

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA  
TERRA

YACI GALLO ALVAREZ

ANÁLISE DA VARIABILIDADE DE MASSAS D'ÁGUA DO ATLÂNTICO  
TROPICAL OESTE AO LONGO DO TRANSECTO 038°W

Niterói-RJ

2024

YACI GALLO ALVAREZ

ANÁLISE DA VARIABILIDADE DE MASSAS D'ÁGUA DO ATLÂNTICO  
TROPICAL OESTE AO LONGO DO TRANSECTO 038°W

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor. Área de concentração: Hidrografia.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Ramos e Silva

Niterói, RJ

2024

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG  
Gerada com informações fornecidas pelo autor

A473a Alvarez, Yaci Gallo  
Análise da variabilidade de massas d'água do Atlântico  
Tropical Oeste ao longo do transecto 038°W / Yaci Gallo  
Alvarez. - 2024.  
192 f.: il.

Orientador: Carlos Augusto Ramos E Silva.  
Tese (doutorado)-Universidade Federal Fluminense, Instituto  
de Geociências, Niterói, 2024.

1. Propriedades físicas da água do mar. 2. Massas d'água.  
3. Transporte de sal. 4. Variabilidade climática. 5.  
Produção intelectual. I. Ramos E Silva, Carlos Augusto,  
orientador. II. Universidade Federal Fluminense. Instituto de  
Geociências. III. Título.

CDD - XXX

**YACI GALLO ALVAREZ**

**ANÁLISE DA VARIABILIDADE DE MASSAS D'ÁGUA DO ATLÂNTICO  
TROPICAL OESTE AO LONGO DO TRANSECTO 038°W**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e Terra, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor. Área de Concentração: Hidrografia

Aprovada em: 24/05/2024

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Carlos Augusto Ramos e Silva (Orientador) – UFF

---

Prof. Dr. Raimundo Damasceno - UFF

---

Prof. Dr. Jose Antônio Baptista Neto - UFF

---

Prof. Dr. Arthur Ayres Neto – UFF

---

Prof. Dr. Alexandre Luiz Coelho – DHN Marinha do Brasil

---

Dra. Ana Cristina Freitas – REMO - Petrobrás

## **DEDICATÓRIA**

*Dedico aos meus pais Geslaine e Milton (in memoriam) e à minha irmã Tiaya,  
parceiros incansáveis de muitas travessias, com todo meu amor!*

## **AGRADECIMENTOS**

Quando voltei para a academia em 2017, eu jamais poderia imaginar quantos amigos, oportunidades e desafios essa jornada me traria. Tantas discussões acadêmicas regadas a cafés, viagens, embarques e projetos. Planos e sonhos realizados, tantas coisas para contar e agradecer. E nesse momento, encerrando mais um ciclo importante da minha vida, venho aqui deixar meu agradecimento a todas as pessoas e amigos que em algum momento me ajudaram e estiveram do meu lado. Em especial, minhas colegas de laboratório Thais Lobato e Luthiene Dalanhese que estiveram comigo desde o início e viraram amigas queridas, das quais eu sinto falta todos os dias, mas tenho certeza de que estão iluminando o caminho de outras pessoas em suas novas e emocionantes jornadas pelo mundo. À Dra. Ana Luisa Spadano e ao Dr. Andre Luiz Belem que me apoiaram e acreditaram em mim durante tantos anos, mesmo quando eu mesma não acreditava, e por me deram a oportunidade de realizar um sonho que por tanto tempo pareceu muito distante. Aos meus colegas do GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel na Alemanha pelo acolhimento, pela paciência e pela dedicação que tiveram comigo durante meu intercâmbio, em especial a Anna Marie Strel, a Dra. Rena Czechel e ao Dr. Gerd Krahnemann que me deram todo suporte necessário para que eu me encaixasse em dois mundos totalmente novos para mim, o do vocabulário alemão e o da programação. Foi desafiador e ainda é. Ao Dr. Peter Brandt, meu estimado orientador em Kiel, Alemanha, cuja generosidade e conhecimento abriram as portas para esta colaboração e me possibilitaram enriquecedores debates e aulas sobre oceanografia física. Sua orientação e apoio foram fundamentais para o meu crescimento como pesquisadora. As amizades que cultivei durante este intercâmbio foram preciosas e me aproximaram ainda mais de mim mesma. Em especial à Ianna Dantas, minha amiga querida cuja presença foi fundamental em um ano tão desafiador, marcado pelo trabalho remoto no meio de uma pandemia. Sua amizade e apoio tornaram tudo mais leve e significativo. Ao meu orientador, Dr. Carlos Augusto Ramos e Silva, que mesmo duvidando se conseguiria me ajudar, que me acolheu em um momento de transição no qual eu precisava de uma base sólida para caminhar. Sou imensamente grata pela sua paciência e pelas oportunidades que me deu de aprender e contribuir sob sua orientação. Sua orientação foi como um farol iluminando meu caminho em dias de tempestade. À minha família e minhas amigas Paula Mesquita, Ana Quiroga e Marina Midori vocês são e sempre serão meu porto seguro. Para sempre. Obrigada!

O presente trabalho foi realizado com apoio financeiro da CAPES e do Programa PrInt-CAPES (Edital nº 41/2017 - Processo: CAPES-PRINT - 88887.372115/2019-00).

"Você nunca vai realmente aproveitar  
o mundo até que o mar corra em suas veias,  
o céu te cubra e as estrelas te coroem."

– Thomas Traherne

## RESUMO

O Oceano Atlântico Tropical Oeste é um ambiente dinâmico sujeito a diferentes fenômenos atmosféricos e oceanográficos. As massas d'água superiores e intermediárias são responsáveis pelo transporte de calor, sal e oxigênio do Atlântico Sul para o Atlântico Norte e estão sujeitas a variabilidades climáticas desde o seu local de sua formação em médias e altas latitudes até o Equador. O objetivo deste estudo é caracterizar o estado atual das propriedades físicas, especificamente o núcleo de alta salinidade encontrado na base da Água Tropical (AT), a camada de 12°C na Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e Água Central do Atlântico Norte (ACAN), bem como o núcleo de baixa salinidade da Água Intermediária Antártica (AIAA). Para realizar estas análises, foi construída uma climatologia a partir do conjunto de dados ARMOR3D do Copernicus e dados de condutividade-temperatura-profundidade (CTD) dos cruzeiros de pesquisa PIRATA-BR coletados em 038°W entre os anos de 1999 e 2018. As séries temporais dessazonalizadas de salinidade absoluta ( $S_A$  em  $g\ kg^{-1}$ ), temperatura conservativa ( $\Theta$  em °C), densidade neutra ( $\gamma^n$ ), e velocidades zonal ( $u_{go}$ ) foram analisadas utilizando o Método da Função Ortogonal Empírica (EOF). As componentes principais no domínio da frequência foram especificadas com uma frequência de 12 amostras por ano, plotadas em um eixo x logarítmico, com valores expressos em unidades de lambda (anos). Os resultados indicam que as massas d'água respondem a diferentes domínios de frequência dependendo da latitude em que se encontram, desde uma variação sazonal até aproximadamente decadal. A origem e formação dessas massas d'água são consideradas junto com os processos físicos controladores que ocorrem no Atlântico Tropical, como o Modo Meridional do Atlântico e o Atlântico Niño. Os picos mais energéticos da série centraram-se em aproximadamente 1 ano, 3,5 anos, 6 anos, 7 anos e 10 anos. As tendências indicam que as massas d'água provenientes do Giro Subtropical do Atlântico Sul e do Atlântico Norte estão mais quentes e salinas ao longo do seu trajeto pelo sistema de correntes equatorial. Somente a ACAN, encontrada acima de 12°N, experimentou uma diminuição nos valores de salinidade, condizentes com ciclos de gelo e degelo no Oceano Atlântico Norte setentrional. No equador, os dados mostraram uma desaceleração no transporte de sal em todas as massas d'água que alimentam o ramo superior da AMOC. Acima de 8°N, a AT apresentou uma aceleração no transporte de sal, enquanto nos ramos mais profundos da ACAS e da AIAA ocorreu uma desaceleração.

Palavras-chave: Propriedades Físicas da Água do Mar, Massas d'água, Transporte de Sal, Variabilidade climática.

## ABSTRACT

The Western Tropical Atlantic Ocean is a dynamic environment subjected to different atmospheric and oceanographic phenomena. The upper and intermediate water masses are responsible for heat, salt, oxygen transport from South to North Atlantic and they are subject to climatic variabilities since their formation site in middle and high latitudes towards Equator. The objective of this study is to characterize the present state of the physical properties, specifically the high-salinity core found in the base of the Tropical Surface Water (TSW), the 12°C layer in the South Atlantic Central Water (SACW) and North Atlantic Central Water (NACW), as well as the low-salinity core of the Antarctic Intermediate Water (AAIW). In order to conduct these analyses, a climatology was constructed from the Copernicus ARMOR3D dataset and PIRATA-BR Research Cruises conductivity–temperature–depth (CTD) profile data collected at 038°W from 1999 to 2018. The detrended time series of absolute salinity ( $S_A$  in  $\text{g kg}^{-1}$ ), conservative temperature ( $\Theta$  in  $^{\circ}\text{C}$ ), neutral density ( $\gamma^n$ ), and zonal ( $u_{go}$ ) and meridional ( $v_{go}$ ) velocities fields (in  $\text{m s}^{-1}$ ) were analyzed using the Empirical Orthogonal Function (EOF) Method. The principal components in the frequency domain were specified with a sampling frequency of 12 samples per year, plotted on a logarithmic x-axis, with values expressed in units of lambda (years). The results indicate that water masses responded to different frequency domains depending on the latitude. The origin and formation of these water masses are considered alongside the controlling physical processes occurring in the Tropical Atlantic, such as the Atlantic Meridional Mode and the Atlantic Niño. The most energetic peaks in the series were centered around approximately 1 year, 3.5 years, 6 years, 7 years, and 10 years. The trend findings indicate that water masses from the South Atlantic and North Atlantic Subtropical Gyre are warmer and more saline along their path through the equatorial flow system. Only NACW, found above 12°N, experienced a decrease in salinity values, consistent with ice cycles in the North Atlantic Ocean. At the equator, the findings showed a slowdown in salt transport across all water masses that feed the upper branch of the AMOC. Above 8°N, the TSW showed an acceleration in salt transport, while in the deeper water masses NACW and AAIW presented a deceleration.

Keywords: Physical Properties of Seawater, Water Masses, Salt Transport, Climate variability

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	23
2. OBJETIVOS .....	26
2.1 OBJETIVO GERAL.....	26
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	26
3. REFERENCIAL TEÓRICO.....	27
3.1 PROPRIEDADES FÍSICAS DA ÁGUA DO MAR E FORMAÇÃO DE MASSAS D'ÁGUA .....	27
3.1.1 DISTRIBUIÇÃO DE TEMPERATURA .....	28
3.1.2 DISTRIBUIÇÃO DE SALINIDADE .....	32
3.1.3 DISTRIBUIÇÃO DE DENSIDADE.....	35
3.2 OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL.....	37
3.2.1 MASSAS D'ÁGUA .....	38
3.2.2 CIRCULAÇÃO GERAL.....	41
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	45
4.1 SOFTWARES.....	45
4.2 DADOS OCEANOGRÁFICOS.....	45
4.2.1 ADCP .....	46
4.2.2 CTD.....	52
4.2.3 COPERNICUS ARMOUR 3D.....	56
4.2.4 CONVERSÕES DE DADOS.....	57
4.2.5 TRANSPORTE DE SAL.....	58
4.3 ANÁLISE DE DADOS .....	58
4.3.1 DIAGRAMAS $\Theta - S_A$ .....	58
4.3.2 ANÁLISE DE TENDÊNCIAS.....	60
4.3.3 TESTE NÃO PARAMÉTRICO DE MANN-KENDALL .....	62
4.3.4 DECOMPOSIÇÃO DOS DADOS.....	64
5. RESULTADOS .....	70
5.1 BOIA 00°N 035°W .....	70
5.2 BOIA 04°N 038°W .....	88
5.3 BOIA 08°N 038°W .....	107
5.4 BOIA 12°N 038°W .....	127
5.5 BOIA 15°N 038°W .....	144
6. DISCUSSÃO.....	162
7. CONCLUSÃO .....	174
BIBLIOGRAFIA.....	177
ANEXO A – RESUMO DAS COMISSÕES OCEANOGRÁFICAS PIRATA-BR.....	192

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 Esboço da formação de massas d'água por subducção na Convergência Subtropical e o respectivo diagrama TS. Adaptado de Tomczak e Godfrey (2003).....	30
Figura 2 Representação de uma seção meridional no Oceano Atlântico Sul que mostra as regiões de formação e distribuição das principais massas d'água (Central, Intermediária, Profunda e de Fundo), termoclina permanente e sazonal, e movimentos de convergências e divergências. As massas d'água se movimentam ao longo de superfícies isopícnais em direção ao equador. Adaptado de Tomczak e Godfrey (2003).....	31
Figura 3 Principais correntes presentes no Oceano Atlântico Equatorial sobre média de temperatura superficial (°C) com base nos dados de reanálise ERA5 (1999 a 2019) (disponíveis em: <a href="https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview">https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview</a> ). A localização das boias do projeto PIRATA-BR estão representadas pelos círculos azuis. ....	44
Figura 4 Representação gráfica dos ângulos de rotação do navio (Guinada-Heading, Caturro-Pitch e Balanço-Roll) que influenciam a aquisição dos dados de ADCP e são corrigidos durante o processamento dos dados. ....	48
Figura 5 Processamento dos dados de ADCP de 75kHz referente à pernada 3 da comissão PIRATA-BR 18. Os dados foram separados nas componentes zonais e meridionais. ...	51
Figura 6 Processamento dos dados de ADCP de 150kHz referente à pernada 3 da comissão PIRATA-BR 18. Os dados foram separados nas componentes zonais e meridionais. ...	52
Figura 7 Diagrama $\Theta$ - $S_A$ dos dados de CTD referente a comissão PIRATA-BR 18, realizada ao longo do transecto 038°W no Oceano Atlântico Equatorial Oeste. ....	60
Figura 8 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta - $S_A$ ( $g\ kg^{-1}$ ), Temperatura Conservativa - $\Theta$ (°C), e Densidade neutra - $\gamma^n$ ( $kg\ m^{-3}$ ) na Água Tropical de máxima salinidade em 00°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	71
Figura 9 EOF da Salinidade Absoluta ( $g\ kg^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em 00°035W. ....	72
Figura 10 EOF da Temperatura Conservativa - $\Theta$ (°C) da Água Tropical de máxima salinidade em 00°N 035W. ....	73
Figura 11 EOF da Densidade Neutra ( $kg\ m^{-3}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em 00°N 035W. ....	73
Figura 12 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - $u_{go}$ ( $m\ s^{-1}$ ) e de Transporte de Sal ( $kg\ s^{-1}$ ) associado na Água Tropical de máxima salinidade em 00°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	74
Figura 13 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $m\ s^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em 00°N 035W. ....	75
Figura 14 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $kg\ s^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em 00°N 035W. ....	76

Figura 15 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta - $S_A$ ( $g\ kg^{-1}$ ), Temperatura Conservativa - $\Theta$ ( $^{\circ}C$ ), e Densidade neutra - $\gamma^n$ ( $kg\ m^{-3}$ ) na região correspondente a $12^{\circ}C$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $00^{\circ}N\ 035W$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.....	76
Figura 16 EOF da Salinidade Absoluta ( $g\ kg^{-1}$ ) na região correspondente a $12^{\circ}C$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $00^{\circ}035W$ . .....	78
Figura 17 EOF da Temperatura Conservativa - $\Theta$ ( $^{\circ}C$ ) na região correspondente a $12^{\circ}C$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $00^{\circ}035W$ . .....	79
Figura 18 EOF da Densidade Neutra ( $kg\ m^{-3}$ ) na região correspondente a $12^{\circ}C$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $00^{\circ}N\ 035W$ . .....	80
Figura 19 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - $u_{go}$ ( $m\ s^{-1}$ ) e transporte de sal associado ( $kg\ s^{-1}$ ) na região correspondente a $12^{\circ}C$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $00^{\circ}N\ 035W$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.....	80
Figura 20 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $m\ s^{-1}$ ) na região correspondente a $12^{\circ}C$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $00^{\circ}035W$ . .....	81
Figura 21 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $kg\ s^{-1}$ ) na região correspondente a $12^{\circ}C$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $00^{\circ}035W$ . .....	82
Figura 22 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta - $S_A$ ( $g\ kg^{-1}$ ), Temperatura Conservativa - $\Theta$ ( $^{\circ}C$ ), e Densidade neutra - $\gamma^n$ ( $kg\ m^{-3}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $00^{\circ}N\ 035W$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	82
Figura 23 EOF da Salinidade Absoluta ( $g\ kg^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $00^{\circ}N\ 035W$ . .....	84
Figura 24 EOF da Temperatura Conservativa - $\Theta$ ( $^{\circ}C$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $00^{\circ}N\ 035W$ . .....	85
Figura 25 EOF da Densidade Neutra ( $kg\ m^{-3}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $00^{\circ}N\ 035W$ . .....	85
Figura 26 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - $u_{go}$ ( $m\ s^{-1}$ ) e transporte de sal associado ( $kg\ s^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $00^{\circ}N\ 035W$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	86
Figura 27 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $m\ s^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $00^{\circ}N\ 035W$ . .....	87
Figura 28 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $kg\ s^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $00^{\circ}N\ 035W$ . .....	88
Figura 29 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta - $S_A$ ( $g\ kg^{-1}$ ), Temperatura Conservativa - $\Theta$ ( $^{\circ}C$ ), e Densidade neutra - $\gamma^n$ ( $kg\ m^{-3}$ ) na Água Tropical de máxima salinidade em $04^{\circ}N\ 038'W$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	89

Figura 30 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em $04^{\circ}\text{N } 038'\text{W}$ .....	90
Figura 31 EOF da Temperatura Conservativa – $\Theta$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em $04^{\circ}\text{N } 038'\text{W}$ .....	91
Figura 32 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em $04^{\circ}\text{N } 038'\text{W}$ .....	92
Figura 33 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e de Transporte de Sal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) associado na Água Tropical de máxima salinidade em $04^{\circ}\text{N } 038'\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	92
Figura 34 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $\text{m s}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . ....	94
Figura 35 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) na Água Tropical de máxima salinidade em $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . ....	94
Figura 36 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta - $S_A$ ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa – $\Theta$ ( $^{\circ}\text{C}$ ), e Densidade neutra – $\gamma^n$ ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na região correspondente a $12^{\circ}\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.....	95
Figura 37 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) na região correspondente a $12^{\circ}\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . ....	96
Figura 38 EOF da Temperatura Conservativa – $\Theta$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) na região correspondente a $12^{\circ}\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . ....	97
Figura 39 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na região correspondente a $12^{\circ}\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . ....	98
Figura 40 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal – ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e transporte de sal associado ( $\text{kg s}^{-1}$ ) na região correspondente a $12^{\circ}\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	98
Figura 41 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $\text{m s}^{-1}$ ) na região correspondente a $12^{\circ}\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $04^{\circ}\text{N } 038'\text{W}$ . ....	100
Figura 42 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) na região correspondente a $12^{\circ}\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $04^{\circ}\text{N } 038'\text{W}$ . ....	101
Figura 43 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta - $S_A$ ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa – $\Theta$ ( $^{\circ}\text{C}$ ), e Densidade neutra – $\gamma^n$ ( $\text{kg m}^{-3}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	101
Figura 44 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . ....	103
Figura 45 EOF da Temperatura Conservativa – $\Theta$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . ....	104

Figura 46 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . .....	105
Figura 47 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal – ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e transporte de sal associado ( $\text{kg s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	105
Figura 48 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $\text{m s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ .....	106
Figura 49 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . ....	107
Figura 50 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta - $S_A$ ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa – $\Theta$ ( $^{\circ}\text{C}$ ), e Densidade neutra – $\gamma^n$ ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na Água Tropical de máxima salinidade em $08^{\circ}\text{N } 038'\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	108
Figura 51 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em $08^{\circ}\text{N } 038'\text{W}$ . ....	109
Figura 52 EOF da Temperatura Conservativa – $\Theta$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em $08\text{N}^{\circ} 038'\text{W}$ . ....	110
Figura 53 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em $08^{\circ}\text{N } 038'\text{W}$ . ....	111
Figura 54 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e de Transporte de Sal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) associado na Água Tropical de máxima salinidade em $08^{\circ}\text{N } 038'\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	111
Figura 55 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $\text{m s}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em $08^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . ....	113
Figura 56 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em $08^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . ....	113
Figura 57 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta - $S_A$ ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa – $\Theta$ ( $^{\circ}\text{C}$ ), e Densidade neutra – $\gamma^n$ ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na região correspondente a $12^{\circ}\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $08^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados....	114
Figura 58 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) na região correspondente a $12^{\circ}\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $08^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . ....	115
Figura 59 EOF da Temperatura Conservativa – $\Theta$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) na região correspondente a $12^{\circ}\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $08^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . ....	116
Figura 60 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na região correspondente a $12^{\circ}\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Sul em $08^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . ....	117
Figura 61 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e de Transporte de Sal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) associado na região correspondente a $12^{\circ}\text{C}$ na base da	

Água Central do Atlântico Sul em 08°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.....	117
Figura 62 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal (m s <sup>-1</sup> ) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Sul em 08°N 035W. ....	119
Figura 63 EOF do Transporte de Sal Zonal (kg s <sup>-1</sup> ) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Sul em 08°N 035W. ....	120
Figura 64 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta - S <sub>A</sub> (g kg <sup>-1</sup> ), Temperatura Conservativa – Θ (°C), e Densidade neutra – γ <sup>n</sup> (kg m <sup>-3</sup> ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em 08°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	120
Figura 65 EOF da Salinidade Absoluta (g kg <sup>-1</sup> ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em 08°N 035W. ....	122
Figura 66 EOF da Temperatura Conservativa – Θ (°C) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em 08°N 035W.....	123
Figura 67 EOF da Densidade Neutra (kg m <sup>-3</sup> ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em 08°N 035W. ....	124
Figura 68 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal – u <sub>go</sub> (m s <sup>-1</sup> ) e transporte de sal associado (kg s <sup>-1</sup> ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em 08°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	124
Figura 69 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal (m s <sup>-1</sup> ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em 08°N 035W.....	126
Figura 70 EOF do Transporte de Sal Zonal (kg s <sup>-1</sup> ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em 08°N 035W. ....	127
Figura 71 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta - S <sub>A</sub> (g kg <sup>-1</sup> ), Temperatura Conservativa – Θ (°C), e Densidade neutra – γ <sup>n</sup> (kg m <sup>-3</sup> ) na Água Tropical de máxima salinidade em 12°N 038'W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	127
Figura 72 EOF da Salinidade Absoluta (g kg <sup>-1</sup> ) da Água Tropical de máxima salinidade em 12°N 038'W.....	129
Figura 73 EOF da Temperatura Conservativa – Θ (°C) da Água Tropical de máxima salinidade em 12N° 038'W.....	129
Figura 74 EOF da Densidade Neutra (kg m <sup>-3</sup> ) da Água Tropical de máxima salinidade em 12°N 038'W.....	130
Figura 75 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - u <sub>go</sub> (m s <sup>-1</sup> ) e de Transporte de Sal (kg s <sup>-1</sup> ) associado na Água Tropical de máxima salinidade em 12°N 038'W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	130
Figura 76 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal (m s <sup>-1</sup> ) da Água Tropical de máxima salinidade em 12°N 035W. ....	132

Figura 77 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ . .....	132
Figura 78 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta - $S_A$ ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa - $\Theta$ ( $^\circ\text{C}$ ), e Densidade neutra - $\gamma^n$ ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na região correspondente a $12^\circ\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Norte em $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados... ..	133
Figura 79 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) na região correspondente a $12^\circ\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Norte em $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ . .....	134
Figura 80 EOF da Temperatura Conservativa - $\Theta$ ( $^\circ\text{C}$ ) na região correspondente a $12^\circ\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Norte em $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ .....	135
Figura 81 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na região correspondente a $12^\circ\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Norte em $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ . .....	136
Figura 82 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e de Transporte de Sal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) associado na região correspondente a $12^\circ\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Norte em $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.....	136
Figura 83 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal - ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) na região correspondente a $12^\circ\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Norte em $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ . .....	137
Figura 84 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) na região correspondente a $12^\circ\text{C}$ na base da Água Central do Atlântico Norte em $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ . .....	138
Figura 85 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta - $S_A$ ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa - $\Theta$ ( $^\circ\text{C}$ ), e Densidade neutra - $\gamma^n$ ( $\text{kg m}^{-3}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	138
Figura 86 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ . .....	140
Figura 87 EOF da Temperatura Conservativa - $\Theta$ ( $^\circ\text{C}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ .....	141
Figura 88 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ . .....	141
Figura 89 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e transporte de sal associado ( $\text{kg s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	142
Figura 90 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $\text{m s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ .....	143
Figura 91 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ . .....	144
Figura 92 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta - $S_A$ ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa - $\Theta$ ( $^\circ\text{C}$ ), e Densidade neutra - $\gamma^n$ ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na Água Tropical	

de máxima salinidade em 15°N 038'W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	145
Figura 93 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em 15°N 038'W.....	146
Figura 94 EOF da Temperatura Conservativa – $\Theta$ (°C) da Água Tropical de máxima salinidade em 15°N 038'W.....	146
Figura 95 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em 15°N 038'W.....	147
Figura 96 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e de Transporte de Sal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) associado na Água Tropical de máxima salinidade em 15°N 038'W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	148
Figura 97 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $\text{m s}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em 15°N 035W. ....	149
Figura 98 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em 15°N 035W. ....	150
Figura 99 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta - $S_A$ ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa – $\Theta$ (°C), e Densidade neutra – $\gamma^n$ ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Norte em 15°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados...	150
Figura 100 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Norte em 15°N 035W. ....	152
Figura 101 EOF da Temperatura Conservativa – $\Theta$ (°C) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Norte em 15°N 035W.....	152
Figura 102 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Norte em 15°N 035W. ....	153
Figura 103 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e de Transporte de Sal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) associado na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Norte em 15°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.....	153
Figura 104 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Norte em 15°N 035W. ....	154
Figura 105 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Norte em 15°N 035W. ....	155
Figura 106 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta - $S_A$ ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa – $\Theta$ (°C), e Densidade neutra – $\gamma^n$ ( $\text{kg m}^{-3}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em 15°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	156
Figura 107 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em 00°N 035W. ....	156

