should we use a simple or complex model for moisture recycling and atmospheric moisture tracking?. **Hydrology and Earth System Science**, Munich, v. 17, n. 12, p. 4869-4884, 2013.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**: versão digital 1. Recife: [s. n.]. 2005.

VENTRICE, M. J. *et al.* A modified multivariate Madden-Julian Oscillation Index using velocity potencial. **Monthly Weather Review**, Washington, v. 141, p. 4197-4210, 2013.

VIALARD, J. *et al.* Cirene: air-sea interactions in the seychelles-chagos thermocline ridge region. **Bulletin of the American Meteorological Society**, Washington, v. 90, n. 1, p. 45-62, 2009.

VIALARD, J. *et al.* Strong Indian Ocean sea surface temperature signals associated with the Madden-Julian oscillation in late 2007 and early 2008. **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 35, n. 19, 2008.

VIALARD, J. *et al.* Understanding Madden-Julian-induced sea surface temperature variations in the North Western Australian Basin. **Climate Dynamics**, [S. l.], v. 41, n. 11-12, p. 3203-3218, 2013.

VIALARD, J. **Ocean-atmosphere variability over the Indo-Pacific basin**. Paris: Institut Pierre Simon Laplace, 2009.

VIANELLO, R. L.; MAIA, L. P. G. Estudo preliminar da climatologia dinâmica do Estado de Minas Gerais. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 4., 1986, Brasília. **Anais [...]**. Brasília: SBMet, 1986.

WALISER, D. E.; LAU, K. M.; KIM, J. The influence of coupled sea surface temperatures on the Madden-Julian Oscillation: A model perturbation experimente. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Washington, v. 56, n. 3, p. 333-358, 1999.

WALKER G. T.; BLISS E. W. World weather V. **Memoirs of the Royal Meteorological Society**, [S. l.], v. 4, n. 36, p. 53-84, 1932.

WALLACE J. M.; GUTZLER D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, Washington, v. 109, n. 4, p. 784-812, 1981.

WANG, B.; DING, Y. An overview of the Madden-Julian oscillation and its relation to monsoon and mid-latitude circulation. **Advances in Atmospheric Sciences**, Madison, v. 9, p. 93-111, 1992.

WANG, B.; Theory. Intraseasonal variability in the atmosphere ocean climate system. *In*: LAU, W. K. M.; WALISER, D. E. **Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system**. Chichester: Springer, 2005. p. 307-351.

WEBSTER, P. J.; LUKAS, R.; TOGA COARE: O coupled ocean-atmosphere response experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v. 73, n. 9, p. 1377 – 1416. <https://doi.org/10.1175/1520-0477>. 1992.

WEICKMANN, K. M.; LUSSKY, G. R.; KUTZBACH, J. Intraseasonal circulation and outgoing longwave radiation modes during Northern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, Washington, v. 111, n. 9, p. 1838-1858, 1983. 1985

WHEELER, M. C.; HENDON, H.; An all-season reala-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. **Monthly Weather Review**. v. 132, p.1917-1932. 2004.

WHEELER, M. C.; HENDON, H.; MEINKE, H. Impacts of the Madden-Julian Oscillation on Australian rainfall and circulation. **Journal of Climate**, Washington, v. 22, n. 6, p. 1482-1498, 2004.

WHEELER, M.; KILADIS, G. N. Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. **Journal of the Atmosphere Science**, Washington, v. 56, p. 374-399, 1999.

XAVIER, A. C.; KING, C.; SCANLON, B. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980-2013). **International Journal of Climatology**, Malden, v. 36, n. 6, p. 2644-2659, 2015.

YAMAGATA, T. Simple moist model relevant to the origin of Intraseasonal disturbances in the tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Washington, v. 65, p. 153-165, 1987.

YAMAGATA, T.; HAYASHI, Y. A simple diagnostic model for the 30–50 day oscillation in the tropics. **Journal of the Meteorology Society Japan**, Tokyo, v. 62, n. 5, p. 709-717, 1984.

ZHANG, C. Madden-Julian oscillation. **Review of Geophysics**, [*S. l.*], v. 43, n. 2, 2005.

ZHANG, Y.; PERRIE, W. Feedback mechanism for the atmosphere and ocean surface. **Boundary-Layer Meteorology**, [*S. l.*], v. 100, n. 2, p. 321-348, 2001.

ZHANG, Z.; MOORE, J. C. Empirical orthogonal functions. *In*: ZHANG, Z.; MOORE, J. C. **Mathematical and Physical Fundamentals of Climate Change**. New York: Elsevier, 2015. p. 161-197.