Figura 108 EOF da Temperatura Conservativa – $\Theta$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $15^{\circ}\text{N}$ $035\text{W}$ .....	157
Figura 109 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $15^{\circ}\text{N}$ $035\text{W}$ . A PC1 é representada pela cor azul, a PC2 pela cor laranja e a PC3 pela cor amarela. ....	158
Figura 110 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal – ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e transporte de sal associado ( $\text{kg s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $15^{\circ}\text{N}$ $035\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados. ....	158
Figura 111 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $\text{m s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $15^{\circ}\text{N}$ $035\text{W}$ .....	160
Figura 112 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em $15^{\circ}\text{N}$ $035\text{W}$ . ....	161

## LISTA DE ABREVIATURAS

AAO - Oscilação Antártica

AO - Oscilação do Ártico

ACAN - Água Central do Atlântico Norte

ACAS - Água Central do Atlântico Sul

ADCP – do inglês Acoustic Doppler Current Profiler

AFAA - Água Antártica de Fundo do Atlântico

AIAA - Água Intermediária Antártica do Atlântico

AMM - Modo Meridional Atlântico

AMO - Oscilação Multidecadal do Atlântico

AMOC – do inglês Atlantic Meridional Overturning Circulation

AZM - Modo Zonal Atlântico

PCA - Análise de Componentes Principais

APAN - Água Profunda do Atlântico Norte

AT - Água Tropical

BNDO - Banco Nacional de Dados Oceanográficos

CA - Corrente de Angola

CB – Corrente do Brasil

CG - Corrente da Guiné

CTD - do inglês Conductivity, Temperature and Depth

DA - Domo de Angola

DG - Domo da Guiné

Diagrama  $\Theta$ -  $S_A$  - Diagrama Temperatura Conservativa –  $\Theta$  versus Salinidade Absoluta

EIC - Corrente Intermediária Equatorial

ENOS – Fenômeno El Niño Oscilação Sul

EOF - Função Ortogonal Empírica (do inglês, Empirical Orthogonal Function)

EUC - Subcorrente Equatorial

FFT - Transformada Rápida de Fourier

GO-SHIP - The Global Ocean Ship-Based Hydrographic Investigations Program

GSW - Gibbs-SeaWater Oceanographic Toolbox

IAPSO - do inglês International Association for the Physical Sciences of the Ocean

ITS-90 - Escala Internacional de Temperatura de 1990

NAM - Modo Anular do Norte

NAO - Oscilação do Atlântico Norte

NBC - Corrente Norte do Brasil

NBUC - Subcorrente Norte do Brasil

NEC - Corrente Norte Equatorial

NECC - Contracorrente Norte Equatorial

NEUC - Subcorrente Norte Equatorial

NICC - Contracorrentes Intermediárias Norte

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration

NODC - National Oceanographic Data Center

OSSI - Ocean Surveyor Sputum Interpreter

PCs - Componentes Principais

PDO - Oscilação Decadal do Pacífico

PIRATA – do inglês Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic

PMEL - do inglês Pacific Marine Environmental Laboratory

PSS-78 - Escala Prática de Salinidade de 1978

R<sub>1</sub> - Cloreto de manganês

R<sub>2</sub> - Iodeto alcalino

S - Salinidade

S<sub>A</sub> - Salinidade Absoluta

SAM - Modo Anular do Sul

SEC - Corrente Sul Equatorial

SECc - Corrente Sul Equatorial ramo central

SECC - Contracorrente Sul Equatorial

SECn - Corrente Sul Equatorial ramo norte

SEUC - Subcorrente Sul Equatorial

SICC - Contracorrente Intermediária Sul

$S_p$  - Salinidade Prática

SSM – Salinidade da Superfície do Mar

T - Temperatura

$T_C$  - Temperatura Conservativa

TDF - Transformada Discreta de Fourier

TEOS-10 – do inglês Thermodynamic Equation of Seawater (2010)

$T_p$  – Temperatura Potencial

TS – Relação Temperatura-Salinidade

TSM - Temperatura da Superfície do Mar

$u_g$  - Componente leste da velocidade (zonal)

$v_g$  - Componente norte da velocidade (meridional)

WOA - do inglês World Ocean Atlas

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

## LISTA DE SÍMBOLOS

$^{\circ}\text{C}$  - Grau Celsius

cm - Centímetro

$\cos \theta$  - Angulo entre a direção de propagação da onda e a direção de deslocamento do alvo

g - Grama

Kg - Quilograma

kHz - Kiloherzt

m - Metro

$\text{m}^2$  - Metro quadrado

$\text{m}^3$  - Metro cúbico

$\rho$  - Densidade da água do mar

$\rho^{\theta}$  - Densidade potencial

s - Segundo

$\Theta$  - Temperatura Conservativa

v - Velocidade

$\gamma^n$  - Densidade Neutra

p - Pressão (dbar)

$\emptyset$  - Latitude em graus decimais norte ( $0^{\circ}$  a  $90^{\circ}\text{N}$ )

$\lambda$  - Longitude em graus decimais leste ( $0^{\circ}\text{E}$  a  $360^{\circ}\text{E}$ )

## 1. INTRODUÇÃO

O acoplamento no sistema oceano-atmosfera ocorre através das interações na interface entre a superfície do mar e a camada limite atmosférica onde há trocas de momento, energia e gases entre os dois sistemas. O oceano abastece a atmosfera com vapor d'água e energia que, conseqüentemente, influenciam o ciclo hidrológico e o balanço energético da atmosfera. A atmosfera, por sua vez, fornece água para os oceanos na forma de precipitação que afeta a origem das massas d'água em altas latitudes, além de momento e energia calorífica, que forçam as ondas, as correntes geradas pelo vento e a circulação termohalina global (SCHMITT,2008). Juntas, temperatura e salinidade são conhecidas como forçantes termohalinas e são responsáveis pela estratificação dos oceanos.

Em escala global, a circulação termohalina conduz e redistribui calor por todas as bacias oceânicas, tendo como mecanismo principal o transporte meridional do Oceano Atlântico, denominado Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (do inglês Atlantic Meridional Overturning Circulation - AMOC) (BROECKER, 1991). Grandes quantidades de água são resfriadas e afundam no Oceano Atlântico Norte, fluindo para sul em camadas profundas (Água Profunda do Atlântico Norte), onde encontram a Corrente Circumpolar Antártica (CCA) e espalham-se pelos Oceanos Índico e Pacífico, como um fluxo de águas profundas e de fundo. Nestes oceanos, estas águas ressurgem e são aquecidas em contato com a atmosfera, e retornam para o Oceano Atlântico pela estreita Passagem do Drake. A partir do retorno ao Oceano Atlântico Sul, elas contribuem com a formação de massas d'água intermediárias e centrais que fluem em superfície para norte, compensando a formação de grandes quantidades de Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) que fluem para sul (RAHMSTORF, 2002; WUNSCH, 2002; BROECKER, 2010).

A intrínseca relação oceano-atmosfera leva a alterações no estado de equilíbrio da circulação termohalina que, com uma temperatura global média mais alta, pode levar a grandes variações da célula de circulação global, afetando o clima em diferentes regiões do globo. O aumento do fluxo de água doce para o oceano, resultante do derretimento de grandes quantidades de gelo em regiões polares, altera a densidade de massas d'água, diminuindo a convecção de águas profundas. A alteração na densidade resultante dessas

mudanças pode afetar significativamente a taxa produção de massas d'água e a circulação termohalina (RAHMSTORF, 2002; BROECKER, 2010; HAARSMA *et al.*, 2011).

Mudanças na AMOC foram responsáveis por algumas das mudanças climáticas mais fortes e rápidas durante o Quaternário (últimos 2,6 milhões de anos) e tiveram impactos em níveis globais (STOUFFER *et al.*, 2006; CAESAR *et al.*, 2018). Estudos recentes, entre eles os resultados do programa Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA), mostram que o aumento da temperatura global ao longo do último século foi pontuado por momentos de progressão mais lenta, na qual profundidades abaixo de 300 m estocaram calor arrefecendo o aumento de temperatura observado na superfície (MEEHL *et al.*, 2011; ROMANOU *et al.*, 2017). Este calor estocado em águas centrais e intermediárias eventualmente retorna à superfície em regiões de altas latitudes, onde interações oceano-atmosfera promovem a sua liberação das camadas mais profundas.

Estudos oceanográficos e paleoceanográficos vêm demonstrando a importância das águas centrais e intermediárias, sobretudo em eventos abruptos de mudanças climáticas que pontuaram o último glacial (116 – 11 mil anos atrás) (*i.e.* PARKER *et al.*, 2015). Em escalas de tempo geológico, estes eventos, denominados como ciclos de Dansgaard-Oeschger, ocorreram preferencialmente durante os Estágios Isotópicos Marinheiros 5 e 3 e são definidos como resfriamentos graduais (stadials) da Groelândia e do Atlântico Norte, seguidos por aquecimentos abruptos (interstadial) que elevaram as temperaturas nesta região em mais de 10°C em poucas décadas (JONKERS *et al.*, 2010; MARCOTT *et al.*, 2011; ALVAREZ-SOLAS *et al.*, 2013). Assim, um rápido esvaziamento do conteúdo de calor estocado nas águas centrais e intermediárias, em decorrência de anomalias de densidade na coluna d'água, tem sido proposto como principal componente que permitiu aquecimentos desta magnitude (SHAFFER, OLSEN e BJERRUM, 2004). As consequências destes episódios foram notadas a nível global, afetando gradientes oceânicos de temperatura, salinidade, além do posicionamento de grandes sistemas de monções tropicais (RÜHLEMANN *et al.*, 2004; MIGNOT, GANOPOLSKI, LEVERMANN, 2007; KANNER *et al.*, 2012; STRÍKIS *et al.*, 2015).

Dados baseados na razão Mg/Ca do foraminífero planctônico *Globigerinoides ruber*, indicam que a temperatura de superfície da Corrente do Brasil na Bacia de Santos atingiu valores próximos a 30°C durante o Último Interglacial (SANTOS *et al.*, 2017). No entanto, proxies relacionados à temperatura das águas centrais e intermediárias apontam

para uma situação totalmente oposta à observada em superfície. Enquanto a temperatura superficial ganhou calor gradualmente ao final do penúltimo glacial, as camadas central e intermediária reduziram sua temperatura. Esse acentuado resfriamento das águas intermediárias durante este período seria devido ao intenso retorno da intrusão de águas do Oceano Índico em profundidades intermediárias por meio do vazamento da Corrente das Agulhas. Pois a injeção de águas através da Corrente das Agulhas no Atlântico Sul em superfície e subsuperfície (SCUSSOLINI *et al.*, 2015) devido ao deslocamento para sul da Frente Subtropical pode ter restaurado a ventilação da Água Central do Atlântico Sul, contribuindo para a redução da temperatura da termoclina.

O segundo motivo pode estar associado ao abrupto retorno da AMOC ao final da penúltima glaciação (DEANEY, BARKER, VAN DE FLIERDT, 2017). O retorno da atividade convectiva nas altas latitudes do Atlântico Norte pode ter removido grandes quantidades de calor das camadas centrais e intermediárias que se deslocaram em direção ao Hemisfério Norte a partir do Atlântico Sul, liberando-o posteriormente para atmosfera (SEIDOV, MASLIN e LOWE, 2001). Modelos climáticos que simulam o retorno da AMOC após um período prolongado de perturbação indicam que a temperatura de camadas centrais e intermediárias teria reduzido em 3°C no Oceano Atlântico Tropical (GONG *et al.*, 2013). Estas linhas de evidência permitem considerar que, as águas centrais e intermediárias exercem um papel fundamental no restabelecimento da célula de circulação meridional do Atlântico.

Portanto, este trabalho é motivado pela necessidade de aumentar o entendimento acerca dos padrões de distribuição de massas d'água e da variabilidade temporal e espacial do sistema de correntes equatorial, a fim de melhorar a compreensão do sistema, as previsões sazonais e projeções de longo prazo das mudanças relacionadas no tempo, no clima e nos ecossistemas. A hipótese desta tese é que a variabilidade temporal e espacial das massas d'água no Oceano Atlântico Equatorial Oeste, particularmente ao longo do transecto 038°W (do Equador a 15°N), está significativamente correlacionada com as flutuações no transporte de sal e calor associadas às correntes oceânicas superiores e à atividade da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC).

## **2. OBJETIVOS**

### **2.1 OBJETIVO GERAL**

Este trabalho apresenta a distribuição e a variabilidade das massas d'água presentes no Oceano Atlântico Equatorial Oeste, ao longo do transecto 038°W (Equador a 15°N), a partir de dados de reanálise oceânicos COPERNICUS ARMOR3D e dados observados de CTD e ADCP de casco provenientes das comissões do projeto PIRATA-BR, disponíveis de 1999 até 2018.

### **2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- a. Identificar e caracterizar as massas d'água presentes na região a partir de dados de temperatura, salinidade e oxigênio dissolvido coletados com CTD;
- b. Identificar as correntes presentes no oceano superior ao longo do transecto e estimar suas velocidades e transporte de sal a partir dos dados de ADCP de casco dos navios e calcular o transporte de sal associado;
- c. Determinar a variabilidade temporal e espacial da salinidade, temperatura, densidade neutra, velocidades zonais e meridionais, e transporte de sal na área de estudo, a fim de auxiliar na compreensão da variabilidade do ramo superior da AMOC no presente momento interglacial.

### **3. REFERENCIAL TEÓRICO**

#### **3.1 PROPRIEDADES FÍSICAS DA ÁGUA DO MAR E FORMAÇÃO DE MASSAS D'ÁGUA**

O oceano é um fluido em constante movimento com diversas escalas espaciais e temporais. A complexidade deste fluido pode ser descrita a partir de múltiplos conceitos, dentre eles a distribuição típica das propriedades físicas da água, como temperatura, salinidade e densidade. Se excluirmos as forças de maré, que têm pouco efeito sobre as propriedades médias do oceano a longo prazo, a circulação oceânica é impulsionada pelo estresse do vento, aquecimento e resfriamento, e evaporação e precipitação, e todos estes processos por sua vez são todos impulsionados pela radiação solar (TOMCZAK e GODFREY, 2003).

A maioria das massas d'água com temperatura e salinidade bem definidas é formada na superfície do oceano, onde suas características de identificação estão diretamente relacionadas às forçantes da superfície. Algumas massas d'água adquirem suas características através de processos subsuperficiais que podem ser biogeoquímicos e físicos. No seu interior, o oceano é verticalmente estratificado pela densidade e os fluxos que ocorrem, em sua maioria, ao longo de superfícies de mesma densidade (isopicnais), portanto, o fluxo dentro do oceano é quase adiabático, ou seja, sem fontes internas de calor e água doce. Como resultado destes processos, as propriedades da água se tornam úteis para identificar caminhos de fluxo da superfície para o interior e para identificar mistura, processos e forçantes que ocorrem nos locais de formação de massas d'água (TOMCZAK e GODFREY, 2003; TALLEY *et al.*, 2011).

As massas d'água podem estar verticalmente distribuídas em quatro camadas: superior, intermediária, profunda e de fundo. A camada superior, que está em contato com a superfície, abrange a camada mistura e a termoclina. As camadas intermediária, profunda e de fundo estão todas abaixo da termoclina ou embutidas em sua parte inferior (TALLEY *et al.*, 2011). Essas camadas apresentam propriedades físicas que indicam suas origens superficiais, com relação à localização e processos de formação, e idade relativa (TOMCZAK e GODFREY, 2003).

### **3.1.1 DISTRIBUIÇÃO DE TEMPERATURA**

A distribuição de radiação solar sobre a superfície do oceano varia com a latitude e a estação do ano, devido a sua inclinação em relação ao plano do Equador. Em média as regiões equatoriais recebem muito mais calor do que as regiões polares e isso é refletido em um gradiente meridional de temperatura superficial dos oceanos (TOMCZAK e GODFREY, 2003; TALLEY *et al.*, 2011).

Em oceano aberto, a distribuição de temperatura é aproximadamente zonal, com isotermas que se deslocam de leste (mais frias) a oeste (mais quentes). Isso ocorre porque ao longo do contorno leste dos oceanos, as temperaturas da superfície são mais frias devido à ressurgência (TALLEY *et al.*, 2011). Enquanto regiões quentes estão centradas a oeste das bacias, um pouco afastadas da região equatorial, e contribuem com as águas quentes das correntes de contorno oeste dos giros subtropicais. Próximo aos continentes, as isotermas podem oscilar de maneira meridional por influência das correntes de contorno. Esses padrões refletem a circulação anticiclônica dos giros subtropicais (sentido horário no Hemisfério Norte, anti-horário no Hemisfério Sul), que advecta água quente para longe dos trópicos e água mais fria em direção ao equador (TALLEY *et al.*, 2011).

Em cada giro subtropical, o estresse do vento gera um fluxo em direção ao equador que retorna em direção aos polos pelas correntes de borda oeste. A convergência das correntes de borda oeste dos giros subtropicais e subpolares originam as frentes polares que são regiões de fortes gradientes horizontais de temperatura e salinidade onde a água subtropical quente encontra a água subpolar fria (TOMCZAK e GODFREY, 2003).

### **TEMPERATURA NA CAMADA SUPERIOR**

A superfície do oceano é uma região de forte mistura e é um elemento essencial da transferência de calor e água doce entre a atmosfera e o oceano (TOMCZAK e GODFREY, 2003). As propriedades são bem misturadas verticalmente particularmente no final da noite (ciclo diurno) e nas estações mais frias do ano (ciclo sazonal) devido a ação dos ventos e das ondas. E são pouco misturadas devido ao aquecimento e a precipitação na superfície do mar.

Como regra geral, as camadas de mistura ocupam entre 50m e 150 m, todavia processos de resfriamento (que liberam calor armazenado no oceano para a atmosfera) ou

evaporação (que aumentam a salinidade) vigorosos na superfície aumentam a densidade e geram movimentos convectivos profundos da água, o que pode fazer com que a camada de mistura se aprofunde localmente a várias centenas de metros (TALLEY *et al.*, 2011).

Durante a primavera e o verão, a camada de mistura absorve calor, moderando os extremos sazonais de temperatura da Terra, e armazenando calor até o outono e inverno seguintes. A camada de mistura profunda do inverno anterior é então coberta por uma camada rasa de água quente e leve (TOMCZAK e GODFREY, 2003).

## **TERMOCLINA**

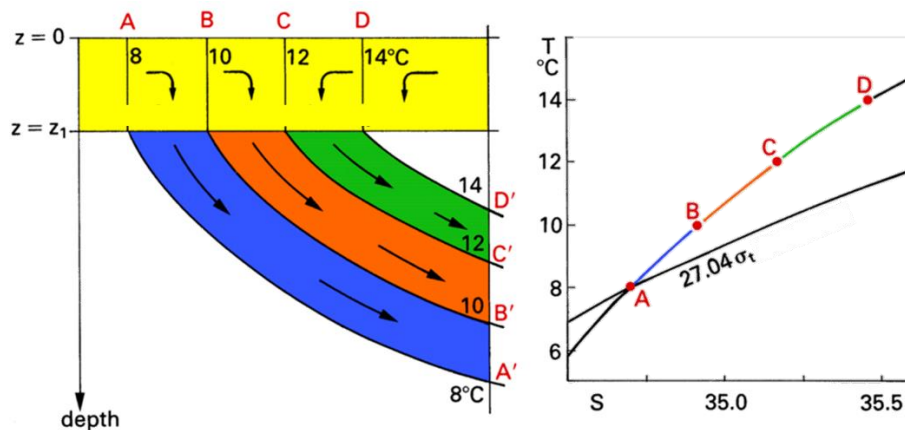
Logo após a camada de mistura há uma zona de transição rápida, onde a temperatura diminui rapidamente com a profundidade e são observadas variações de salinidade e densidade. Essa camada de transição é chamada de termoclina sazonal e é mais rasa nos meses de primavera e verão e mais profunda nos meses de outono. Nos trópicos, os processos turbulentos de mistura e resfriamento do inverno não são intensos o suficiente para destruí-la, preservando assim camadas de mistura que conservam suas assinaturas por longos períodos (TOMCZAK e GODFREY, 2003).

Abaixo da termoclina sazonal, a termoclina permanente (ou oceânica) se estende até cerca de 1000 m de profundidade. É a zona de transição das águas quentes da camada superficial para as águas frias de grande profundidade oceânica. A temperatura no limite superior da termoclina permanente depende da latitude, chegando a 20°C nos trópicos a pouco mais de 15°C em regiões temperadas, enquanto no limite inferior estão em torno de 4 - 6°C. A estrutura vertical da termoclina permanente é mantida principalmente pelo bombeamento de Ekman (subsidência de águas) e pela formação de massa de água (DIETRICH *et al.*, 1980; TOMCZAK e GODFREY, 2003; TALLEY *et al.*, 2011).

Os subtropicais são uma região de subsidência e como a água nesta região não é mais densa que a água subjacente, ela é injetada em profundidades intermediárias, seguindo a superfície de sua própria densidade. Esse processo de subducção é responsável pela formação das massas d'água na termoclina permanente. Sua intensidade varia com as estações do ano, em parte em resposta às variações na força do bombeamento de Ekman, mas principalmente devido ao desenvolvimento da termoclina sazonal (DIETRICH *et al.*, 1980; TOMCZAK e GODFREY, 2003; TALLEY *et al.*, 2011).

Embora a subducção seja um processo permanente, a formação de massa de água ocorre apenas no final do outono e inverno. Isso pode ser verificado comparando as propriedades da camada de mistura superficial na Convergência Subtropical com as da termoclina permanente nos trópicos (TOMCZAK e GODFREY, 2003). A Figura 1, adaptada de Tomczak e Godfrey (2003), esboça a formação de massa de água por subducção na Convergência Subtropical que dão origem às águas da termoclina permanente. As águas da camada de mistura (representada em amarelo) nas latitudes A, B, C e D subsidem com diferentes valores de temperatura: 8°C (azul), 10°C (laranja), 12°C (verde) e 14°C (branco) respectivamente, e se posicionam em diferentes profundidades de acordo com a densidade. O diagrama de Temperatura-Salinidade (Diagrama TS) apresenta tanto a variação meridional de temperatura e salinidade entre as estações A e D, quanto a variação vertical em direção ao equador ao longo da linha A'B'C'D'.

Figura 1 Esboço da formação de massas d'água por subducção na Convergência Subtropical e o respectivo diagrama TS. Adaptado de Tomczak e Godfrey (2003).



A termoclina permanente pode ser identificada a partir das relações entre temperatura e salinidade, devido ao histórico de formação comum que combina processos de subducção e ressurgência/difusão vertical. Porém muitas vezes é difícil definir com precisão os limites de profundidade, particularmente do seu limite inferior (TALLEY *et al.*, 2011). Suas águas podem ser identificadas como uma massa de água conhecida como Água Central (TOMCZAK e GODFREY, 2003). As águas centrais podem ser facilmente reconhecidas por suas relações lineares de temperatura e salinidade (STRAMMA e ENGLAND, 1999). A água central difere das massas d'água típicas porque tem uma ampla faixa de temperatura, salinidade e densidade (TALLEY *et al.*, 2011). Já o conceito

de Água Modal é referido como sub-regiões dentro desta água central que possuem propriedades físicas relativamente uniformes, observadas no diagrama TS (LIU e TANHUA, 2021).

## TEMPERATURA EM ÁGUAS INTERMEDIÁRIAS E PROFUNDAS

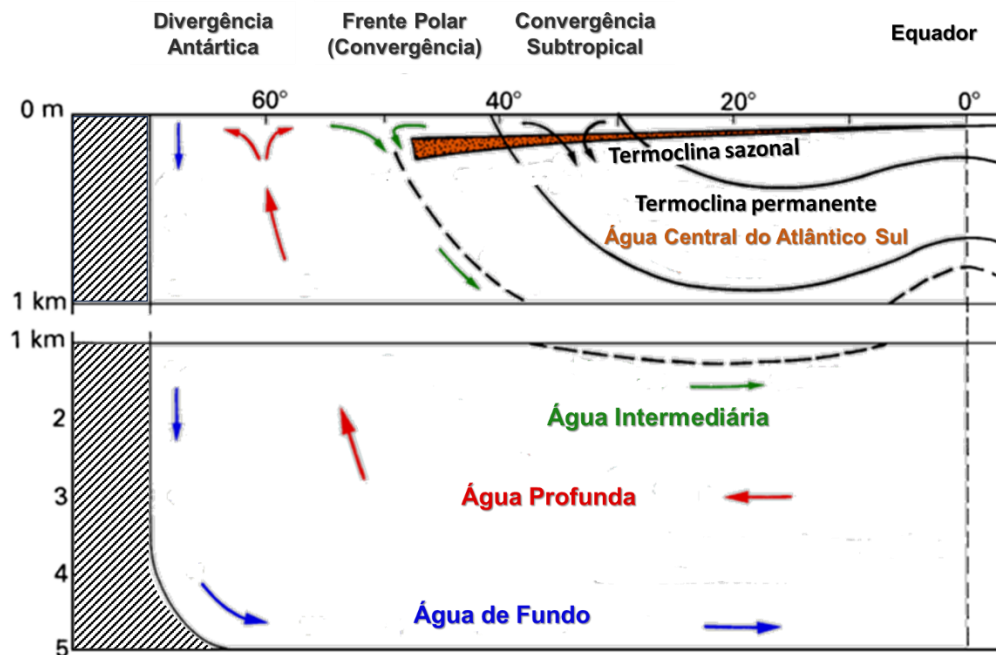
A circulação de água na superfície do oceano é em grande parte uma resposta à circulação atmosférica sobrejacente que exerce arrasto na superfície. No entanto, a circulação de águas mais profundas nos oceanos do mundo é uma consequência das variações de densidade, que resultam de diferenças de temperatura e salinidade provocadas por fluxos de calor sensível e latente, precipitação e escoamento superficial na superfície do oceano. É chamada de circulação termohalina. Em áreas onde as águas superficiais se tornam relativamente densas, devido ao resfriamento e/ou evaporação (aumentando assim a salinidade), elas afundarão até o nível em que atingem o equilíbrio (flutuabilidade neutra) com as massas d'água circundantes (TALLEY *et al.*, 2011).

Regiões de formação de gelo marinho, que resultam na expulsão de sal do gelo, produzem salmoura o que aumenta a densidade da água, fazendo com que a água afunde e forme uma massa de água fria e densa. Massas d'água densas fluem para longe de suas regiões de origem como Águas de Fundo ou Águas Intermediárias, dependendo de sua densidade relativa (BRADLEY, 1999). A água intermediária, que se espalha logo abaixo da termoclina permanente, também é produzida por subducção. Embora o agente condutor não seja o bombeamento de Ekman, mas a mistura e convecção na região entre duas correntes fortes, o mecanismo é o mesmo (TOMCZAK e GODFREY, 2003). No Oceano Atlântico, grande parte das seções mais profundas (>2 km) são ocupadas pelas Águas Profundas, que se formam principalmente no Mar da Noruega (60° N, leste da Islândia) e no Mar da Groenlândia (norte e oeste da Islândia) (BRADLEY, 1999).

A Figura 2, também adaptada do livro de Tomczak e Godfrey (2003), ilustra a breve introdução dada aqui sobre os conceitos de termoclina permanente e sazonal, regiões de formação e distribuição das principais massas d'água do Atlântico Sul (Central, Intermediária, Profunda e de Fundo), e movimentos de convergências e divergências.

Figura 2 Representação de uma seção meridional no Oceano Atlântico Sul que mostra as regiões de formação e distribuição das principais massas d'água (Central, Intermediária,

Profunda e de Fundo), termoclina permanente e sazonal, e movimentos de convergências e divergências. As massas d'água se movimentam ao longo de superfícies isopícnais em direção ao equador. Adaptado de Tomczak e Godfrey (2003).



### 3.1.2 DISTRIBUIÇÃO DE SALINIDADE

A salinidade dos oceanos varia geograficamente e com o tempo e está normalmente associada com o balanço evaporação – precipitação (E-P). A entrada de água doce ocorre na superfície do mar devido à precipitação e ao afluxo dos rios e reduz a salinidade. E a salinidade é aumentada pela evaporação e como subproduto da formação de gelo marinho. Como estes processos ocorrem em regiões diferentes, a salinidade de um determinado local reflete as características do ambiente (TALLEY, 2002).

A distribuição da salinidade na superfície do oceano é relativamente zonal, embora não tão fortemente quanto a temperatura. A variação meridional apresenta máximos nos subtropicais em ambos os hemisférios e mínimos nos trópicos e regiões subpolares. Os valores máximos de salinidade estão nas regiões de ventos alísios e regiões subtropicais de alta pressão onde a evaporação anual excede a precipitação. Na região equatorial, a precipitação é alta devido a presença da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) na atmosfera, gerando uma salinidade superficial menor devido a um balanço E-P negativo (TALLEY *et al.*, 2011).

## SALINIDADE NA CAMADA SUPERIOR

A distribuição vertical da salinidade é mais complicada do que a distribuição da temperatura. Nos trópicos, subtropicais e em parte das regiões subpolares, a temperatura costuma dominar a estabilidade vertical da coluna d'água, ditando a distribuição de densidade. Assim, é possível observar que águas mais quentes, de menor densidade, são encontradas nas camadas superiores, e águas mais frias, de maior densidade, nas camadas mais profundas. Em latitudes subpolares e altas, onde as águas superficiais são menos salinas e mais frias, a salinidade domina a estabilidade vertical (TALLEY, 2002; TALLEY *et al.*, 2011).

Nos subtropicais, a salinidade é alta próximo à superfície do mar devido à alta evaporação subtropical. Essa mudança de estado retira grande quantidade de calor do oceano o que esfria sua superfície e, conseqüentemente, aumenta sua densidade. Assim, essa água de alta salinidade subduz sob as águas superficiais tropicais mais quentes e menos densas, formando uma camada de máxima salinidade subsuperficial que flui em direção ao equador. Este máximo de salinidade está localizado em profundidades entre 100 e 200 m, perto do topo da termoclina, e é encontrado na região equatorial de ambos os hemisférios (TALLEY, 2002; TALLEY *et al.*, 2011). Por ter uma característica identificável (salinidade máxima) e histórico de formação comum (subducção da água superficial de alta salinidade em médias latitudes), adquiriu status de massa d'água. Vários nomes são usados para esta massa de água, porém será referida neste trabalho como Água Tropical de Máxima Salinidade, seguindo Worthington (1976).

## SALINIDADE EM PROFUNDIDADES INTERMEDIÁRIAS E PROFUNDAS

Em muitas região do mundo existem extensas camadas de baixa ou alta salinidade em **profundidades intermediárias** (cerca de 1000 - 1500 m). Estas camadas são facilmente identificadas devido a valores extremos de salinidade que refletem processos específicos de suas regiões de formação. As **massas d'água intermediárias** que têm origem nos 500m superiores do oceano em latitudes subpolares, reflete em suas baixas temperaturas e maior densidade, e submergem para profundidades intermediárias durante seu processo de formação. A densidade neutra das águas intermediárias geralmente varia entre 27.10 e 27.90 kg m<sup>-3</sup> (TALLEY *et al.*, 2011; LIU e TANHUA, 2019).

A **Água Intermediária Antártica do Atlântico (AIAA)** origina-se na região superficial ao norte da Corrente Circumpolar Antártica em todos os setores do Oceano Antártico, em particular na área a leste da Passagem de Drake no setor Atlântico (MCCARTNEY, 1982; ALVAREZ et al., 2014). Nessas regiões de alta precipitação, a salinidade superficial é menor, mas a densidade é maior devido às baixas temperaturas o que as tornam mais densas do que as águas oceânicas presentes nos subtropicais e trópicos. Estas águas intermediárias ventiladas se espalham para o equador ao longo do talude continental sul-americano carregando consigo sua assinatura de baixa salinidade (PIOLA e GORDON, 1989; TALLEY *et al.*, 2011).

As duas principais águas intermediárias de **máximas salinidades** resultam de processos altamente evaporativos no Mar Mediterrâneo e no Mar Vermelho. A alta evaporação dentro dos mares aumenta a salinidade e o resfriamento reduz sua temperatura, formando uma água densa. Estas águas fluem para o oceano aberto e submergem em profundidades intermediárias, criando um máximo de salinidade vertical nos oceanos Atlântico Norte e Índico (EMERY e MEINCKE, 1986; TALLEY, 2002).

As águas profundas dos oceanos exibem variações de salinidade que marcam sua origem. O Atlântico Norte é o mais salino de todos os oceanos na superfície do mar, então as águas densas formadas no Atlântico Norte carregam uma assinatura de alta salinidade à medida que se movem para o sul no Hemisfério Sul e, em seguida, para leste e norte para os oceanos Índico e Pacífico. Esta massa de água global é referida como **Água Profunda do Atlântico Norte (APAN)** (TALLEY *et al.*, 2011).

As águas frias e densas formadas na Antártica são encontradas sob águas de origem do Atlântico Norte e é chamada de **Água de Fundo Antártica do Atlântico (AFAA)**. As densas águas antárticas são menos salinas do que a APAN (com valores médios de 35) e seu progresso para o Oceano Atlântico Norte pode ser rastreado através de sua salinidade mais baixa (abaixo de 34,7). O oceano profundo é mais uniforme quando comparado com o oceano superior e as regiões da termoclina e camada intermediária. Essa relativa uniformidade nas propriedades físicas é resultado de poucas fontes de formação de águas densas e da grande distância e tempo que essas águas percorrem, sujeitas à mistura entre si e à difusão descendente das camadas acima delas (TALLEY *et al.*, 2011).

### 3.1.3 DISTRIBUIÇÃO DE DENSIDADE

A temperatura, a salinidade e a pressão determinam a densidade da água do mar. Quando a variabilidade espacial de temperatura e salinidade é muito pequena, a densidade aumenta com a profundidade em um sistema em equilíbrio, ou seja, a coluna d'água apresenta estabilidade estática. Existem exceções ao aumento monotônico da densidade que podem ocorrer em escalas de tempo muito curtas (horárias ou inferiores). Quando uma água mais densa flui sobre outra mais leve, ou a densidade da camada superficial é maior do que a subjacente, a coluna d'água torna-se instável, ocorrendo movimentos convectivos e de mistura, removendo a instabilidade. No Oceano Atlântico Sul existem amplas inversões de salinidade em larga escala na interface entre a APAN e a AFAA. Neste caso, as diferenças na compressibilidade de águas mais quentes e mais frias começam a ser significativas na estratificação das camadas (TALLEY *et al.*, 2011).

#### DENSIDADE NA CAMADA SUPERIOR

A densidade média da superfície do oceano segue a distribuição da temperatura superficial nos trópicos e latitudes médias, aumentando a  $\sigma_\theta$  de 22 kg m<sup>-3</sup> próximo ao equador para 26 a 28 kg m<sup>-3</sup> entre 50° e 60° de latitude. Acima de 50°, a densidade passa a seguir a distribuição de salinidade, pois a temperatura já está próxima do ponto de congelamento. Porém o aumento é pequeno devido as menores salinidades em regiões de altas latitudes (TALLEY *et al.*, 2011).

A densidade da superfície e a estratificação vertical determinam a profundidade para a qual as águas superficiais afundarão à medida que se afastam de sua região de ventilação. A combinação de temperatura, salinidade e densidade superficiais afeta o afundamento de parcelas de água por causa de seu efeito na compressibilidade, com águas mais quentes e salinas comprimindo menos do que águas mais frias e menos salinas na mesma densidade superficial. Assim, a parcela mais fria e menos salina se tornará mais densa e, conseqüentemente, mais profunda do que a parcela mais quente e salina à medida que se move no oceano, embora comecem com a mesma densidade de superfície (TALLEY *et al.*, 2011).

No final do inverno, as águas superficiais atingem sua densidade local máxima à medida que a estação de resfriamento se aproxima do fim e a densa camada de mistura de inverno é sobreposta por águas mais quentes na superfície. As águas frias de inverno

se afastam da região de formação e se movem para regiões onde as águas superficiais de inverno são menos densas e afundam carregando consigo as propriedades da região de formação. O resfriamento também pode estar associado a regiões onde a evaporação excede a precipitação, como descrito anteriormente, de modo que a temperatura e a salinidade podem originar águas de maior densidade que submerjam sob águas menos densas. Esse processo de subducção, que move as águas superficiais para o interior do oceano, é um mecanismo primário de formação de massas d'água (LUYTEN, PEDLOSKY e STOMMEL, 1982; TALLEY *et al.*, 2011).

Longas variações na densidade da superfície em regiões de formação de massas d'água podem afetar a taxa de produção e/ou de formação de massas d'água intermediárias e profundas, e o tamanho das regiões impactadas por elas. Diversos estudos sugerem que em períodos glaciais/interglaciais, as distribuições de densidade da superfície devem ter sido fortemente alteradas, resultando em distribuições muito diferentes em águas profundas (TALLEY *et al.*, 2011). Mudanças na AMOC têm sido associadas a mudanças em variáveis essenciais do oceano, incluindo TSM e temperatura subsuperficial (ZHANG, 2008), anomalia do nível do mar (BINGHAM e HUGHES, 2009; FRAJKA-WILLIAMS, 2015), e gradientes de densidade (BAEHR *et al.*, 2008; ZANNA *et al.*, 2011).

## **DENSIDADE EM ÁGUAS INTERMEDIÁRIAS E PROFUNDAS**

A estrutura de densidade é mais simples do que a temperatura e a salinidade porque a coluna de água deve ser verticalmente estável. Abaixo da pycnoclina, as variações verticais de densidade são muito menores, semelhantes à estrutura de temperatura. Não há inversões em grande escala na densidade se forem usadas as pressões de referência apropriadas. As variações horizontais na densidade estão associadas a gradientes horizontais de pressão e, portanto, a correntes de grande escala. Abaixo de 2000 m, o intervalo de densidade potencial é pequeno, de cerca de  $27,6 \text{ kg m}^{-3}$  a  $27,9 \text{ kg m}^{-3}$ , que é a densidade potencial em relação a 4000 dbar (TALLEY *et al.*, 2011).

Como a mistura é fortemente inibida pela estratificação vertical, o fluxo e a mistura ocorrem preferencialmente ao longo de superfícies isentrópicas, que são superfícies de densidade constante. Os processos que influenciam as características físicas das águas oceânicas atuam quase exclusivamente na superfície do oceano, e a

origem das massas d'água pode ser rastreada até sua região de formação. Como a água oceânica profunda é de alta densidade, ela tem formação em altas latitudes, onde a água fria e densa é encontrada na superfície. Após a formação, ela se espalha quase isopicnalmente (as pressões de referência devem ser ajustadas para levar em conta a dependência da temperatura da compressibilidade). A subsidência combinada com a advecção horizontal atuam para que a água se mova em um plano ligeiramente inclinado (TALLEY *et al.*, 2011).

Embora a salinidade seja importante na estratificação da coluna d'água, a temperatura domina a estrutura de densidade no oceano profundo. A salinidade é importante para a estrutura de densidade perto da superfície do mar em altas latitudes, onde a precipitação ou o derretimento do gelo criam uma camada superficial de baixa salinidade, como no Ártico, na região próxima à Antártida, no Pacífico Norte subpolar e no Atlântico Norte subpolar costeiro (TALLEY *et al.*, 2011).

Em grande parte do oceano o perfil de densidade com o aumento da profundidade parece quase exponencial, com valor quase constante no oceano profundo. No entanto, em algumas regiões, onde águas profundas de fontes muito diferentes são justapostas, há uma fraca picnoclina entre elas, como é o caso das amplas inversões de salinidade em larga escala na interface entre a APAN e a AFAA (TALLEY *et al.*, 2011).

### **3.2 OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL**

A circulação do Oceano Atlântico Tropical é uma importante medida do sistema climático e apresenta uma mistura complexa de diferentes modos de variabilidade que interagem e oscilam em uma ampla variedade de escalas de tempo (FOLTZ *et al.*, 2019). A circulação no oceano superior está sujeita desde variações anuais a decadais associadas a diferentes modos climáticos, e está se ajustando simultaneamente às mudanças climáticas (BRANDT *et al.*, 2021). Devido à sua conexão com regiões subtropicais e de maior latitude, a circulação média desta região afeta a distribuição de calor, sal, carbono, oxigênio, nutrientes e outros traçadores (FOLTZ *et al.*, 2019).

Diversas populações dependem do Oceano Atlântico para sustento e recreação e são adversamente afetadas por mudanças climáticas nos padrões de precipitação, clima extremo e ecossistemas oceânicos. Não está claro como essas mudanças afetarão os

ecossistemas marinhos e a biodiversidade e quais seriam as implicações para os ciclos biogeoquímicos e pesca, visto que as previsões de curto prazo e as projeções em escalas decadais e centenárias são desafiadoras e tiveram pouco progresso nas últimas duas décadas. Portanto, entender e monitorar as mudanças no Atlântico Tropical torna-se essencial para avançar na compreensão do sistema climático, melhorar os modelos matemáticos e abordar desafios sociais (FOLTZ *et al.*, 2019).

### 3.2.1 MASSAS D'ÁGUA

As propriedades termohalinas de águas oceânicas são adquiridas em superfície, na camada superficial, sob os efeitos do balanço de calor e água entre oceano e a atmosfera. Parte das águas próximas à superfície subsidem para camadas oceânicas mais profundas como resultado do bombeamento de Ekman ou da convecção profunda no inverno (TALLEY *et al.*, 2011). Quando um processo de subducção/convecção é regular, formam-se grandes parcelas de água com uma história de formação em comum, conhecida como águas tipo (TOMCZAK e LARGE, 1989). Elas podem se espalhar por longas distâncias no oceano sem sofrer mudanças significativas em suas propriedades. Após perderem a conexão com a superfície do oceano, as mudanças de propriedades termohalinas ocorrem apenas como resultado da mistura com águas de diferentes propriedades (TALLEY *et al.*, 2011). A distribuição de massas d'água no Atlântico Tropical foi investigada por diversos autores nas últimas décadas (i.e. WILSON, JOHNS e MOLINARI, 1994, STRAMMA e SCHOTT, 1999, STRAMMA *et al.*, 2003) e serão descritas brevemente a seguir.

A camada superficial do Atlântico Tropical é ocupada pela Água Tropical (AT), uma massa de água quente com temperatura média de 27°C, salinidade acima de 36 g kg<sup>-1</sup> e densidade ( $\sigma_\theta$ ) ligeiramente abaixo de 25 kg m<sup>-3</sup>. Seu limite inferior é frequentemente definido pela isoterma de 20°C e marcado pelo início de uma abrupta termoclina. Essa isoterma é correlacionada por Stramma *et al.* (2005) à isopicnal de 25,8 kg m<sup>-3</sup>. Porém, Schott *et al.* (1998) utilizaram a isopicnal de 25 kg m<sup>-3</sup> para investigar o fluxo próximo a superfície. Embebida na base da AT, há uma água modal formada em uma região de transição trópico/subtrópico com intensa radiação e excesso de evaporação em relação à precipitação nos meses de inverno. Esta massa d'água progride em direção ao Equador como o máximo de salinidade em subsuperfície e densidades ligeiramente abaixo de 25 kg m<sup>-3</sup> (STRAMMA e ENGLAND, 1999; STRAMMA e SCHOTT, 1999).

As águas centrais estão localizadas na região da termoclina e tem sua base definida na isopicnal de 27,1 kg m<sup>-3</sup>, a cerca de 500m de profundidade. As massas d'água

centrais são caracterizadas por uma relação T-S quase linear. Sua curva T-S é bem descrita por uma linha reta entre os pontos: T-S 5°C, 34,3 e 20°C, 36. A Água Central do Atlântico Sul (ACAS) é composta por duas águas-tipo formadas a leste e a oeste do Atlântico Sul (STRAMMA *et al.*, 2003). O tipo mais leve de ACAS, originário do sudoeste subtropical do Atlântico Sul na região da Confluência Brasil-Malvinas, é encontrado principalmente no giro subtropical, enquanto o tipo mais denso se origina a sudeste da bacia, a partir das águas do Índico trazidas pelo vazamento da Corrente das Agulhas (SPRINTALL e TOMCZAK, 1993) e depois carregado com a Corrente de Benguela e a Corrente Sul Equatorial (SEC) para a região equatorial. Parte da ACAS flui para sul e parte flui para norte com a Subcorrente Norte do Brasil (NBUC) e a Corrente Norte do Brasil (NBC), onde sua presença pode ser observada até a Zona Frontal de Cabo Verde, em 15°N.

A Zona Frontal de Cabo Verde corresponde ao limite entre a ACAS e a Água Central do Atlântico Norte (ACAN) e estende-se zonalmente por todo Atlântico, ao longo da latitude 15°N, com a Corrente Norte Equatorial (NEC) ligada a esta frente (SVERDRUP, MARTIN, e FLEMING, 1942; STRAMMA; SCHOTT, 1999). Apesar de ocuparem os mesmos níveis picnoclínicos, a ACAN pode ser distinguida da ACAS pelos maiores valores de temperatura e salinidade, e menores valores de oxigênio dissolvido (STRAMMA; ENGLAND, 1999; STRAMMA; SCHOTT, 1999). Principal massa de água da termoclina do Atlântico Norte, a ACAN é composta por várias frações formadas em diferentes áreas do Atlântico Norte. Assim como a ACAS, apresenta duas águas-tipo: uma formada a leste e outra a oeste. A ACAN formada a oeste da cordilheira Mesoceânica, tem par T-S 18°C–19°C e 36,4–36,6 em superfície e 7,0°C–8,5°C e 35,0–35,1 na base. A leste da Mesoceânica, apresenta par T-S 18°C–19 °C e 36,5–36,7 no topo e 8,5°C–9,5°C e 35,2–35,3 na base (HARVEY e ARHAN, 1988). Ambas ocupam a mesma profundidade, porém a primeira é em média 0,1 mais salina para os mesmos valores de temperatura (VAN AKEN, 2000).

Abaixo das águas da termoclina está localizada a principal massa d'água intermediária de baixa salinidade do oceano Atlântico. A Água Intermediária Antártica do Atlântico (AIAA) é formada em superfície na região da Frente Subantártica, principalmente ao norte da passagem do Drake e às margens da Corrente das Malvinas (TALLEY, 1996; STRAMMA e ENGLAND, 1999). A inclinação das isopicnais na Frente Subantártica indicam um grande fluxo para leste, onde essa massa d'água mistura-se com a AIA do oceano Índico, por meio do Vazamento da Corrente de Agulhas (TALLEY *et*

*al.*, 2011). Enquanto parte da AIAA flui, anti-ciclonicamente ao norte de 25°S, em direção ao equador, parte une-se novamente ao contorno oeste fluindo para o sul em 28°S, apresentando-se como uma corrente de contorno oeste bem definida em níveis sub-picnoclínicos denominado de Corrente de Contorno Oeste Intermediária (REID, 1989; SUGA e TALLEY, 1995; TALLEY, 1996; MÜLLER *et al.*, 1998; STRAMMA; ENGLAND, 1999).

Segundo Sverdrup, Martin e Fleming *et al.* (1942), a AIAA é caracterizada pelos limites termohalinos de 3°C, 34,2 e 6°C, 34,6, caracterizando-a como o mínimo de salinidade no diagrama T-S ao norte da latitude 50°S. Propaga-se entre 500m e 1.200m, dependendo da latitude em que se encontra no Atlântico, e é observada em média até 20°N, onde encontra a Água do Mediterrâneo com salinidade muito mais alta (TSUCHIYA, 1989, TALLEY *et al.*, 2011). Uma assinatura fraca da AIAA também pode ser encontrada na Corrente do Golfo (TSUCHIYA, 1989). A propagação da AIAA no contorno oeste pode ser rastreada seguindo o mínimo de salinidade e altas concentrações de oxigênio. Tsuchiya (1989) e Talley *et al.* (2011) descreveram seu núcleo na densidade de 27,3 kg m<sup>-3</sup>, enquanto Schott *et al.* (1998) utilizaram a isopicnal 27,28 kg m<sup>-3</sup> para seguir o núcleo da AIAA e Liu e Tanhua (2021) utilizaram 27,3–27,4 kg m<sup>-3</sup> a cerca de 750 m. Estes últimos autores consideraram que a AIAA está localizada entre as densidades neutras de 27,10 a 27,90 kg m<sup>-3</sup>.

Em águas profundas, a APAN é detectada em média entre 1000m e 4000m de profundidade em todo Atlântico. Esta massa d'água flui para o sul ao longo do contorno oeste até cerca de 32°S, onde, na região subantártica, mistura-se com outras massas d'água e contribui para a formação da AFAA (contribuição do ramo inferior da APAN) e da AIAA (contribuição do ramo superior da APAN). É caracterizada por pares T-S de 3°C, 34,6 e 4°C, 35 e densidades de 27,7 kg m<sup>-3</sup> a 28,135 kg m<sup>-3</sup> (REID, 1989). Abaixo de 25°S, AT, ACAS, AIAA e APAN fluem em direção à Antártica. Normalmente a APAN é dividida em 3 camadas: superior, intermediária e inferior (i.e., FRIEDRICHS, MCCARTNEY e HALL. 1994), identificadas por um máximo de salinidade na APAN superior a 1600m de profundidade próximo ao equador (STRAMA e ENGLAND, 1999) e dois máximos de oxigênio na APAN intermediária e APAN inferior.

Segundo Orsi, Smethie e Bullister (1999), uma variedade de águas de fundo é formada na plataforma antártica. Este processo envolve o resfriamento da água devido à perda de calor e aumento da salinidade devido à formação de gelo marinho e rejeição de

salmoura, além da mistura das frias e densas águas da plataforma antártica com águas profundas mais quentes e salinas. A AFAA é formada durante o inverno no mar de Weddell e no Mar de Ross, na Antártica, quando as águas atingem temperaturas extremamente baixas. Devido à sua alta densidade, a AFAA afunda até o assoalho oceânico e espalha-se para norte ao longo do contorno oeste profundo, abaixo da APAN, atingindo 40°N. É representada por valores mínimos de temperatura, < 2°C e salinidades menores que 34,8 (BROWN *et al.*, 2004; TALLEY *et al.*, 2011). O progresso para o norte e a modificação da AFAA são severamente limitados pela topografia de fundo. A AFAA se move para o norte através do estreito Canal de Vema em direção a Bacia do Brasil. A temperatura, a salinidade e o oxigênio aumentam à medida que a massa d'água progride para o norte, devido aos processos de difusão (TALLEY *et al.*, 2011). Após a sua chegada ao Atlântico equatorial, a AFAA fica muito mais quente, salina e oxigenada, com uma diminuição quase linear dos perfis de temperatura e salinidade no fundo. Como um dos componentes importantes da AMOC, a AFAA desempenha um papel significativo na circulação termohalina (RHEIN, STRAMMA e KRAHMANN, 1998).

Para identificar as massas d'água presentes na região de estudo, os critérios de seleção levaram em consideração as distribuições típicas das propriedades das massas d'água, como temperatura, salinidade e densidade, descritas na literatura. E de acordo com Emery e Meincke (1986) e Liu e Tanhua (2021), as massas d'água no Oceano Atlântico são distribuídas ao longo de quatro principais superfícies de densidade neutra ( $\gamma_n$ ). A porção superior do oceano, que está localizada entre a camada de mistura e ~500-1000 m de profundidade, com  $\gamma_n < 27,10 \text{ kg m}^{-3}$ . A camada intermediária que está localizada entre ~1000 e 2000 m e está entre  $\gamma_n$  entre 27,10 e 27,90  $\text{kg m}^{-3}$ . A camada profunda que ocupa profundidades entre aproximadamente 2000m e 4000m e  $\gamma_n$  entre 27,90 e 28,10  $\text{kg m}^{-3}$ . E a camada mais profunda localizada principalmente abaixo de 4000 m e com  $\gamma_n > 28,10 \text{ kg m}^{-3}$ .

### 3.2.2 CIRCULAÇÃO GERAL

O Oceano Atlântico Tropical é composto por um complexo sistema de correntes e contracorrentes que responde fortemente à forçante dos ventos alísios, e apresenta grande variabilidade em resposta a ZCIT, que é mais fortemente desenvolvida no hemisfério de verão. Entre as latitudes 10°N e 10°S, a circulação é quase zonal e o fluxo superficial dominante é para oeste (STRAMMA e SCHOTT, 1999; TALLEY *et al.*, 2011).

A Corrente Sul Equatorial (SEC) que flui para oeste é o braço equatorial que delimita o giro subtropical do Atlântico Sul. De acordo com Molinari (1982), ela pode ser dividida em três ramos que são separados pela Subcorrente Sul Equatorial (SEUC), localizada na região da termoclina, e pela Contracorrente Sul Equatorial (SECC).

O ramo sul da SEC é o fluxo para noroeste do giro subtropical do Atlântico Sul que quando alcança a costa sul-americana, se bifurca em dois ramos que dão origem à Corrente do Brasil (CB) que flui para o sul ao longo da costa brasileira, e a Subcorrente Norte do Brasil (NBUC), que flui em direção ao equador e sua continuação em superfície chamada de Corrente Norte do Brasil (CNB). À medida que a NBUC flui para noroeste, ela recebe o aporte adicional de água da SECc e SECn (SILVEIRA, MIRANDA e BROWN, 1994; STRAMMA e ENGLAND, 1999) e seu núcleo subsuperficial se aproxima da superfície intensificando-se (SCHOTT *et al.*, 1998). A partir daí, o sistema SCNB/CNB passa a ser denominado Corrente Norte do Brasil, com seu núcleo em superfície. As correntes que fluem para leste são alimentadas em diferentes níveis verticais pela retroflexão da CNB, (SILVEIRA, MIRANDA, BROWN, 1994; SCHOTT, STRAMMA, FISCHER, 1995; STRAMMA e SCHOTT, 1999).

Os ramos central (SECc), também chamado de equatorial, e norte (SECn) atravessam o equador até cerca de 5-7°N. Esta parte equatorial da SEC é limitada ao norte pela vigorosa Contracorrente Norte Equatorial (NECC), que flui para leste e está associada à força do vento da ZCIT. À medida que a NECC flui para leste, ela encontra o continente africano e bifurca em um fluxo para o norte em direção a Dakar e outro ao longo da costa leste, que dá origem à Corrente da Guiné (CG), com velocidades de superfície superiores a 100 cm s<sup>-1</sup> (Richardson & Reverdin, 1987). A Corrente da Guiné segue a costa e eventualmente flui para o sul e se junta ao fluxo da SECn. O fluxo para o norte revolve para oeste para se juntar à Corrente Norte Equatorial (NEC). A região tropical entre os fluxos da NEC e da NECC, forma uma região ciclônica de ressurgência chamada de Domo da Guiné (DG) em 10°N (SIEDLER *et al.*, 1992).

A cerca de 7-8°S entre a SECs e a SECc, há uma Contracorrente Sul Equatorial (SECC) quase permanente (sazonal), associada à ZCIT no hemisfério sul. A SECC termina na costa da África, onde é unido por fluxo de ressurgência da Subcorrente Equatorial (EUC). Esta corrente flui para o sul ao longo da costa, formando a Corrente de Angola (CA), e depois para oeste na SECs, formando uma região ciclônica de

ressurgência chamada Domo de Angola (DA) localizado em 10°S (WACONGNE e PITON, 1992).

Tanto os domos da Angola quanto da Guiné são vórtices de ressurgência de águas frias e de grande produtividade biológica. Isso resulta em uma grande zona subsuperficial de mínimo oxigênio em ambos os hemisférios (STRAMMA, *et al.*, 2008; KARSTENSEN, STRAMMA, e VISBECK, 2008). Este mínimo de oxigênio é centrado em aproximadamente 500 m de profundidade e é uma feição característica na região equatorial (TALLEY *et al.*, 2011).

Os ventos alísios empilham água superficial na margem oeste da bacia, implicando em uma força de gradiente de pressão para leste, gerando assim a Subcorrente Equatorial (EUC) que flui para leste em profundidades de 60 a 120 m. Devido ao empilhamento das águas a oeste, o núcleo da EUC passa de mais de 100 m de profundidade a oeste para aproximadamente 30 m próximo à costa africana, e pode exceder 80 cm s<sup>-1</sup> (WACONGNE, 1990; GIAROLLA, *et al.*, 2005).

No equador, logo abaixo da EUC, existe a Corrente Intermediária Equatorial (EIC) que flui para oeste e jatos de fluxo alternados até cerca de 2000 m. Em ambos os lados do equador, entre 2 e 4 ° de latitude, há fluxos para leste em torno de 500 a 1000 m, conhecidos como Subcorrente Norte Equatorial (NEUC) e Subcorrente Sul Equatorial (SEUC), e em maior profundidade as Contracorrentes Intermediárias Norte e Sul (NICC e SICC).

A NBC se estende até profundidades intermediárias (~800 m), transportando desde águas superficiais, que incluem a descarga de água doce da Amazônia, até Água Intermediária Antártica para o Oceano Atlântico Norte. Parte da NBC retroflete para leste próximo ao equador, juntando-se à EUC. O restante cruza o equador e, em seguida, se divide em uma porção que se junta a NECC para leste e uma porção que continua para o norte ao longo do contorno oeste.

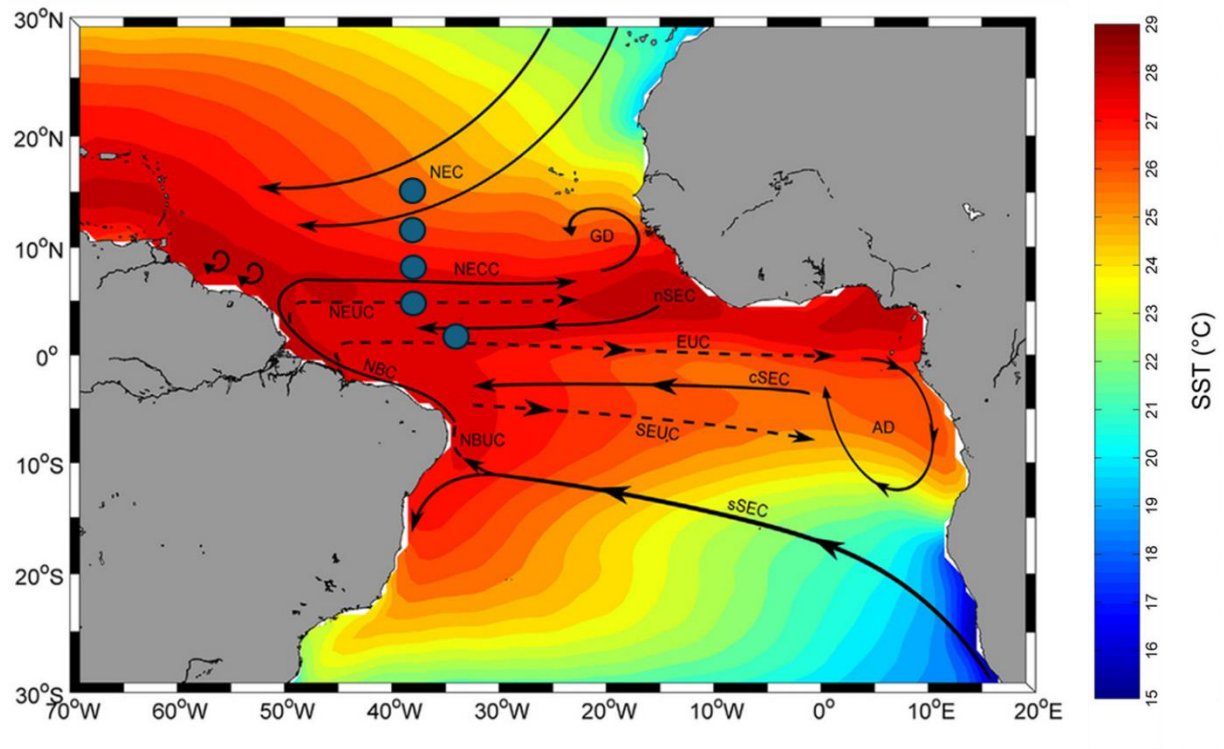
A NBC é intensificada na superfície pelo vento, com velocidades superiores a 90 cm s<sup>-1</sup>, diminuindo para cerca de 20 cm s<sup>-1</sup> a 200 m de profundidade. Ela é responsável por grande parte do transporte de calor e sal do ramo superior da AMOC. A NBC apresenta significativa atividade de meso-escala na retroflexão junto a NECC (em cerca de 5–7°N), com a liberação de vórtices anticiclônicos de até 400 km de diâmetro que podem chegar a 900m de profundidade (RICHARDSON *et al.*, 1994). Cerca de três ou

mais anéis são formados a cada ano e cada um transporta cerca de 1 Sv para norte, com velocidades de superfície de 30 a 80  $\text{cm s}^{-1}$  e velocidades de translação de 10  $\text{cm s}^{-1}$  em direção a noroeste. A continuação da NBC para o norte, após a retroflexão, é chamada de Corrente da Guiana e apresenta um fluxo altamente variável como resultado dos grandes vórtices.

Abaixo da NBC, as correntes de contorno oeste profundas que formam o ramo profundo da AMOC fluem em sentidos opostos. Uma aproxima-se do equador a partir do Norte carregando a APAN entre 2000-3000 m de profundidade e outra mais profunda vem do Sul carregando a AFAA. Perto do equador, há uma tendência para que todas as camadas do sistema de correntes de contorno oeste desacelerem ou vazem água para leste ao longo do equador. A Zona de Fratura Romanche canaliza os fluxos equatoriais mais profundos para as bacias a leste. A CNB segue para o Hemisfério Norte, transferindo massa e energia para a Corrente do Golfo. Ao longo de seu deslocamento para o hemisfério norte, as águas quentes e salinas da Corrente do Golfo perdem calor para a atmosfera nas regiões próximas à Noruega e à Groenlândia, tornando-se mais densas, e assim subsidem, dando origem a APAN, fechando o sistema de circulação superficial da AMOC (PETERSON; STRAMMA, 1991).

Figura 3 Principais correntes presentes no Oceano Atlântico Equatorial sobre média de temperatura superficial ( $^{\circ}\text{C}$ ) com base nos dados de reanálise ERA5 (1999 a 2019) (disponíveis em: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5->

single-levels?tab=overview). A localização das boias do projeto PIRATA-BR estão representadas pelos círculos azuis.



## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 SOFTWARES

Para o processamento e a análise dos dados oceanográficos foram utilizadas linguagens de programação em Python e MATLAB. A Gibbs-SeaWater Oceanographic Toolbox (GSW) (MCDOUGALL e BARKER, 2011) foi utilizada para as conversões de unidades e garantir uma transformação unitária precisa no sistema de coordenadas geográficas. A *Climate Data Toolbox for Matlab* (GREENE *et al.*, 2019) foi utilizada para os cálculos de estatística descritiva das séries temporais. O pós processamento dos dados oceanográficos coletados em navios seguiu os protocolos em MATLAB disponibilizados pelo GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel e pelo The Global Ocean Ship-Based Hydrographic Investigations Program (GO-SHIP, <https://www.go-ship.org/>).

### 4.2 DADOS OCEANOGRÁFICOS

Os dados oceanográficos utilizados neste trabalho são provenientes de 18 comissões oceanográficas do Projeto PIRATA-BR (do inglês, Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic) no Oceano Atlântico Equatorial Oeste. Durante estes cruzeiros foram adquiridos dados de velocidade de correntes medidos por Perfiladores de Correntes Acústico por Efeito Doppler (do inglês, Acoustic Doppler Current Profiler - ADCP) e os dados de temperatura, salinidade e oxigênio dissolvido adquiridos por CTD (sigla derivada do inglês, Conductivity, Temperature and Depth). As medições ocorreram ao longo do transecto 038°W que cruza o sistema de correntes equatoriais do Equador a 15°N, fornecendo importantes informações sobre a variabilidade das massas d'água. Estes dados oceanográficos posteriormente foram considerados nas séries temporais de reanálise do Copernicus Marine Service Armour 3D com grau de processamento L4, disponíveis em <https://data.marine.copernicus.eu>. No contexto das reanálises oceânicas, o termo grau de processamento indica o nível de detalhe e complexidade com que os dados são processados. O grau L4 refere-se a uma reanálise completa de alta qualidade, que integra uma ampla gama de observações e é ajustada para fornecer uma representação precisa do estado oceânico. Este nível é reconhecido como um dos mais avançados e detalhados disponíveis.

Uma compilação das informações sobre emprego dos navios, das datas das comissões e aquisição de dados dos cruzeiros PIRATA-BR está disponível no Anexo I.

#### 4.2.1 ADCP

O ADCP utiliza ondas sonoras para medir a velocidade das correntes a partir do princípio do efeito doppler. Pulsos acústicos são emitidos a uma frequência constante e, quando atingem partículas em suspensão na coluna d'água (que acompanham o movimento do fluido), retornam com frequência maior ou menor. Essa diferença entre a frequência emitida e recebida é chamada de *Doppler Shift* (desvio *Doppler*) e por meio dela é possível medir a velocidade de movimento de partículas em suspensão e da corrente. Conhecendo a velocidade do som na água, o tempo de retorno dos pulsos sonoros e o *Doppler Shift*, é possível calcular a velocidade da corrente em diferentes camadas, a partir da equação:

$$Fd = 2Fs \left( \frac{V}{C} \right) \cos \theta \quad (1)$$

Onde:

$F_d$  é a frequência do *Doppler shift*;

$F_s$  é a frequência de transmissão da onda sonora. Como o ADCP transmite e recebe som, o deslocamento Doppler é duplicado;

$V$  é a velocidade relativa entre a fonte de som e o receptor de som ( $\text{m s}^{-1}$ );

$C$  é a velocidade do som no meio ( $\text{m s}^{-1}$ );

$\cos \theta$  é o ângulo entre a direção de propagação da onda e a direção de deslocamento do alvo.

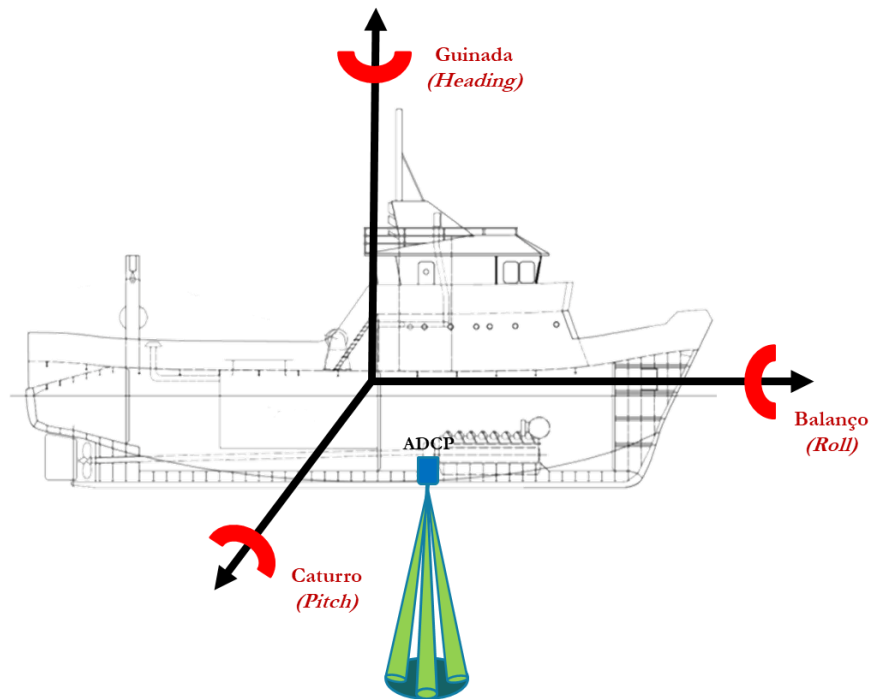
Em regiões rasas, dentro do alcance do equipamento, a velocidade do navio em relação ao fundo pode ser medida pelo ADCP através da implementação do módulo *bottom tracking*, sendo assim é possível desconsiderar a velocidade e direção da embarcação em relação às correntes. Enquanto o perfilador de água utiliza pulsos de transmissão curtos para obter a resolução vertical, o *bottom tracking* requer pulsos longos para permitir que o feixe ensonifique o fundo de uma só vez.

Tendo em vista que o ADCP mede as correntes em relação a ele mesmo, o próprio ADCP pode ser orientado arbitrariamente e se mover em relação à Terra. Portanto, geralmente é necessário corrigir os dados de atitude e movimento do ADCP. Existem dois tipos de movimento que requerem correção: movimentos de rotação (caturro - *pitch*, balanço - *roll* e guinada - *heading*) (Figura 4) e de translação (velocidade do navio durante a navegação) do navio.

Os dados da ADCP foram coletados continuamente ao longo das derrotas dos cruzeiros PIRATA-BR. As derrotas mudam de ano para ano, uma vez que a sequência de portos a serem visitados depende das condições climáticas e da programação da Marinha do Brasil. Os cruzeiros PIRATA-BR de 1 a 13 foram realizados a bordo do Navio Oceanográfico Antares e a velocidade do oceano superior foi medida por um ADCP de casco de 75 kHz da Teledyne RD Instruments. Os dados brutos foram coletados utilizando uma resolução vertical de 8 m e 16 m, com as medições iniciando entre 16 m e 24 m de profundidade. Embora, a profundidade do transdutor esteja definida como 4m nos arquivos de configuração, não há informações oficiais suficientes sobre a exata localização do ADCP no casco da embarcação, o que pode levar a pequenas imprecisões nos cálculos. Apesar da faixa nominal do instrumento permitir observações até 800 m de

profundidade, devido à forma do casco e as condições de mar que afetam a penetração acústica a faixa de observação manteve-se em média entre 450 m e 600 m de profundidade.

Figura 4 Representação gráfica dos ângulos de rotação do navio (Guinada-Heading, Caturro-Pitch e Balanço-Roll) que influenciam a aquisição dos dados de ADCP e são corrigidos durante o processamento dos dados.



Os dados da PIRATA-BR 14, que foi realizada a bordo do Research Vessel Ocean Stalwart, não foram disponibilizados por ocasião deste trabalho. Já o cruzeiro PIRATA-BR 15 realizou medições de ADCP, mas a perfilagem com CTD-Rosette não pôde ser realizada devido à falha na Deck Unity do SBE-33. A comissão PIRATA-BR 16 foi realizada no Navio de Pesquisa Hidroceanográfico Vital de Oliveira, que é equipado com dois ADCPs de casco de 150kHz e 75kHz, da Teledyne RD Instruments. A comissão teve uma logística complexa pois o navio teve que atender ao desastre da barragem de Mariana, no litoral do Espírito Santo, que liberou milhões de toneladas de lama de rejeito. Isso resultou no atraso do cruzeiro, aquisições limitadas de CTD e dados distorcidos no ADCP de 150kHz, pois pela interpretação dos dados parece que o navio não adquiriu nessa frequência durante o cruzeiro PIRATA. Os dados de 150 kHz estão concentrados na plataforma continental do Espírito Santo, local do desastre ambiental.

Os cruzeiros PIRATA-BR de 16 a 18 também foram realizados a bordo do Navio de Pesquisa Naval Vital de Oliveira. Os dados do ADCP de 150kHz foram coletados usando resolução vertical de 8 m e um *blank space* de 8m, com a primeira medição confiável representando uma média de velocidade entre 16 m e 24 m de profundidade. A profundidade máxima de observação de 800 metros, com profundidade média de aquisição variando entre 250 m e 450 m. Os dados do ADCP de 75 kHz foram coletados com resolução vertical e *blank space* de 8 m, com uma profundidade de aquisição máxima de 1200 metros. O alcance de profundidade era de cerca de 500 m a 750m.

A maior parte do processamento de dados da ADCP é feita internamente no instrumento. Isso compreende a conversão de dados de velocidade de coordenadas do feixe em coordenadas terrestres considerando a posição 3D do instrumento. As informações de posição foram derivadas do registro interno de caturro, balanço e guinada. O procedimento de conversão está descrito no manual do fabricante.

O processamento adicional compreende a interpolação dos dados em um eixo de tempo comum, a correção de um possível desalinhamento entre a orientação do transdutor e a direção do navio por declinação magnética, e a estimativa da profundidade do instrumento. Os dados foram processados em MATLAB utilizando o pacote Ocean Surveyor Sputum Interpreter (OSSI) desenvolvido pelo GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel (FISCHER *et al.*, 2003).

Neste pacote de processamento, a rotina principal (*osheader.m*) concentra as informações base para o processamento dos dados, como as informações do cruzeiro, do ADCP (frequência e posições do transdutor no casco e da antena GPS do navio), nome e formato dos dados, intervalos de aquisição, porcentagem mínima de *pings* válidos que tornam válida uma média de conjunto de velocidades (normalmente em torno de 25%). A posição do transdutor ADCP e da antena GPS são definidas em relação a um local comum (normalmente o centro do navio). O fator de amplitude e o ângulo de desalinhamento pelo qual os dados ADCP são corrigidos também são definidos. Estes valores são verificados posteriormente pela rotina '*osrefine.m*' e o valor é ajustado novamente na rotina '*osheader.m*' até que a diferença seja muito pequena (<0,001 ou mais).

A RDI Instruments, fabricante dos ADCP utilizados, menciona que os dados de ADCP devem ser corrigidos em relação aos erros ocasionados pelo movimento de rotação e translação do navio (Figura 3). O movimento que mais acarreta erro aos dados de ADCP

é o ângulo de guinada. Geralmente este ângulo é obtido a partir de uma agulha giroscópica, que tem uma resposta mais lenta do que a necessária para a frequência em que se tomam os perfis de velocidade através do ADCP. Isso fica evidente nos momentos em que o navio tem seu rumo alterado bruscamente durante a navegação.

Quando o módulo transdutor do ADCP é instalado no navio, há sempre algum desvio de eixo. Desta maneira, o erro na determinação do valor do ângulo horizontal de montagem módulo transdutor no navio somado ao erro associado à agulha giroscópica resultam em um ângulo horizontal de desalinhamento do módulo transdutor que deve ser determinado através de calibração em cada cruzeiro oceanográfico.

A partir da rotina '*osdatasip.m*', os dados brutos de ADCP foram convertidos de arquivos binários (.ENX) para arquivos Matlab (.mat), reconstruindo velocidades originais em relação ao transdutor. Esta não é a velocidade relativa do transdutor, mas a velocidade relativa a uma direção que é feita a partir da direção do transdutor corrigida por um ângulo de alinhamento de direção (*heading alignment*). Posteriormente, foi feita a marcação das linhas de fundo (batimétricas) presentes nos dados e para serem desconsideradas no processamento das velocidades de corrente, utilizando a rotina *osbottom.m*.

A rotina '*osrefine.m*' executa a correção de rumo das velocidades de corrente e a verificação da amplitude e o ângulo de alinhamento, utilizando os arquivos binários (.enx) convertidos e os arquivos de saída processados sem batimetria para criar os arquivos de dados processados (hc.m). O cálculo da velocidade do navio foi feito a partir das posições de longitude e latitude do transdutor e do GPS do navio.

As velocidades das coordenadas do transdutor foram convertidas em coordenadas do navio, e então convertidas para coordenadas globais. Em seguida foi realizada a remoção de dados com valores suspeitos e dos dados de fundo (batimetria). As velocidades foram rotacionadas pela correção de rumo predefinida no alinhamento e fator de amplitude, e foram aplicados valores de NaN nos dados de batimetria. Foi realizado o cálculo da correção de direção e o cálculo do melhor ângulo de calibração. E por último, foi realizado um teste de qualidade dos dados. Serão apresentados por fim os valores do alinhamento e fator de amplitude que precisam ser corrigidos na rotina *osheader.mat*. A rotina *check\_vmadcp.m* utilizou os dados processados (hc.m) para fazer o check final dos dados.

A Figura 5 e a Figura 6 exemplificam o resultado do processamento dos dados de ADCP de casco de 75kHz e 150 kHz conduzidos neste trabalho. Os dados são referentes à pernada 3 da comissão PIRATA-BR 18 e foram separados nas componentes zonais e meridionais. As componentes zonais estão associadas ao movimento na direção Leste-Oeste, paralelamente às linhas de latitude. No contexto oceanográfico, uma componente zonal positiva indica um movimento para leste (cores em vermelho no gráfico), enquanto uma componente zonal negativa indica um movimento para oeste (cores em azul no gráfico). Essas componentes são importantes para entender os fluxos oceânicos horizontais ao longo do equador e em outras latitudes. Por outro lado, as componentes meridionais estão relacionadas ao movimento na direção Norte-Sul, perpendicular às linhas de latitude. Uma componente meridional positiva (cores em vermelho no gráfico) indica um movimento em direção ao polo norte, enquanto uma componente meridional negativa (cores em azul no gráfico) indica um movimento em direção ao polo sul. Ao separar os dados do ADCP em componentes zonais e meridionais, é possível analisar separadamente os fluxos de água ao longo das direções Leste-Oeste e Norte-Sul. Tendo em vista que o escoamento é predominantemente zonal na área de estudo e por questões de volume de dados, foram consideradas apenas as componentes zonais das velocidades do sistema de correntes equatoriais para compor o conjunto de dados ARMOUR 3D do Copernicus.

Figura 5 Processamento dos dados de ADCP de 75kHz referente à pernada 3 da comissão PIRATA-BR 18. Os dados foram separados nas componentes zonais e meridionais.

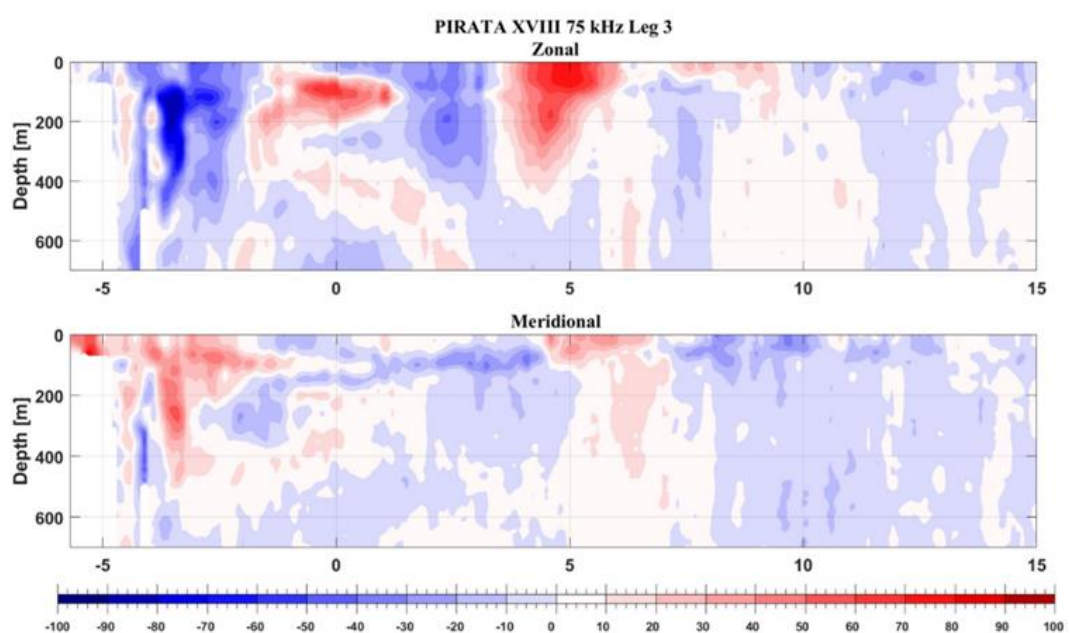
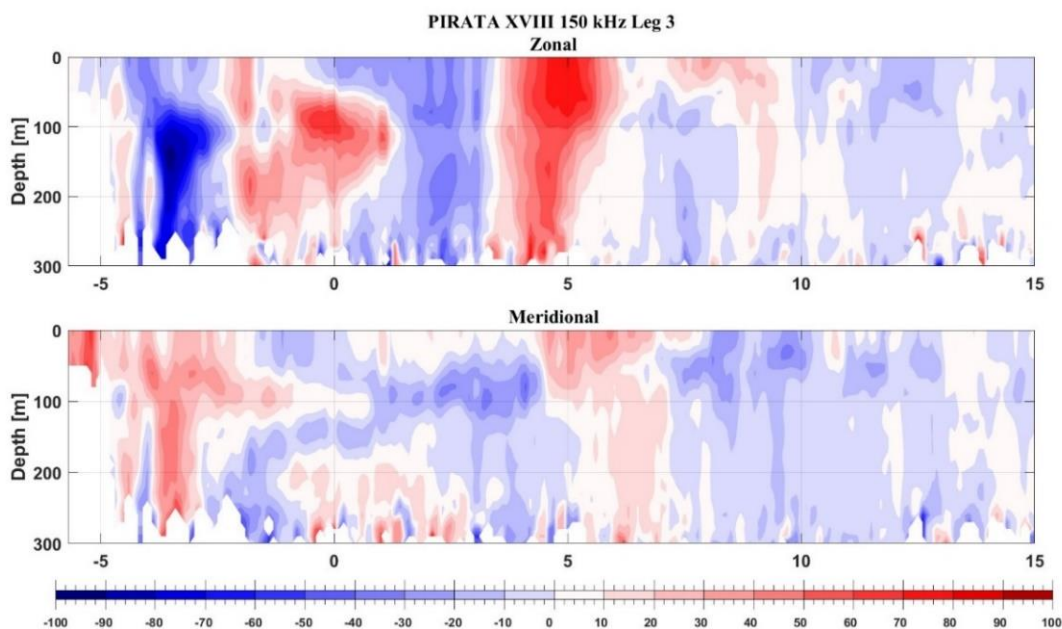


Figura 6 Processamento dos dados de ADCP de 150kHz referente à pernada 3 da comissão PIRATA-BR 18. Os dados foram separados nas componentes zonais e meridionais.



#### 4.2.2 CTD

O CTD é um perfilador que mede continuamente condutividade, temperatura, pressão e outros parâmetros auxiliares, como pH, oxigênio dissolvido, turbidez e fluorescência, na coluna de água. Nas comissões PIRATA-BR, os dados hidrográficos foram medidos com CTD SeaBird SBE (PIRATA-BR 1 a 4) e CTD SeaBird SBE 9Plus acoplado a uma estrutura de carrossel (*Rosette*) projetada para abrigar garrafas de coleta de água tipo Niskin e, nas duas últimas comissões, o conjunto L-ADCP. Os sensores de condutividade, pressão, temperatura e oxigênio dissolvido foram calibrados em laboratório antes de cada cruzeiro e a duplicidade dos sensores foi usada como meio de controle de qualidade, exceto nos cruzeiros realizados no RV Vital de Oliveira. Em todas as análises, foram descartadas as medições nos primeiros 10 metros das perfilagens de CTD, usualmente utilizados para ambientação dos sensores e estabilização da Rosette.

A Rosette realiza o fechamento sequencial das garrafas de água por comando remoto em profundidades selecionadas, permitindo a coleta de amostras para medições controle dos sensores de salinidade e de oxigênio dissolvido. Os resultados obtidos a partir da comparação entre os sensores do CTD e os determinados em laboratório permite

a verificação da qualidade dos dados adquiridos e a validação dos coeficientes calculados por ocasião da última calibração.

As amostras de salinidade foram coletadas em frascos âmbar, rinsados 3 vezes antes da coleta, e vedadas para evitar qualquer alteração na salinidade. As amostras foram analisadas em salinômetros Portasal ou Autosal Guildline com água do mar padrão IAPSO (International Association for the Physical Sciences of the Ocean) para calibração dos valores. A medição de salinidade foi realizada através da determinação da razão de condutividade elétrica da amostra em relação à condutividade elétrica da água do mar padrão IAPSO. Com os dados da razão de condutividade, da temperatura de medição e da amostra padrão, foi calculada a salinidade da amostra na Escala Prática de Salinidade (PSS-78).

Para análise de oxigênio dissolvido pelo método de Winkler modificado as amostras de oxigênio foram as primeiras a serem coletadas das garrafas, utilizado um redutor de saída de água de silicone para evitar a formação de bolhas. As alíquotas para análise foram fixadas com 2 reagentes: cloreto de manganês (R1) e iodeto alcalino (R2) e na sequência, os frascos foram vedados com tampa de vidro esmerilhada sem que houvesse a formação de bolhas. Após a coleta, foram armazenadas em local protegido da luz, por tempo mínimo de 30 minutos e máximo de 12 horas. Após esse tempo, 1mL de ácido sulfúrico 50% foi adicionado às amostras e foi feita a titulação com solução de tiosulfato de sódio 0,02 M, utilizando solução de amido 1% como indicador (GRASSHOFF, KREMLING e EHRHARDT, 1999).

Os perfis CTD atingiram 1000 metros de profundidade nos primeiros 6 anos de comissões, porém a partir dos anos seguintes houve variação nas profundidades de coleta. Com o desenvolvimento da instrumentação oceanográfica, além do emprego do sistema de posicionamento dinâmico do RV Vital de Oliveira, os perfis de CTD atingiram o oceano profundo (10m do leito oceânico), nos últimos dois cruzeiros (2017 e 2018) (informações complementares na Tabela 2, Anexo I).

O pré-processamento dos dados de CTD consiste em várias etapas, descritas abaixo:

1. Conversão dos dados binários em dados ASCII pela rotina *datcnv*.
2. Remoção dos outliers mais fortes pela rotina *wildedit*.
3. Filtragem do registro de pressão pela rotina *filter*.

4. Correção da célula de massa térmica pela rotina *celltm*.
5. Cálculo das salinidades pela rotina *derive* (esses arquivos são a base para o pós-processamento que inclui a calibração dos dados)
6. Cálculo das médias em intervalos de 1 segundo pela rotina *binavg* (esses arquivos são usados apenas pelo processamento de dados de L-ADCP que não foram utilizados neste trabalho)
7. Separação de *down-cast* e *up-cast* do CTD na rotina *split*.
8. Remoção dos movimentos de *down-cast* dos perfis de *up-cast* pela rotina *loopedit*.
9. Cálculo das médias em intervalos de 1 dbar pela rotina *binav* (esses arquivos são usados pelo processamento L-ADCP e estão disponíveis para qualquer pessoa que precise rapidamente dos dados).
10. Geração de arquivo simplificado contendo apenas P, T, S dos sensores primários é criado pela rotina *strip* (Esses dados são uma etapa para criar a distribuição de dados em tempo real para o Coriolis Data Center - <http://www.coriolis.eu.org/>).
11. Plots simples dos dados são criadas pela rotina *seaplot* (\*.jpg).
12. Um resumo dos dados coletados durante o fechamento das garrafas é criado pela rotina *bottlesum* (\*.btl).

O pós-processamento foi realizado segundo o *GEOMAR CTD Processing Wiki*, que consiste em uma série de rotinas desenvolvidas em *Matlab* pelo G. Krahmman. Foram utilizados os dados CTD convertidos em ASCII provenientes da rotina *derive*, os dados de garrafas (\*.btl) e os resultados das análises laboratoriais de oxigênio dissolvido e salinidade. Porém nem todos os cruzeiros PIRATA-BR tiveram análises de oxigênio dissolvido ou salinidade. Os cruzeiros PIRATA-BR 1, 5 e 14 possuem vieses instrumentais e lacunas de dados, enquanto os cruzeiros PIRATA-BR 15 e 16 não tiveram perfilagem de CTD devido a problemas logísticos. Cerca de 12 a 17 etapas foram executadas para obter arquivos CTD calibrados:

1. Conversão dos arquivos *cnv* para *mat-files*, aplicação de um filtro à pressão, preenchimento das lacunas existentes no vetor tempo, e correção da massa térmica da célula de condutividade.
2. Extração das informações dos sensores do CTD presentes nos arquivos *cnv* para gerar uma lista de configurações. Cada sensor é calibrado separadamente.

3. Análise dos perfis e determinação do início da descida do CTD. Isso é feito com uma rotina de otimização que ajusta uma série temporal de pressão "esperada".
4. Aplicação de um deslocamento na série temporal de pressão.
5. Os sensores de oxigênio, temperatura, condutividade e pressão reagem em diferentes escalas de tempo na medição. Assim é preciso determinar os atrasos dos sensores em relação a temperatura para que as variações de alta frequência se alinhem. Nos sensores da SeaBird, o oxigênio geralmente é medido 2 a 5 segundos mais rápido do que a temperatura, enquanto a condutividade apresenta pequenos atrasos. O sensor de oxigênio geralmente apresenta muitos outliers.
6. Amostras de água são coletadas durante a subida do CTD enquanto bons dados de perfil são coletados apenas na descida do equipamento. Assim, foi necessário criar garrafas "equivalentes" durante a descida do CTD. A abordagem da WOCE para este problema foi selecionar a temperatura potencial registrada pela garrafa na subida, e verificar se existe uma temperatura potencial equivalente nos dados de descida, tomando como referência +/-30 dbar de pressão. Se essa temperatura existir, os valores das variáveis são extraídos para a pressão correspondente à garrafa.
7. Posteriormente, foi necessário mesclar os valores da titulação de oxigênio e do salinômetro na estrutura dos dados de garrafa.
8. Cálculo dos coeficientes de calibração para os sensores de condutividade e oxigênio.
9. Aplicação dos coeficientes de calibração na condutividade e no oxigênio e calcula os valores calibrados primários e secundários, que são armazenados no arquivo de perfil.
10. Leitura dos arquivos de informações do navio para extrair profundidades de eco nos locais de CTD.
11. Gravação dos arquivos calibrados em arquivos ASCII. Se houver sensores duplos, apenas um é gravado.
12. Criação de um gráfico de controle para cada um dos perfis.
13. Criação de gráficos de controle para comparar os dados de garrafa e de CTD (dados de subida x dados de descida).

14. Criação de algumas estatísticas das diferenças entre sensores primários e secundários e entre descida e subida do CTD.
15. Comparação dos dados do CTD com cruzeiros anteriores existentes na área ou utilizando o banco de dados Levitus.
16. Processamento dos dados do navio da etapa 10 e calibrar os dados do termosalinógrafo.
17. E por fim, criação de arquivos netcdf dos dados a partir dos ASCII que foram utilizados neste trabalho.

#### **4.2.3 COPERNICUS ARMOUR 3D**

O ARMOUR 3D fornece dados 3D de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade (psu), altura geopotencial (m), profundidade da camada de mistura (m), e correntes geostróficas zonal e meridional ( $\text{m s}^{-1}$ ), da superfície até 5500 m de profundidade, em uma grade regular de  $1/4^{\circ}$ , e em uma resolução de tempo semanal ou mensal. Este conjunto de dados é obtido através de uma combinação de dados de satélite e dados in situ e abrange o período de janeiro de 1993 até 12 a 24 meses antes do presente. Os dados se beneficiam de observações oceânicas de alta qualidade e são produzidos com um sistema que visa minimizar o risco de perda de qualidade ou sinais espúrios aparecerem no tempo.

O produto é processado em 3 passos da superfície até 1500 m, e abaixo desta profundidade é utilizada a climatologia WOA18 que é a versão mais recente do World Ocean Atlas, lançada em 2018 pela National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) (<https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa18/>). Os dados de satélite que incluem dados de anomalia do nível do mar, Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e Salinidade da Superfície do Mar (SSM), são projetados na vertical através de um método de regressão linear múltipla e covariâncias deduzidas de observações históricas. Este passo fornece campos sintéticos da superfície até 1500 m de profundidade. Posteriormente é feita a combinação entre estes campos sintéticos com perfis de temperatura e salinidade in situ, provenientes de flutuadores Argo (a partir do ano de 2004), XBT (do inglês, Expendable Bathythermograph), CTD e fundeios oceanográficos, através de um método de interpolação ótima (BRETHERTON, DAVIS e FANDRY, 1976). E por último, o uso da equação do vento térmico para combinar os campos ARMOR3D de temperatura e salinidade (T/S) com campos de corrente geostrófica calculados a partir da altimetria por satélites. Esta terceira etapa gera dados de correntes

geostróficas 3D globais e campos de altura geopotencial. Abaixo de 1500 m, os campos T/S são provenientes de climatologia sazonal.

No equador, a equação do vento térmico não é válida porque o parâmetro de Coriolis é aproximadamente zero. Consequentemente, as velocidades entre 7°S e 7°N são estimadas com uma diferenciação de segunda ordem (PICAUT, HAYES e MCPHADEN, 1989) para a componente zonal e com uma combinação de uma velocidade meridional imposta zero no equador e a velocidade meridional geostrófica fora da banda equatorial para a componente meridional. Além disso, entre 7°N e 7°S, a média de 0 a 1000 m de profundidade da altura geopotencial foi removida em cada profundidade antes de calcular a corrente para reduzir uma forte componente barotrópica anormal observada nas velocidades de algumas versões anteriores.

#### 4.2.4 CONVERSÕES DE DADOS

Foram adotadas as alterações previstas na Equação Termodinâmica da Água do Mar de 2010 (do inglês, Thermodynamic Equation of SeaWater - TEOS-10) (<http://www.teos-10.org/>). Utilizando a GSW Toolbox desenvolvida por McDougall e Barker (2011), a Salinidade Prática ( $S_P$  - psu) foi convertida em Salinidade Absoluta, denotada por  $S_A$  ( $\text{g kg}^{-1}$ ) e a Temperatura in situ (ITS-90) foi convertida em Temperatura Conservativa ( $\Theta$ ) em °C, além disto foram realizados os cálculos para determinação dos valores de densidade neutra ( $\gamma^n$ ).

A  $S_A$  é preferida em relação à  $S_P$  porque as propriedades termodinâmicas da água do mar são diretamente influenciadas pela massa dos constituintes dissolvidos e contempla anomalias ( $\delta S_A$ ) que permitem um valor mais próximo em relação a salinidade real da água medida, os quais podem interferir na densidade. Enquanto  $S_P$  depende apenas da condutividade da água do mar, a  $S_A$  é uma função calculada a partir da  $S_P$ , da pressão  $p$  (dbar), da latitude  $\phi$  (graus decimais norte) e longitude  $\lambda$  (graus decimais leste 0°E a 360°E). A Temperatura Conservativa ( $\Theta$ ) é uma função de  $S_A$ , da temperatura in situ (°C) e da pressão  $p$  (dbar) e deve ser usada na maioria das aplicações em que a circulação geral oceânica está sendo estudada, isso inclui-situações em que diagramas TS são usados para determinar as características e misturas de massas d'água. A densidade in situ ( $\rho$ ) foi calculada em função da  $S_A$ ,  $\Theta$  e  $p$ . A densidade neutra é uma variável de densidade dada em função da salinidade, temperatura e pressão, da localização geográfica (latitude e

longitude) e do tempo. Os níveis de densidade neutra são denominados  $\gamma^n$ , ao longo das quais, uma dada massa de água se move, permanecendo neutramente flutuante. É preferida em relação à densidade potencial ( $\rho^\theta$ ) pois apresenta melhor acurácia na localização de superfícies isopícnais. As  $\gamma^n$  são utilizadas para análise de massas d'água e sua construção para uma dada observação hidrográfica é realizada por meio de um código computacional, que contém o algoritmo computacional desenvolvido por Jackett e McDougall em 1997 (disponível em: [http://www.teos-10.org/preteos10\\_software/neutral\\_density.html](http://www.teos-10.org/preteos10_software/neutral_density.html)). O uso deste código tem como variáveis de entrada Sp, T in situ, p, long e lat e está restrito ao oceano atual.

#### 4.2.5 TRANSPORTE DE SAL

O transporte de sal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) através das seções verticais foi calculado a partir da metodologia proposta por Talley (2008):

$$\text{Transporte de Sal} = \sum_{i=1}^N \rho_i S_i V_i dA \quad (2)$$

Onde,  $\rho$  é a densidade ( $\text{kg m}^{-3}$ ) da água, S é a salinidade em  $\text{kg kg}^{-1}$ , ou seja, é a salinidade multiplicada por 0,001  $\text{kg g}^{-1}$ , e V é a velocidade ( $\text{m s}^{-1}$ ), e  $dA = da \cdot dz$  onde  $a$  é a coordenada da seção e  $z$  é a profundidade.

### 4.3 ANÁLISE DE DADOS

#### 4.3.1 DIAGRAMAS $\Theta$ - $S_A$

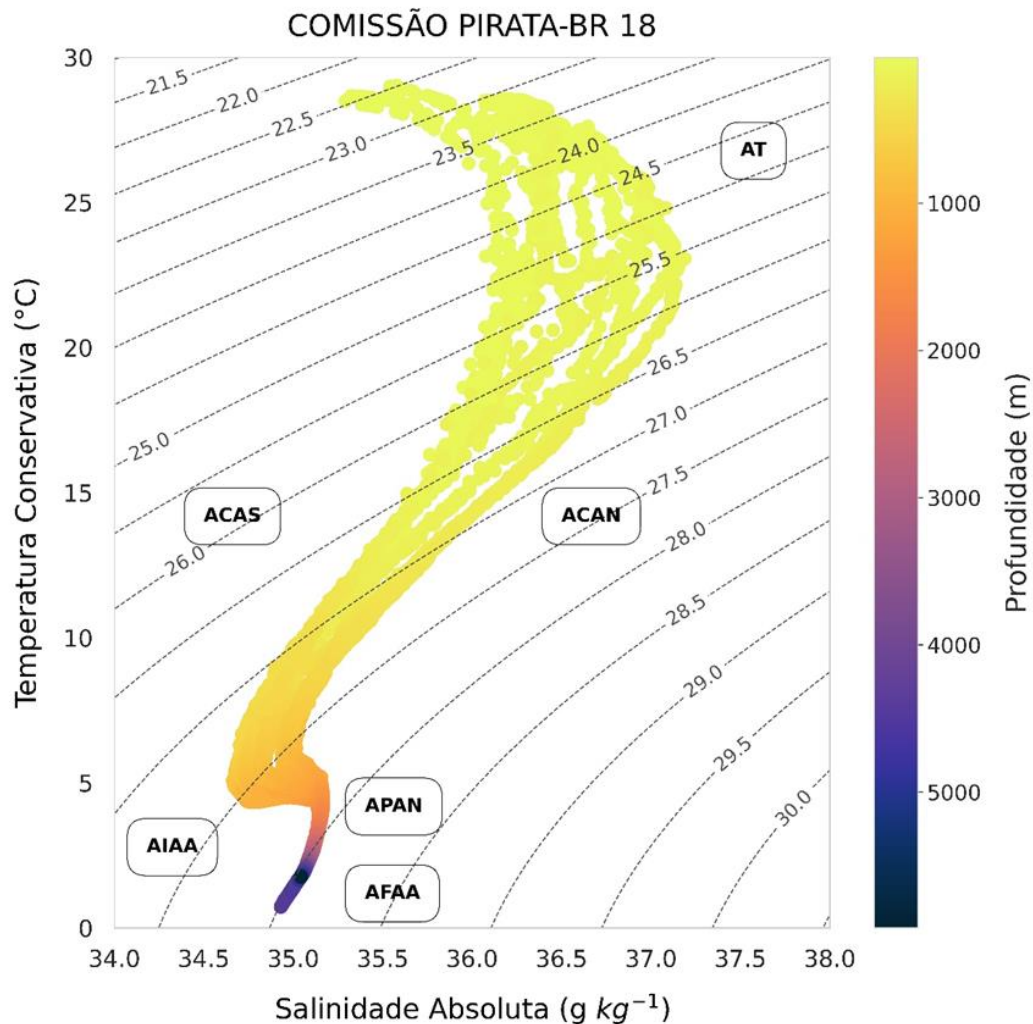
As propriedades físico-químicas da água, como temperatura, salinidade e densidade, podem apresentar importantes correlações entre si. A maioria das massas d'água oceânicas adquire suas características na superfície do oceano, determinadas pelo clima local, e quando subside ao longo das isopícnais carrega essas propriedades consigo. As massas d'água podem então ser identificadas por essas combinações e os processos associados a elas podem ser deduzidos a partir de suas distribuições e modificações. Para mostrar essas combinações, foram utilizados diagramas de Temperatura Conservativa *versus* Salinidade Absoluta (Diagramas  $\Theta$ -  $S_A$ ) onde cada ponto corresponde a um valor de temperatura e salinidade, com valores de densidade potencial representada por isolinhas de contorno. A densidade neutra não foi utilizada no contorno dos diagramas,

uma vez que foi definida empiricamente com base nas propriedades reais de temperatura e salinidade da coluna de água ao invés da equação de estado, portanto, não é definida para o plano bidimensional temperatura/salinidade.

A Figura 7 ilustra um diagrama  $\Theta$ - $S_A$  derivado dos dados de CTD coletados durante a expedição PIRATA-BR XVIII, conduzida em 2018 ao longo do transecto 038°W no Oceano Atlântico Equatorial Oeste, fundamentais para a identificação de massas d'água neste estudo. Neste diagrama, a temperatura ( $\Theta$ ) é plotada no eixo das ordenadas (vertical), enquanto a salinidade ( $S_A$ ) é representada no eixo das abscissas (horizontal). Cada ponto no gráfico corresponde a uma medição realizada pelo CTD em uma profundidade específica ao longo do transecto 038°W, abrangendo desde o equador até a latitude 15°N.

No diagrama identificamos as massas d'água que serão objeto de estudo deste trabalho: o máximo de sal em subsuperfície embutido na base da AT, a ACAS, a ACAN, e a AIAA, além de massas d'água mais profundas que serão abordadas em outro momento: APAN e a AFAA. A AT está situada na região superior do diagrama, caracterizada por altos valores de temperatura e salinidade, e baixa densidade. No entanto, para os propósitos deste estudo, o foco será na componente mais salina deste diagrama, localizada na base dessa massa d'água e à direita do diagrama, conhecida como máximo de sal em subsuperfície. Essa massa d'água tem entre 20°C e 25°C, salinidades próximas a 37 g kg<sup>-1</sup>, e densidade em torno de 25,5 kg m<sup>-3</sup>. A ACAS e a ACAN estão localizadas ao longo da termoclina, abaixo de 20°C. Apesar de ocuparem os mesmos níveis picnoclínicos, a ACAN está posicionada à direita no diagrama devido às suas características mais quentes, mais salinas e mais densas em comparação com a ACAS, que se encontra à esquerda. A AIAA é caracterizada como o mínimo de salinidade no diagrama e é facilmente identificada nos pontos mais à esquerda do diagrama.

Figura 7 Diagrama  $\Theta$ - $S_A$  dos dados de CTD referente a comissão PIRATA-BR 18, realizada ao longo do transecto 038°W no Oceano Atlântico Equatorial Oeste.



#### 4.3.2 ANÁLISE DE TENDÊNCIAS

Normalmente, os dados oceanográficos são influenciados pelo método de medição, que pode produzir erros sistemáticos, e pela variabilidade de diferentes escalas temporais. Deste modo, é necessário filtrar os dados para eliminar tendências e influências não lineares das medições. Os erros sistemáticos são caracterizados por um deslocamento padronizado que pode ser encontrado em todas as medições, enquanto as tendências podem assumir qualquer forma matemática (GOURETSKI e JANCKE, 2001).

Para distinguir entre tendências que são causadas pela medição e tendências causadas pelo próprio sistema, são necessários grandes conjuntos de dados. Evolução de técnicas e métodos de medição, juntamente com padrões de qualidade muito diferentes, levaram a heterogeneidade deste conjunto histórico de dados hidrográficos. Em áreas com cobertura escassa de dados, os erros sistemáticos manifestam-se frequentemente como fortes características locais, e podem ser identificadas por um controle adequado de técnicas e métodos observacionais (GOURETSKI e JANCKE, 2001).

A variabilidade natural das propriedades da massa de água é outra causa potencial para diferenças observadas entre cruzeiros. Portanto, distinguir entre os dois fatores é crucial para a avaliação das mudanças seculares no oceano. Infelizmente, as deficiências dos dados históricos existentes restringem a quantidade de dados adequados para este tipo de análise (GOURETSKI e JANCKE, 2001).

Se uma descrição física do sistema já for conhecida, uma equação pode ser aplicada para encontrar os parâmetros adequados, portanto o sistema pode ser descrito de forma simplificada com uma tendência geral. As tendências podem ter formas polinomiais ou apresentar outras funções, como quadrática, por exemplo, quando os dados indicam um aquecimento fortemente não linear. Entretanto, assume-se que o sistema se comporta de maneira linear em curtas escalas de tempo. Esta tendência pode ser removida de uma série temporal para encontrar variabilidade em outras escalas (GREENE *et al.*, 2019).

A variabilidade interanual pode ser determinada suavizando os dados utilizando técnicas ordinárias. Um ajuste polinomial é robusto e computacionalmente eficiente, mas requer a escolha de uma ordem polinomial, que é subjetiva e pode levar ao ajuste excessivo ou insuficiente dos dados. Alternativamente, a aplicação de uma média móvel não faz nenhuma suposição prévia sobre a forma da curva e pode se adaptar a qualquer variabilidade interanual arbitrária. Isso significa que o valor em cada posição ou passo de tempo se torna a média dos valores circundantes (GREENE, GARDNER e ANDREWS, 2020).

A função Ads utilizada neste trabalho remove a componente sazonal da variabilidade de uma matriz de dados ( $A$ ) que variam no tempo ( $t$ ), preservando a média geral e as tendências. Por padrão, as anomalias da variável analisada são calculadas após a remoção da tendência linear. Essa função pode ser descrita como:

$$Ads = A - sazonalidade(A, t) \quad (3)$$

Pressupondo que o registro de uma variável ao longo do ano é composto por uma média a longo prazo ( $y_0$ ), uma tendência de longo prazo ( $y_{tr}$ ), uma anomalia sazonal típica obtida após a remoção das tendências e da média ( $y_{sz}$ ), uma variabilidade interanual ( $y_{var}$ ), e ruídos ( $\Delta_r$ ), a sazonalidade pode ser descrita como:

$$sazonalidade = y_0 + y_{tr} + y_{sz} + y_{var} + \Delta_r \quad (4)$$

Observar a tendência do aquecimento global nos dados é interessante, porém a análise de Análise de Componentes Principais / Função Ortogonal Empírica considera a variabilidade e as tendências a longo prazo. Assim, seguindo a metodologia de Greene *et al.* (2019), a tendência do aquecimento global também deve ser removida com o Método de Mínimos Quadrados, conservando apenas tendências indicativas de ruído numérico. Este método procura encontrar o melhor ajuste linear para um conjunto de dados  $y$  tentando minimizar a soma dos quadrados das diferenças entre o valor estimado e os dados observados.

Sendo  $a_1x_i + a_0$  o  $i$ -ésimo valor na reta de aproximação e por  $y_i$  o  $i$ -ésimo valor dado de  $y$ , devem ser encontradas as constantes  $a_0$  e  $a_1$  que minimizem os erros de mínimos quadrados de:

$$E(a_0, a_1) = \sum_{i=1}^{10} [y_i - (a_1x_i + a_0)]^2 \quad (5)$$

#### 4.3.3 TESTE NÃO PARAMÉTRICO DE MANN-KENDALL

Para avaliar se a presença das tendências encontradas nos dados oceanográficos é consistente, empregou-se o teste de Mann-Kendall (MANN, 1945; KENDALL, 1975), uma análise não paramétrica amplamente utilizada para detectar tendências monotônicas. Uma tendência monotônica refere-se a uma mudança sistemática e consistente em uma série temporal ao longo do tempo, sem flutuações significativas ou reversões na direção da mudança. Em outras palavras, pode ser caracterizada por um padrão contínuo de aumento ou diminuição, sem períodos de estabilidade ou inversões na direção da mudança.

As hipóteses consideradas no Teste de Mann-Kendall foram H1 (verdadeiro), indicando a presença de uma tendência de aumento ou diminuição nos dados, e H0 (falso), representando a hipótese nula, onde não há tendência identificada nos dados. O teste foi conduzido com um nível de significância estatística de 0,05 (ou 5%). Deste modo, se o valor do teste for inferior a esse nível de significância, há evidência estatisticamente significativa para rejeitar a hipótese nula e aceitar que há uma tendência de aumento ou diminuição. Por outro lado, se o valor do teste for superior a 0,05, a hipótese nula é aceita e não há evidência de que haja tendências nos dados.

No teste de Mann-Kendall para uma série temporal  $(x_1, x_2, \dots, x_n)$ , de comprimento  $n$ , o primeiro passo é calcular a função indicadora  $(x_j - x_i)$  para determinar se a diferença entre as medidas nos tempos  $i$  e  $j$  é positiva, negativa ou zero:

$$\text{sinal}(x_j - x_i) = \begin{cases} +1 & \text{se } (x_j - x_i) > 0 \\ \text{zero} & \text{se } (x_j - x_i) = 0 \\ -1 & \text{se } (x_j - x_i) < 0 \end{cases} \quad (6)$$

Em seguida, a Média  $E(s)$  e a Variância  $\text{Var}(s)$  são calculadas:

$$E(s) = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sinal}(x_j - x_i) \quad (7)$$

$$\text{Var}(s) = \frac{1}{18} \left[ n(n-1)(2n+5) - \sum_{k=1}^p q_k(q_k-1)(2q_k+5) \right] \quad (8)$$

Onde,  $q_k$  denota o número de pontos vinculados de índices de  $k$  até  $p$ .

A significância do teste pode ser verificada através de um teste bilateral, com estatística padronizada  $Z_{MK}$ , que é expressa por:

$$Z_{MK} = \begin{cases} \frac{E(s) - 1}{\sqrt{\text{Var}(s)}}, \text{ se } E(s) > 0 \\ 0, \text{ se } E(s) = 0 \\ \frac{E(s) + 1}{\sqrt{\text{Var}(s)}}, \text{ se } E(s) < 0 \end{cases} \quad (9)$$

A hipótese nula (ou  $H_0$ ) que representa a ausência de tendência na série, é rejeitada caso  $Z_{MK} > Z_{\alpha/2}$ , onde  $\alpha$  é o nível de significância adotado (0,05 ou 5%). E  $Z_{\alpha/2}$  é o valor da distribuição normal padrão com probabilidade de excedência de  $\alpha/2$ . O sinal de  $Z_{MK}$  indica se a tendência é crescente ( $> 0$ ) ou decrescente ( $< 0$ ).

O teste de Mann-Kendall não é adequado para dados que exibem sazonalidade. Para garantir a eficácia do teste, ele foi aplicado nos dados após a remoção dos efeitos sazonais, ou seja, nos dados dessazonalizados. É importante observar que o teste de Mann-Kendall tende a produzir mais resultados negativos em conjuntos de dados mais curtos. Em outras palavras, quanto mais longa a série temporal, mais eficaz será a detecção de tendências por meio deste teste. Mesmo que existam variações aleatórias nos dados, o teste de Mann-Kendall é capaz de detectar uma tendência significativa se ela estiver presente e for maior do que o ruído, como indicado pela significância estatística do teste.

O teste de Mann-Kendall é uma ferramenta útil para detectar tendências significativas nos dados ao longo do tempo, enquanto a análise de EOF fornece informações sobre os padrões de variabilidade nos dados, independentemente de haver ou não uma tendência temporal significativa. As Componentes Principais (PCs) resultantes da análise de EOF representam as principais fontes de variabilidade nos dados e podem capturar padrões de variação espacial e temporal que não são necessariamente associados a tendências temporais detectadas pelo teste de Mann-Kendall. Assim, ao combinar essas duas abordagens, é possível obter uma compreensão mais completa da estrutura e comportamento dos dados oceanográficos.

#### 4.3.4 DECOMPOSIÇÃO DOS DADOS

Possivelmente a técnica estatística multivariada mais utilizada em oceanografia e meteorologia é a Análise de Componentes Principais (PCA). A técnica tornou-se popular para análise de dados atmosféricos após o artigo de Lorenz (1956), que a chamou de

Função Ortogonal Empírica (EOF), porém ambas se referem ao mesmo conjunto de procedimentos. Esta técnica é utilizada para analisar padrões de variabilidade climática com o objetivo de reorganizar conjuntos de dados em modos dominantes de variabilidade através de combinações lineares. Um campo é particionado em modos matematicamente ortogonais (independentes) que podem ser interpretados como modos atmosféricos e/ou oceanográficos (WILKS, 2006).

A vantagem da análise EOF é que ela fornece uma descrição compacta da variabilidade espacial e temporal de séries de dados em termos de funções ortogonais, ou "modos" estatísticos. Tais modos são extraídos a partir de matrizes de covariância que irão definir as regiões com padrões de variabilidade espacial e temporal similares. Geralmente, a maior parte da variância de uma série espacialmente distribuída está nas primeiras funções ortogonais cujos padrões podem então estar ligados a possíveis mecanismos dinâmicos (THOMSOM e EMERY, 2014).

Supondo a existência de uma matriz de dados originais  $X$  ( $n \times m$ ) que variam no espaço e no tempo:

$$X = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & \cdots & x_{1m} \\ x_{21} & x_{22} & \cdots & x_{2m} \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ x_{n1} & x_{n2} & \cdots & x_{nm} \end{bmatrix} \quad (10)$$

A partir dela é possível calcular a matriz variância-covariância  $S = X \cdot X^T$ , que contém a variância (medida do espalhamento da distribuição ao redor da média) e a covariância (medida estatística onde é possível comparar duas variáveis, permitindo entender como elas se relacionam entre si) associadas a diversas variáveis.

$$S = \begin{bmatrix} s_{11} & s_{12} & \cdots & s_{1m} \\ s_{21} & s_{22} & \cdots & s_{2m} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ s_{m1} & s_{m2} & \cdots & s_{mm} \end{bmatrix} \quad (11)$$

Da matriz  $S$  encontram-se os autovalores ( $\lambda_j$ ) (coeficientes de expansão temporal):

$$\lambda = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \lambda_m \end{bmatrix} \quad (12)$$

E autovetores ( $A_j$ ) (padrões espaciais):

$$A = \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1m} \\ a_{21} & a_{22} & \vdots & a_{2m} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ a_{m1} & a_{m2} & \dots & a_{mm} \end{bmatrix} \quad (13)$$

Na análise EOF, autovalores e autovetores são usados para descrever os modos espaciais ortogonais e as amplitudes associadas. Os autovalores são números que caracterizam a quantidade de variabilidade explicada por cada modo EOF e os autovetores são vetores que descrevem a estrutura espacial associada a cada modo EOF. Quanto maior o autovalor, mais variabilidade do conjunto de dados é explicada pelo correspondente modo EOF associado. Enquanto cada componente do autovetor indica como a variabilidade está distribuída espacialmente nos dados.

Em termos práticos, na análise EOF, os autovalores e autovetores são determinados pela decomposição espectral da matriz de covariância dos dados originais. Os autovalores indicam a importância relativa dos modos EOF, enquanto os autovetores indicam as direções espaciais desses modos. Ao calcular os modos EOF, eles são ordenados de acordo com a magnitude dos autovalores, sendo os primeiros modos associados aos maiores autovalores. Isso permite que se selecione um número menor de modos para representar eficientemente a variabilidade dos dados.

Como cada variável apresenta uma combinação de tendências espaciais e temporais, cada ponto da malha espacial é matematicamente interpretado como uma variável, com uma dada evolução temporal. A EOF é determinada através de um processo de mínimos quadrados lineares e os dados são ordenados por amplitude, e representam a porcentagem de variância das observações explicada por essa EOF. Assim, o primeiro modo explica a maior variância do sinal, o segundo modo explica o máximo possível da variância restante e assim por diante. Essas combinações lineares são escolhidas para representar a máxima fração possível da variabilidade contida nos dados originais. Os

elementos desses novos vetores são chamados de componentes principais (PCs) (WILKS, 2006).

Normalmente, apenas as duas ou três componentes principais com as maiores amplitudes são significativas, enquanto os outros podem estar abaixo do nível de ruído das observações. Os modos de variabilidade climática, como Oscilação Decadal do Pacífico (PDO), Oscilação Antártica (AAO), El Niño Oscilação Sul (ENOS) e Oscilação do Atlântico Norte (NAO), podem ser descritos em termos de EOFs e costumam estar representados nas primeiras componentes principais da análise. As apresentações de EOF incluem a série temporal computada da amplitude dos modos EOF dominantes (TALLEY *et al.*, 2011).

Este método tem como objetivo obter uma decomposição de um campo espaço-temporal contínuo  $X(t, \mathbf{S})$ , onde  $t$  e  $\mathbf{S}$  são tempo e espaço,  $M$  é o número de modos contidos no campo, usando um conjunto de funções de espaço  $u_k(\mathbf{S})$  e de expansão do tempo  $c_k(t)$  (LORENZ, 1956; HANACHI, JOLLIFFE e STEPHENSON, 2007).

$$X(t, \mathbf{S}) = \sum_{k=1}^M c_k(t) u_k(\mathbf{S}) \quad (14)$$

Em resumo, a metodologia EOF visa encontrar um novo conjunto de variáveis que capturem a maior parte da variância observada dos dados por meio de combinações lineares das variáveis originais (HANACHI, JOLLIFFE e STEPHENSON, 2007).

A amplitude e a potência na análise de EOF são conceitos distintos, mas ambos estão relacionados à decomposição de variabilidade espacial em modos ortogonais. A amplitude refere-se à magnitude dos coeficientes associados a cada modo EOF e indica a importância relativa de cada modo EOF na contribuição para a variabilidade espacial dos dados. Logo, modos com amplitudes maiores tem uma influência mais significativa. Já a potência é uma medida da fração ou porcentagem da variabilidade total dos dados que é explicada por cada modo EOF. Ela indica a contribuição percentual de cada modo para a explicação da variabilidade total. Modos com potência mais alta explicam uma maior parte da variabilidade.

Deste modo, a amplitude é uma medida direta dos coeficientes, enquanto a potência é uma medida relativa que considera a variabilidade total. Em resumo, a amplitude está mais relacionada à intensidade local de cada modo, enquanto a potência

está relacionada à capacidade de cada modo em explicar a variabilidade total dos dados. Ambos os conceitos são importantes para uma compreensão completa da decomposição de variabilidade espacial usando a análise EOF.

De maneira geral, a amplitude ( $A$ ) de um modo EOF pode ser obtida diretamente a partir dos coeficientes associados a esse modo. Então, se  $C_i$  são os coeficientes para um determinado modo EOF  $i$ , a amplitude  $A_i$  pode ser expressa como:

$$A_i = \sqrt{\sum_j C_{ij}^2} \quad (15)$$

Essa equação representa a magnitude dos coeficientes do modo EOF  $i$  e é uma forma de calcular a amplitude. Aqui,  $C_{ij}$  representa o coeficiente associado ao modo EOF  $i$  na localização espacial  $j$ , e a soma é feita sobre todas as localizações espaciais.

A equação para calcular a potência ( $P$ ) de um modo EOF  $i$  é dada pela razão entre a variabilidade explicada pelo modo e a variabilidade total. Essa relação é geralmente expressa como uma porcentagem. Deste modo, a equação é representada da seguinte forma:

$$P_i = \frac{\text{Variabilidade explicada pelo modo EOF}_i}{\text{Variabilidade Total}} \times 100\% \quad (16)$$

Muitas vezes, é difícil identificar os períodos de variabilidade dos eventos encontrados nas massas d'água. Para auxiliar nessa observação, foi realizada a análise da densidade espectral de potência das séries temporais, que mostra como a potência está distribuída ao longo das suas componentes de frequência. Esta densidade espectral foi computada em periodogramas calculados a partir da Transformada Rápida de Fourier (FFT), e aplicada sobre as amplitudes das três primeiras componentes principais. A FFT é um algoritmo que calcula a Transformada Discreta de Fourier (TDF) e a sua inversa (Teorema inverso de Fourier), e converte um sinal do domínio original para uma representação no domínio da frequência e vice-versa. Este método remove a média e a tendência de processos de maior larga escala que representam na série uma maior potência de baixa frequência (COOLEY e TUKEY, 1965).

O periodograma é uma estimativa não paramétrica da densidade espectral de potência de um processo aleatório estacionário. Quando calculado a partir da correlação

de uma série finita, o periodograma é a Transformada de Fourier Discreta da estimativa tendenciosa da sequência de autocorrelação. Assim, para um sinal  $x_n$ , amostrado em unidade de tempo, o periodograma pode ser definido como:

$$\hat{P}(f) = \frac{\Delta t}{N} \left| \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-j2\pi f \Delta t n} \right|^2, -1/2 \Delta t < f < 1/2 \Delta t \quad (17)$$

Onde  $\Delta t$  é o intervalo de amostragem. Para um periodograma unilateral, os valores em todas as frequências, exceto 0 e o Nyquist,  $1/2\Delta t$ , são multiplicados por 2 para que a potência total seja conservada. Neste trabalho, as componentes principais são apresentadas no domínio da frequência, considerando um intervalo de amostragem mensal, em um eixo  $\log x$ , com valores  $x$  em unidades de lambda (anos) ao invés da frequência (segundos, em Hz).

É importante mencionar que não há necessariamente uma relação direta, seja física ou matemática, entre as EOFs estatísticas e os modos de variabilidade analisados. Os resultados sugerem que os modos estão em conformidade com as restrições físicas impostas pelas equações governantes e pelas condições de contorno associadas (LEBLOND e MYSKAK, 1979; TOMPSOM e EMERY, 2014).

## 5. RESULTADOS

O transecto 038°W foi dividido em duas partes: entre o Equador e a latitude 12°N que está sob a influência das águas centrais do atlântico leste e atlântico sul (ACAS), e entre 15°N e 12°N que está sob a influência das águas centrais do Oceano Atlântico Norte (ACAN). Foram selecionadas as latitudes das boias pirata 00°35W, 04°N 038°W, 08°N 038°W, 12°N 038°W e 15°N 038°W para apresentação dos resultados devido a maior cobertura de dados históricos. Nestes pontos, foram analisados os pontos de máxima salinidade em subsuperfície que está localizado no limite inferior da AT, a parcela de água da ACAS/ACAN localizada entre 12°C e 13°C, e o mínimo de sal localizado no núcleo da AIAA. Estas três massas d'água fazem parte do ramo superior da AMOC que transporta sal, calor e nutrientes para o Oceano Atlântico Norte.

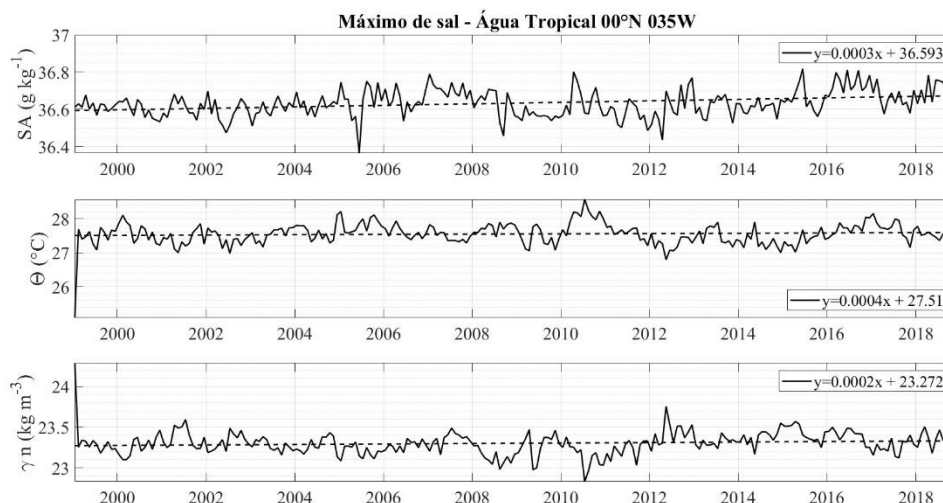
### 5.1 BOIA 00°N 035°W

#### 5.1.1 MÁXIMO DE SAL EM SUBSUPERFÍCIE

Na região equatorial, sob a influência do ramo norte da SEC que flui para oeste, foi observada uma tendência de aumento de aproximadamente 0,08 g kg<sup>-1</sup> nos valores de **salinidade absoluta** (valor médio de 36,63 g kg<sup>-1</sup>), de 0,08 °C na **temperatura conservativa** (valor médio 27,55°C), e de 0,06 kg m<sup>-3</sup> na **densidade neutra** (valor médio de 23,30 kg m<sup>-3</sup>) (Figura 8). Esses resultados sugerem uma mudança gradual e consistente nas características oceanográficas da região equatorial, possivelmente associada à dinâmica da SEC e a influência de outros fenômenos climáticos regionais.

O teste **Mann-Kendall** foi aplicado para examinar as tendências ao longo do tempo e os resultados indicam que há evidências estatísticas de aumento na salinidade e na densidade neutra, sugerindo que essas variáveis estão aumentando consistentemente ao longo do tempo. Por outro lado, o teste não detectou uma tendência monotônica significativa na série temporal de temperatura, o que sugere que o aumento observado nesta variável pode ser influenciado por outros fatores, como variações dos padrões sazonais (que foram controlados pela dessazonalização dos dados durante a análise) ou variações estocásticas (aleatórias), o que pode explicar a falta de uma tendência monotônica clara na temperatura ao longo do tempo.

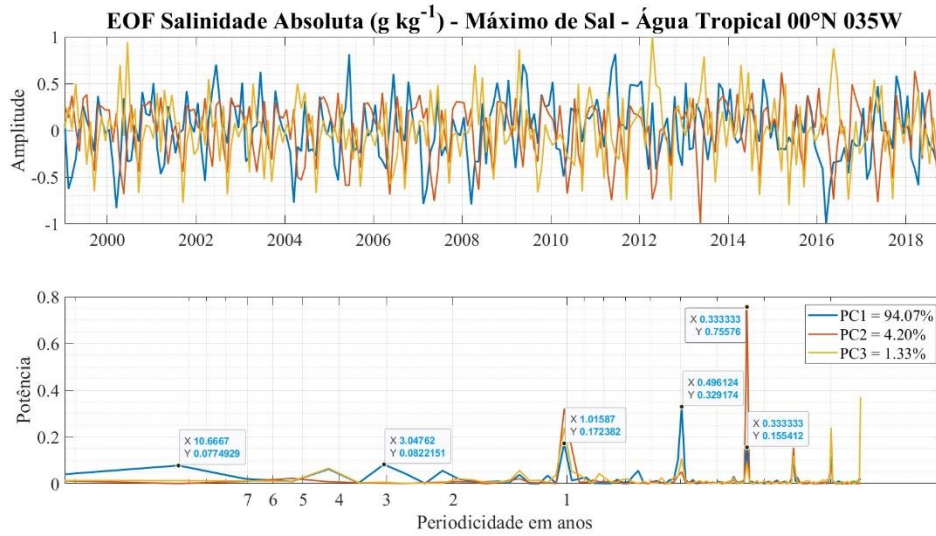
Figura 8 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta -  $S_A$  ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa -  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), e Densidade neutra -  $\gamma^n$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na Água Tropical de máxima salinidade em  $00^{\circ}\text{N}$   $035\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



Quando as séries são analisadas em termos de componentes principais, observa-se que a PC1 (representada pela linha azul) da **salinidade absoluta** da Água Tropical na região equatorial representa 94,07% da variabilidade encontrada nos dados. Isso sugere que ela tem uma influência dominante na variação global dos dados de salinidade absoluta, indicando padrões consistentes ou tendências pronunciadas ao longo do tempo. As maiores potências observadas na PC1 estão no período abaixo de 1 ano, mostrando uma **forte variabilidade sazonal e anual**. A maior potência da PC1 é de 0,33 e é observada no período de 5 meses, seguida por uma potência de 0,17 no período anual. Ela também responde a uma menor variabilidade no período de 3 e 4 anos com potência inferior a 0,1, condizente com o sinal do **ENOS**, e outra variabilidade no período **decadal**.

No entanto, a maior potência observada na série é de 0,75 na PC2 (representada pela linha laranja) e corresponde ao período de aproximadamente 3 meses, porém ela contribui com apenas 4,20% de toda variabilidade do sinal. As PC2 e PC3 (representada pela linha amarela) têm uma contribuição menor para a variabilidade total em comparação com a PC1, representando juntas menos de 5% da variabilidade total. Juntas, elas reforçam os padrões observados na PC1, especialmente em relação à variabilidade sazonal, anual e nos anos de ENOS. Isso sugere que, embora tenham uma influência menor, as PC2 e PC3 ainda desempenham um papel significativo nas variações sazonais e interanuais nos dados (Figura 9).

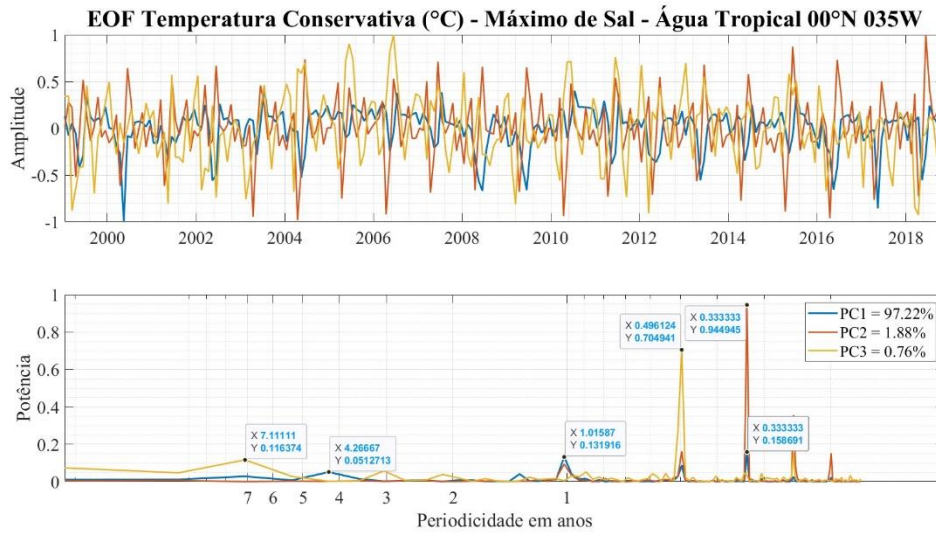
Figura 9 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $00^{\circ}035\text{W}$ .



A PC1 da **temperatura conservativa** do máximo de sal em subsuperfície da Água Tropical na região equatorial representa 97,22% da variabilidade climática da série. Ela confirma a forte influência de variações **sazonais e anuais** nos dados, além da influência do período típico dos fenômenos **ENOS** em torno de 4 anos, embora apresente potências abaixo de 0,1. A maior potência da PC1 é de 0,15 no período de 5 meses, porém ela representa metade da potência encontrada na salinidade para o mesmo período.

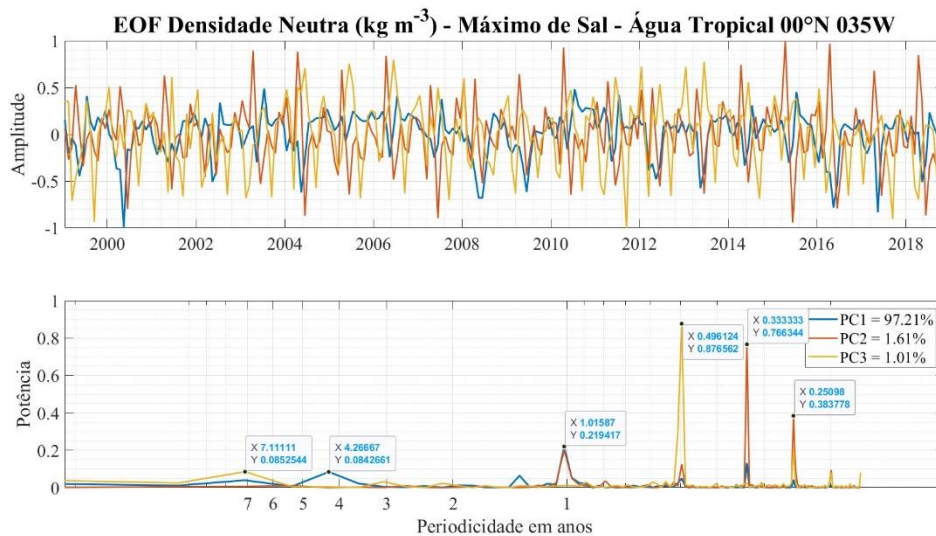
A PC2 (1,88%) e a PC3 (0,76%), apesar de representarem juntas menos de 3% da variabilidade, exibem as maiores potências e amplitudes do sinal em períodos inferiores a 1 ano. A PC2 tem potência de 0,95 em 3 meses e a PC3 0,70 em 5 meses. Isso sugere que, embora contribuam menos para a variabilidade total, ainda têm influência significativa em escalas temporais mais curtas e corroboram com as maiores potências da PC1 encontrada nestes períodos. O sinal decadal foi identificado na série, porém com potência inferior a 0,1 na PC3 (Figura 10).

Figura 10 EOF da Temperatura Conservativa –  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $00^{\circ}\text{N}$   $035\text{W}$ .



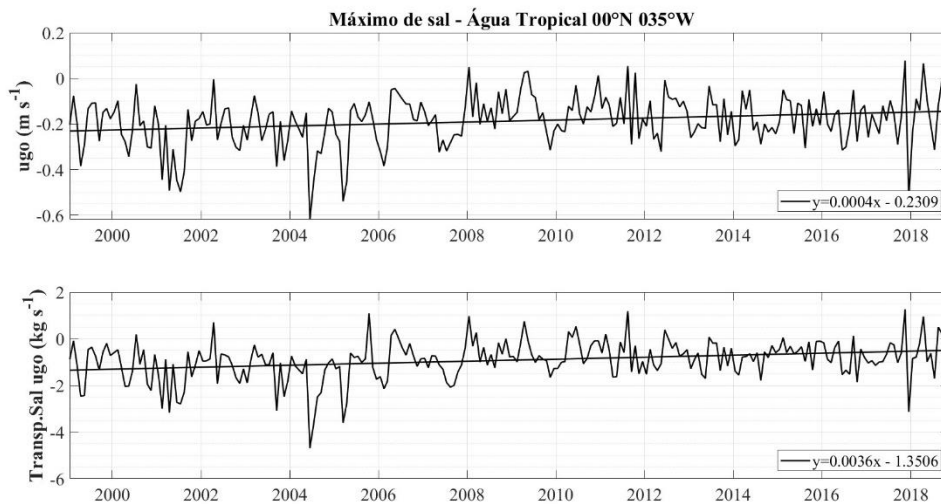
A PC1 da **densidade neutra** da Água Tropical na região equatorial explica 97,21% da variabilidade do sinal e diferente da salinidade absoluta e da temperatura conservativa, apresenta potência de 0,21 no período **anual** seguida por 0,13 no período **sazonal**. O período de 4 anos e 7 anos, correspondentes aos anos de **ENOS**, apresentam pequenas potências de 0,08 e 0,04 respectivamente. Observa-se novamente que as maiores amplitudes e potências correspondem às mudanças **sazonais** ao longo do ano nas PC2 (0,77 no período de 3 meses) e PC3 (0,87 no período de 5 meses), embora elas contribuam com apenas 3% do sinal (Figura 11).

Figura 11 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $00^{\circ}\text{N}$   $035\text{W}$ .



A **velocidade geostrófica zonal** transporta o máximo de sal em subsuperfície na região equatorial para **oeste** com um valor médio  $0,19 \text{ m s}^{-1}$ , porém ela apresenta uma tendência de desaceleração de aproximadamente  $0,09 \text{ m s}^{-1}$ . O **transporte médio de sal** associado é de  $0,92 \text{ kg s}^{-1}$  e segue o padrão de desaceleração da velocidade geostrófica zonal apresentando uma tendência de redução de  $0,85 \text{ kg s}^{-1}$  (Figura 12). As duas tendências observadas nesses parâmetros foram validadas pelo **teste Mann-Kendall** como hipóteses verdadeiras, sugerindo uma desaceleração consistente e significativa na velocidade da corrente e no transporte de sal nesta camada.

Figura 12 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e de Transporte de Sal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) associado na Água Tropical de máxima salinidade em  $00^\circ\text{N } 035^\circ\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.

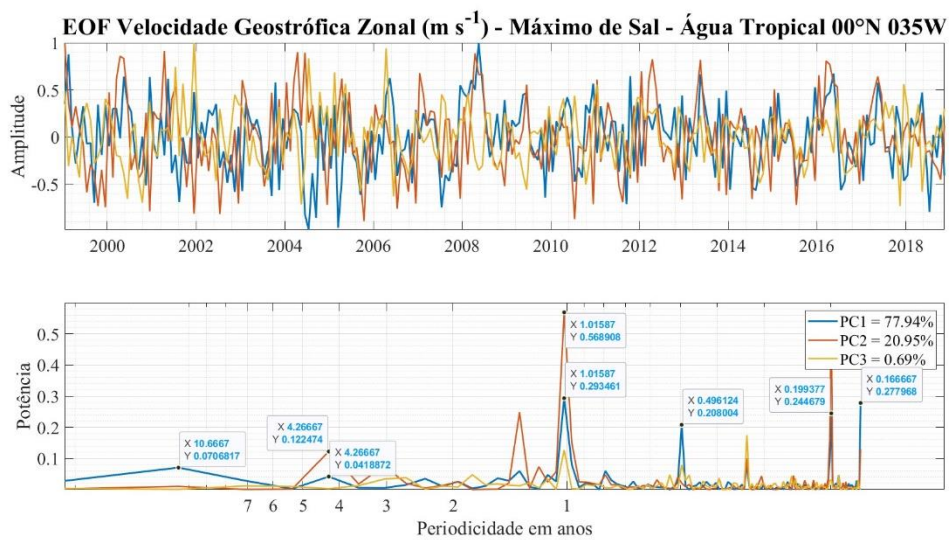


Na análise das componentes principais da **velocidade geostrófica zonal** no máximo de sal em subsuperfície na região equatorial, observa-se que a PC1 (em azul) é responsável por 77,94% da variabilidade do sinal e exibe sua maior potência (0,29) no período anual corroborado pela maior potência observada em toda série no valor de 0,57 representada pela PC2 (em laranja) e pela PC3 (em amarelo) em menor magnitude. Na PC1, os períodos 1, 2 e 5 meses são responsáveis pelas maiores potências depois do pico anual. A potência da variabilidade decadal (0,07) na PC1 é maior que a observada no período de 4 anos do ENOS (0,04), o que indica que embora esse fenômeno atmosférico esteja presente no sinal ele é sobreposto por uma variabilidade em períodos mais longos.

A PC2 da velocidade geostrófica zonal, embora represente uma porcentagem menor da variabilidade total (20%), mostra grandes amplitudes e um forte sinal anual e

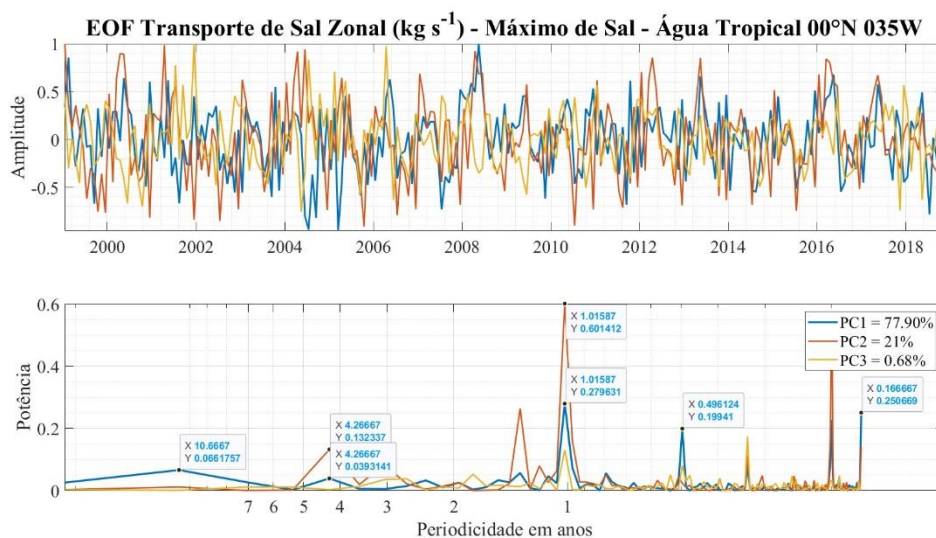
isto sugere que essa componente principal está associada a variações sazonais e anuais da velocidade zonal de maneira mais significativa que a PC1. O ENOS também apresenta maior potência na PC2, atingindo o valor, ainda que pequeno, de 0,12. A PC3 contribui com uma porcentagem ainda menor da variabilidade total (0,69%) e exibe amplitudes e potências menores, porém mais significativas, em períodos inferiores a 1 ano. Isso indica que essa componente captura variações de curto prazo e tem uma influência menor no sinal geral da velocidade geostrófica zonal nesta camada (Figura 13).

Figura 13 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $\text{m s}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $00^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ .



As componentes principais do **transporte de sal zonal** do máximo de sal em subsuperfície na região equatorial apresentam distribuições muito similares às da velocidade geostrófica, variando na porcentagem das componentes principais observadas. A PC1 é responsável por 77,90% da variabilidade do sinal e exibe a maior potência de 0,27 no período anual, seguida por variações mensais (potência de 0,25), bimestrais (potência de 0,23) e no período de 5 meses (potência de 0,20). Novamente a variação decadal é mais significativa (potência de 0,07) do que no período de 4 anos correspondente aos eventos de ENOS (potência de 0,04). A PC2 explica 21% dos dados e detém as maiores amplitudes da série, marcada por um forte sinal anual (potência de 0,60) e bimestral (potência de 0,57), o que sugere que essa componente está associada a fortes variações anuais e sazonais. A PC3 explica apenas 0,68% e é mais significativa em períodos inferiores a 1 ano (Figura 14).

Figura 14 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $00^{\circ}\text{N } 035^{\circ}\text{W}$ .

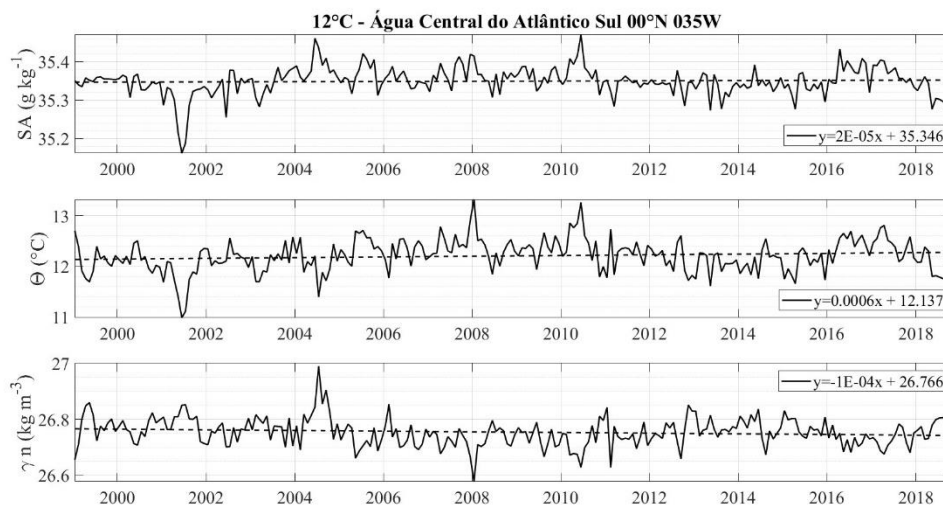


### 5.1.2 ÁGUA TIPO $12^{\circ}\text{C}$ - ACAS

Na parcela de água a  $12^{\circ}\text{C}$ , localizada na região mais profunda da ACAS, o ciclo de formação de massa d'água parece ser bem estabelecido ao longo dos anos e apresentam um padrão de variação cíclica que parece ocorrer em torno de 8 anos. Essa massa d'água apresenta valores médios de  $\Theta\text{-S}_A$   $12,21^{\circ}\text{C}$  e  $35,35 \text{ g kg}^{-1}$ . Existe uma tendência de diminuição da **densidade neutra** (valor médio de  $26,75 \text{ kg m}^{-3}$ ) de aproximadamente  $0,02 \text{ kg m}^{-3}$  provavelmente em resposta ao aquecimento de aproximadamente  $0,14^{\circ}\text{C}$  na **temperatura conservativa** registrada desta camada, apesar do aumento de cerca de  $0,01 \text{ g kg}^{-1}$  da **salinidade absoluta** (Figura 15). O teste de Mann-Kendall aplicado nas séries rejeitou as tendências observadas nas propriedades físicas desta massa d'água (hipótese falsa). Portanto, a falta de uma tendência monotônica sugere que essas mudanças podem ser influenciadas por variações sazonais e/ou estocásticas ao longo das décadas analisadas.

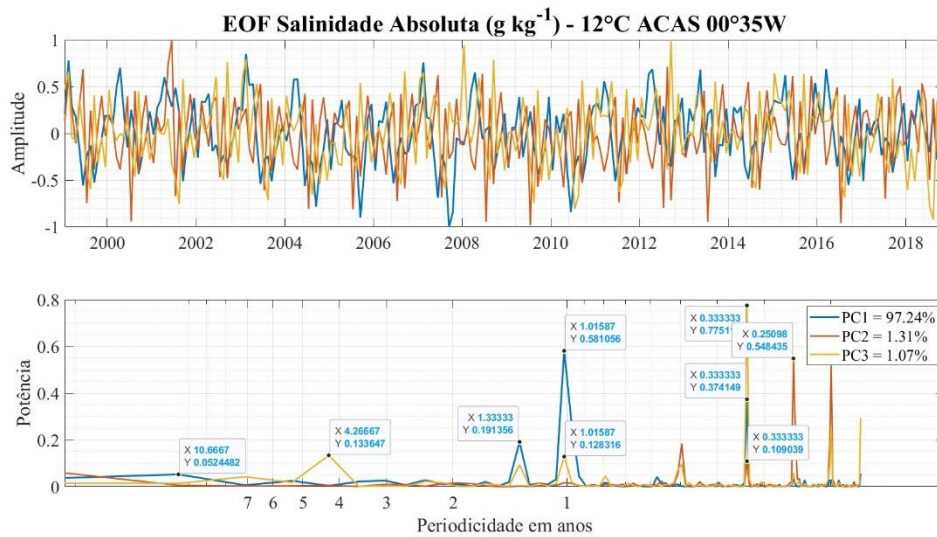
Figura 15 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta -  $S_A$  ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa -  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), e Densidade neutra -  $\gamma^n$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na região

correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Sul em 00°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



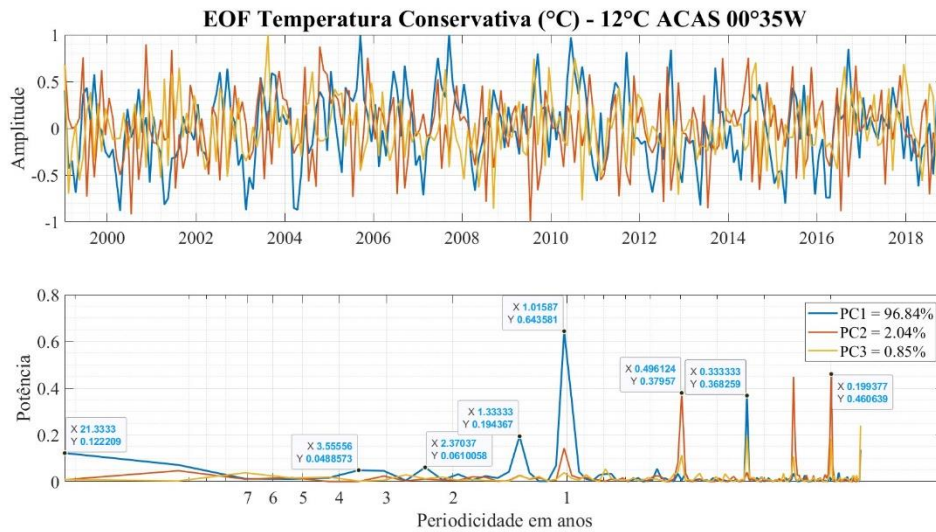
Assim como a Água Tropical, a PC1 que é responsável por 97,24% do sinal mostra que a **salinidade absoluta** da ACAS é fortemente influenciada por variações **anuais** com potências de 0,58 e 0,2, e **sazonais** com potência de 0,37 no período de 3 meses. Existe também uma influência **decadal** de potência 0,05 nos dados que se sobrepõe às pequenas variabilidades existentes no período típico de ocorrência de eventos de ENOS (entre 2 e 7 anos). As PC2 (1,31%) e PC3 (1,07%) capturam variações em escalas de tempo mais curtas, com potências maiores observadas em períodos inferiores a um ano. As maiores potências observadas nestas componentes foram 0,55 na PC2 no período de 2 meses e 0,77 na PC3 no período de 3 meses. A PC3 também mostra uma potência de 1,33 no período entre 4 e 5 anos, associada aos anos típicos dos eventos de ENOS (Figura 16).

Figura 16 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da Água Central do Atlântico Sul em  $00^\circ035\text{W}$ .



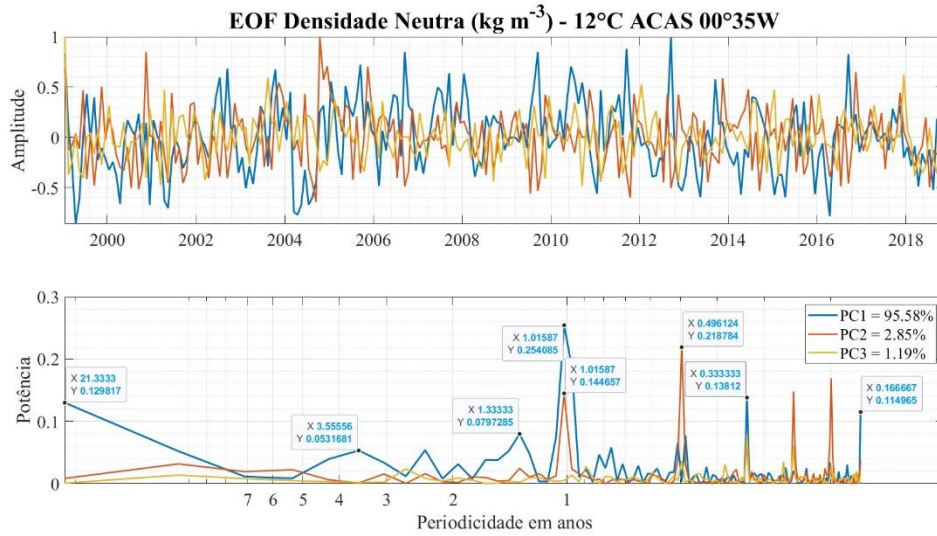
As variações de **temperatura conservativa** na região da ACAS seguem um padrão semelhante às variações de salinidade absoluta, com uma predominância de variações **anuais** indicadas pela PC1 (96,84%). Os dois picos anuais da PC1 (em azul) são representados por potências nos valores de 0,64 (maior valor observado na série) e 0,19. O período de 3 meses apresenta a segunda maior potência da PC1, com valor de 0,36. Também é observada a influência aproximadamente **decadal** na PC1 da temperatura, com valores de 0,12 em torno de 20 anos. Estas potências são maiores do que as observadas no período típico de ENOS (entre 2 e 7 anos), que variam de 0,04 a 0,06. As PC2 (laranja - 2,04%) e PC3 (amarelo - 0,85%), apesar de contribuírem com uma porcentagem menor da variabilidade total, mostram maior potência em escalas temporais mais curtas, com valores até 0,46, indicando uma variabilidade mais rápida nesta propriedade (Figura 17).

Figura 17 EOF da Temperatura Conservativa –  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) na região correspondente a  $12^{\circ}\text{C}$  na base da Água Central do Atlântico Sul em  $00^{\circ}035\text{W}$ .



As potências da **densidade neutra** da ACAS estão em menor escala (0 a 0,3) quando comparadas as potências de salinidade absoluta e de temperatura conservativa. No espectro de potência da densidade neutra é possível observar que esta propriedade responde fortemente à variação anual na PC1 (azul – 95,58%), com dois picos potência em 0,25 e 0,08. O período de 3 meses apresenta a segunda maior potência da PC1, com valor de 0,14, seguido por uma influência aproximadamente **decadal** com valores de 0,13 em torno de 20 anos. Estas potências são maiores do que as observadas no período típico de eventos ENOS (entre 2 e 7 anos) e variam de 0,05 a 0,08. As PC2 (laranja - 2,85%) e PC3 (amarelo – 1,19%), apesar de contribuírem com uma porcentagem menor da variabilidade total, mostram maior potência em escalas temporais mais curtas, com valores até 0,46, indicando uma variabilidade mais rápida nesta propriedade (Figura 18).

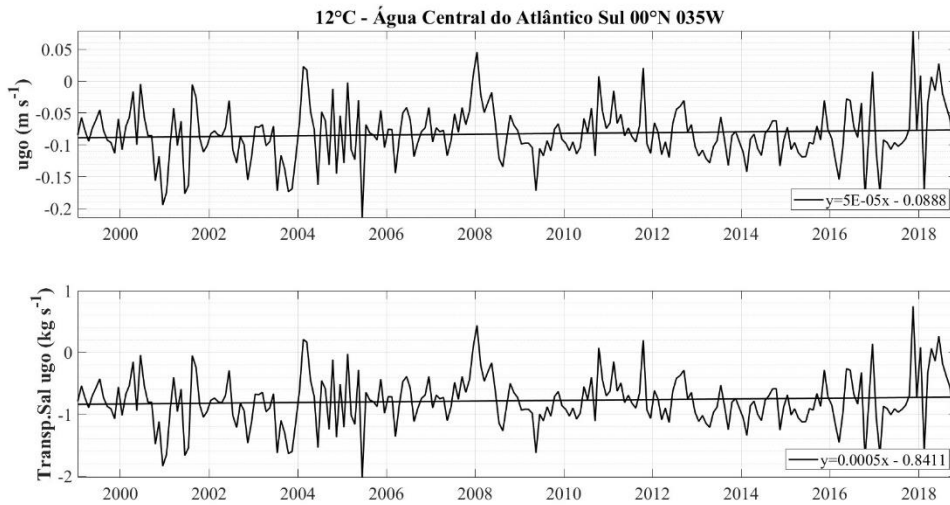
Figura 18 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da Água Central do Atlântico Sul em  $00^\circ\text{N } 035^\circ\text{W}$ .



A **velocidade geostrófica zonal** na ACAS transporta a massa d'água para oeste com uma média de  $0,08 \text{ m s}^{-1}$ , porém apresenta uma tendência de desaceleração de  $0,01 \text{ m s}^{-1}$ . O **transporte de sal para oeste** é de  $0,78 \text{ kg s}^{-1}$  com uma tendência de diminuição e  $0,12 \text{ kg s}^{-1}$  ao longo das décadas analisadas (Figura 19). No entanto o **teste de Mann-Kendall** rejeitou as tendências observadas na velocidade zonal e no transporte de sal (hipótese falsa). Porém, a desaceleração nesta camada é consistente com as tendências de desaceleração observadas no máximo de sal em subsuperfície da Água Tropical, que foram validadas como tendências verdadeiras pelo teste. As variações observadas nessa massa d'água são pequenas, o que também pode influenciar no resultado negativo do teste. Não é possível desconsiderar que a massa d'água também possa estar respondendo a outros processos sazonais e/ou estocásticos.

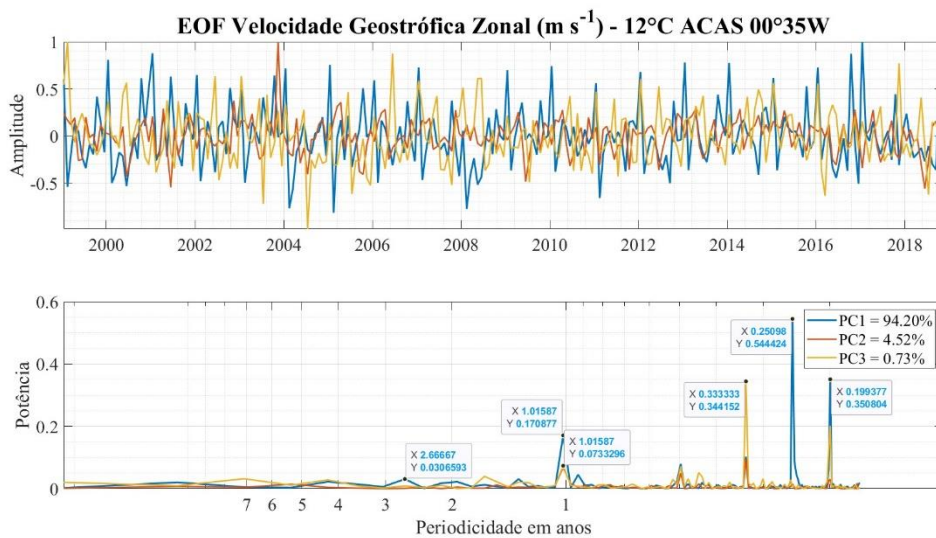
Figura 19 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal – ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e transporte de sal associado ( $\text{kg s}^{-1}$ ) na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da Água

Central do Atlântico Sul em 00°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



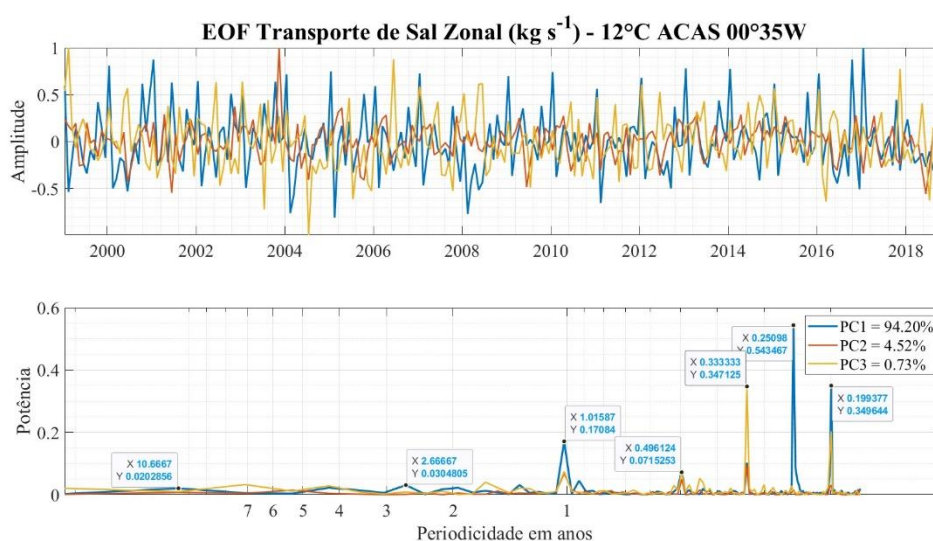
Na análise de componentes principais, observa-se que a **velocidade geostrófica zonal** na ACAS apresenta potências mais expressivas nos períodos inferiores a um ano. A PC1 representa 94,20% do sinal e detém as maiores potências da série no período aproximadamente bimestral nos valores de 0,54 e 0,35, além de uma potência de 0,17 no período anual. As PC2 (4,52%) e PC3 (0,73%) também demonstram maior potência no período abaixo de 1 ano, com potências de até 0,34 neste período. A variabilidade da velocidade no período de ENOS não ultrapassa as potências de 0,03 na PC1 (Figura 20).

Figura 20 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $m s^{-1}$ ) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Sul em 00°035W.



O **transporte de sal zonal** nesta camada da ACAS apresenta distribuições muito similares às observadas na análise de EOF da velocidade geostrófica zonal. As potências mais expressivas estão concentradas nos períodos inferiores a um ano. A PC1 (azul - 94,20%) apresenta dois picos significativos de 0,54 e 0,35 no período aproximadamente bimestral, além de um pico de 0,17 no período anual. As PC2 (laranja - 4,52%) e PC3 (amarelo - 0,73%) também demonstram maior potência no período inferior a 1 ano, com maior potência observada no valor 0,35 em 3 meses na PC3 (Figura 21).

Figura 21 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da Água Central do Atlântico Sul em  $00^\circ035\text{W}$ .

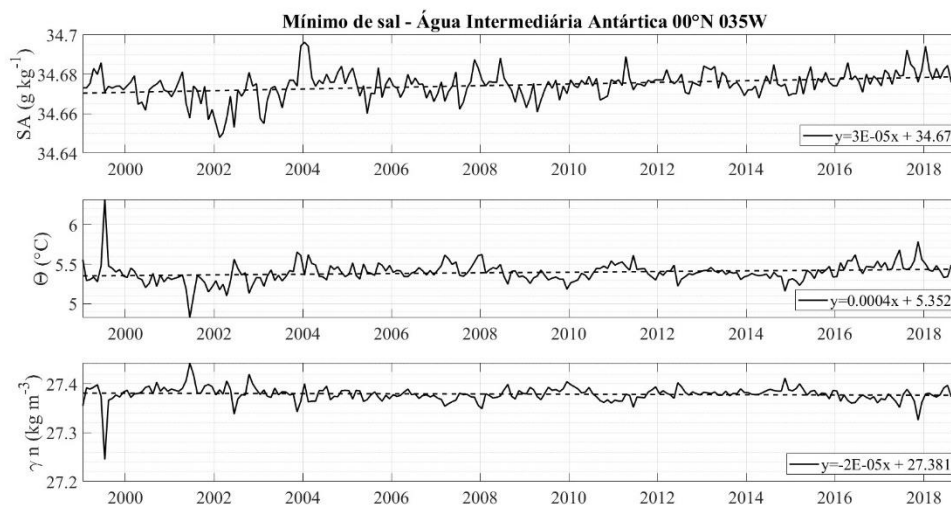


### 5.1.3 MÍNIMO DE SAL - AIAA

O núcleo da AIAA, marcado pelo mínimo de salinidade da seção, apresenta um par  $\Theta$ - $S_A$  médio  $5,39^\circ\text{C}$  e  $34,67 \text{ g kg}^{-1}$ , com **densidade neutra** média de  $27,38 \text{ kg m}^{-3}$ . Apresentou uma tendência de aumento de  $0,01 \text{ g kg}^{-1}$  nos valores de **salinidade absoluta** e de  $0,08^\circ\text{C}$  na **temperatura**, com resposta na densidade neutra que ficou  $0,005 \text{ kg m}^{-3}$  menos densa nas duas últimas décadas (Figura 22). O teste de Mann-Kendall, aplicado às séries temporais das propriedades físicas nesta massa d'água, confirmou as tendências observadas (hipótese verdadeira), validando assim os resultados de aumento na salinidade absoluta e na temperatura, assim como a resposta correspondente na densidade neutra ao longo do período analisado.

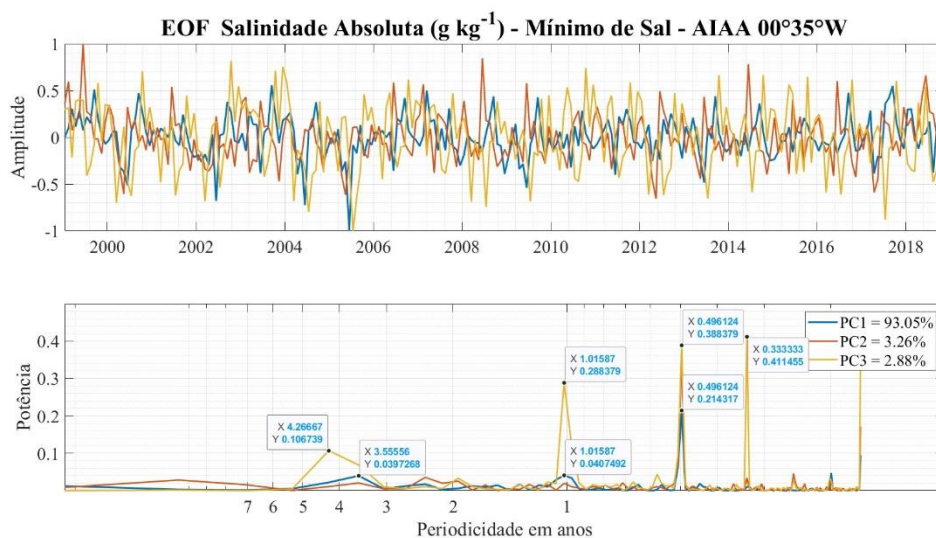
Figura 22 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta -  $S_A$  ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa -  $\Theta$  ( $^\circ\text{C}$ ), e Densidade neutra -  $\gamma^n$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) no mínimo de sal

encontrado na Água Intermediária Antártica em 00°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



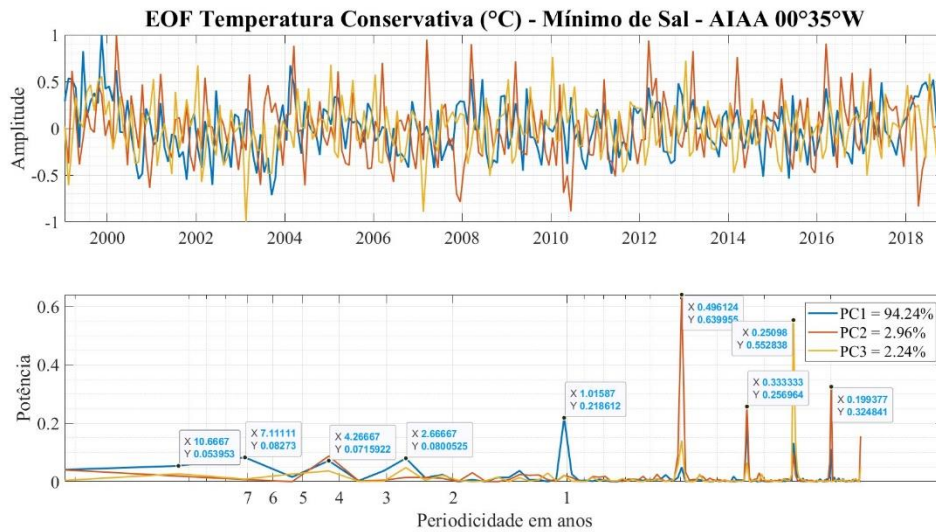
No núcleo da AIAA, a **salinidade absoluta** apresenta as maiores potências na PC3 (em amarelo) no período inferior a 1 ano e no período de ENOS entre 4 e 5 anos, porém ela representa apenas 2,88% da variabilidade observada na série. As maiores potências observadas nesta componente são 0,41 em 3 meses, 0,38 em 5 meses, 0,37 entre 1 e 2 meses e 0,29 no período anual. A PC1 (azul) que representa 93,05% da série apresenta potência máxima de 0,2 no período de aproximadamente 5 meses. As variabilidades anuais e no período típico de ENOS tem potências muito similares em torno de 0,4 o que indica que a salinidade absoluta varia de maneira similar nestes períodos. A PC2 (laranja - 3,26%) tem pequena contribuição na variabilidade desta propriedade (Figura 23).

Figura 23 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $00^{\circ}\text{N } 035^{\circ}\text{W}$ .



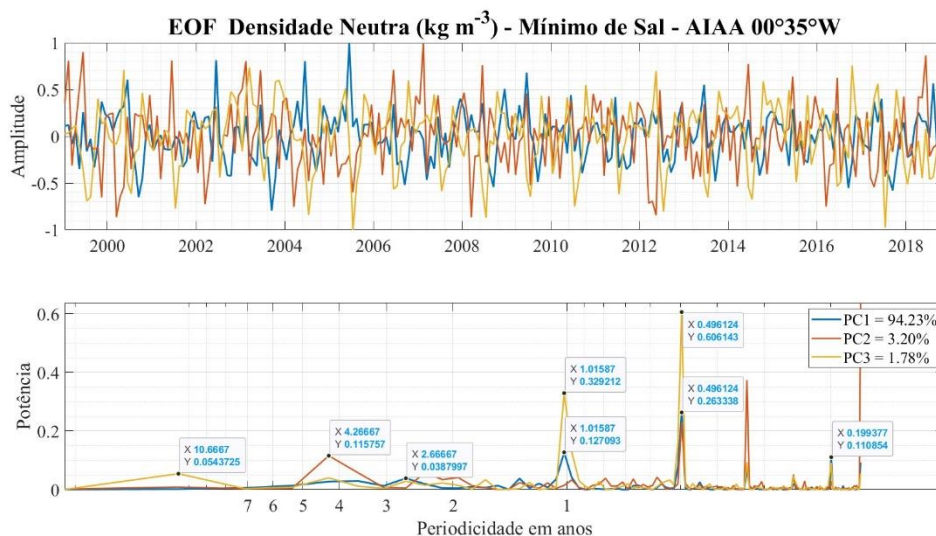
No núcleo da AIAA presente na região equatorial, a PC1 (azul) da **temperatura conservativa** representa a maior parte do sinal (94,24%) e indica uma variabilidade significativa tanto no período anual (com potência de 0,22) quanto nos anos típicos de ENOS (entre 2 e 7 anos) com potências entre 0,07 e 0,08, com um reflexo decadal de potência 0,05. Porém embora contribuam com uma porcentagem menor da variabilidade total, a PC2 (laranja - 2,96%) e a PC3 (amarelo - 2,24%) apresentam as maiores potências do sinal (0,63 em 5 meses e 0,55 em 2 meses, respectivamente) localizadas em escalas de tempo inferiores a um ano, sugerindo variações mais rápidas e de curto prazo na temperatura (Figura 24).

Figura 24 EOF da Temperatura Conservativa –  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $00^{\circ}\text{N}$   $035^{\circ}\text{W}$ .



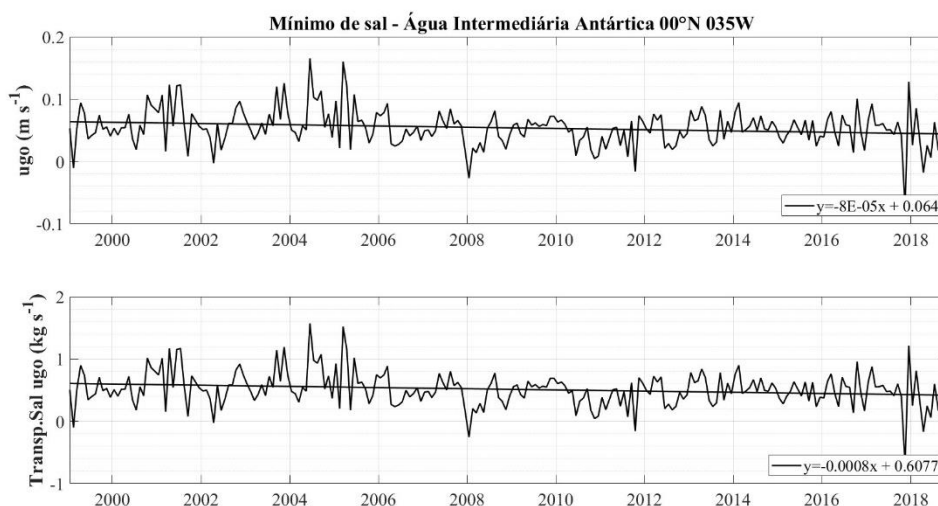
A **densidade neutra** do núcleo da AIAA responde a variabilidades sazonais e anuais de maneira mais significativa. A PC1 (azul - 94,23%) representa a maior parte da variabilidade da série e exibe potências significativas tanto no período de 5 meses (0,26) quanto no período de 1 ano (0,13). A PC2 (laranja - 3,20%) apresenta a maior potência observada na série (0,64) e está localizada no período mensal. Já a PC3 (amarelo - 1,78%) tem a segunda maior potência do sinal (0,60) localizada no período de 5 meses (Figura 25). A variação nos anos de ENOS é mais significativa na PC2 com potência de 0,12, enquanto na variação decadal predomina a PC3 com potência de 0,05.

Figura 25 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $00^{\circ}\text{N}$   $035^{\circ}\text{W}$ .



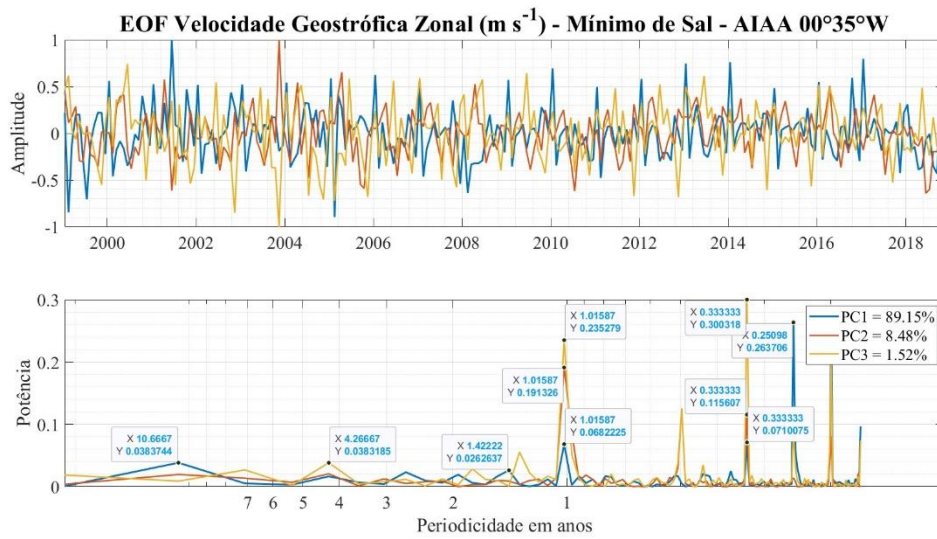
Em contraste com as camadas acima, a **velocidade zonal** no núcleo da AIAA é positiva, fluindo na direção leste com valor médio de  $0,05\text{ m s}^{-1}$ , porém ela também observou uma tendência de diminuição de  $0,02\text{ m s}^{-1}$ . O **transporte médio de sal** é de  $0,51\text{ kg s}^{-1}$ , com uma tendência de desaceleração de  $-0,19\text{ kg s}^{-1}$  ao longo das décadas (Figura 26). O **teste de Mann-Kendall** confirmou as tendências monotônicas observadas na velocidade geostrófica zonal e no transporte de sal, indicando que essas mudanças são estatisticamente significativas.

Figura 26 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal – ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e transporte de sal associado ( $\text{kg s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $00^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



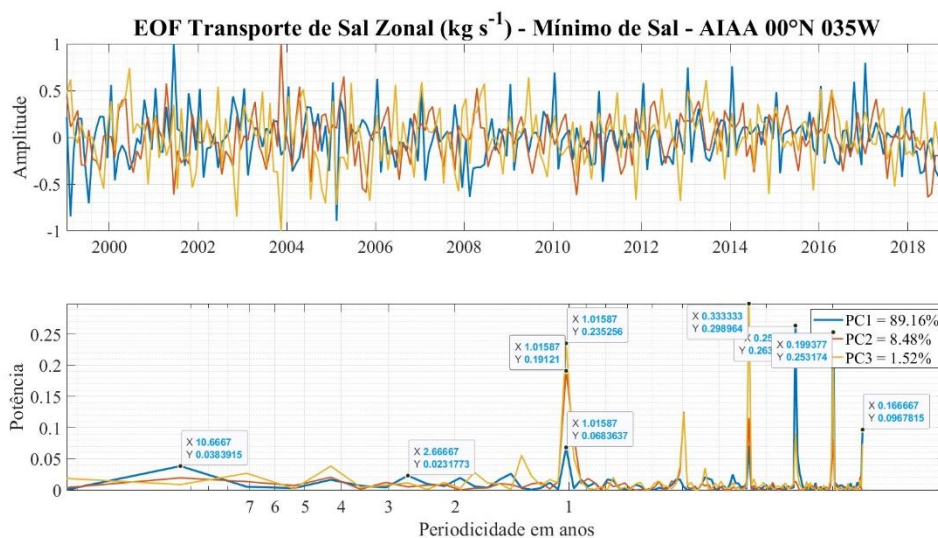
Na análise da **velocidade geostrófica zonal**, as maiores potências das componentes principais são observadas nos períodos abaixo de 1 ano. A maior potência observada na série é de 0,3 na PC3 (amarelo - 1,52%) e corresponde ao período de aproximadamente 3 meses. Este mesmo período também é composto pela variabilidade da PC2 (laranja - 8,48%) e da PC1 (azul - 89,15%) da variabilidade o que indica que este período é significativo nos dados de velocidade. A PC1 exibe sua maior potência em dois picos no período de aproximadamente 2 meses com potências de 0,26 e 0,25, seguido por variações anuais de potência 0,068, e variações decadais de potência 0,04 que se sobrepõe as potências de 0,02 dos anos de ENOS (entre 2 e 7 anos) (Figura 27).

Figura 27 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $\text{m s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $00^{\circ}\text{N } 035^{\circ}\text{W}$ .



A variabilidade do **transporte de sal zonal** no mínimo de sal do núcleo da AIAA é muito similar à observada na velocidade geostrófica zonal. A maior potência da série é observada na PC3 (amarelo - 1,52%) e corresponde ao valor de 0,3 no período de aproximadamente 3 meses. Este mesmo período também é composto pela PC2 (laranja), que contribui com 8,48% da variabilidade e pela PC1, que corresponde a 89,16% do sinal. A PC1 exibe sua maior potência em dois picos no período de aproximadamente 2 meses com potências de 0,25 e 0,26, seguido por variações anuais de potência 0,07 corroboradas por variações na PC2 e PC3, além de variações decadais com potência de 0,04 e nos anos de ENOS com potência 0,23 (Figura 28).

Figura 28 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $00^\circ\text{N } 035^\circ\text{W}$ .



Em resumo, tanto a salinidade quanto a temperatura aumentaram em todas as massas d'água na região equatorial, resultando em uma esperada redução nos valores de densidade neutra. Além disso, observou-se uma diminuição na velocidade do transporte de sal nessas massas d'água. Essas mudanças têm implicações para o ramo superior da AMOC, uma vez que a AT e a ACAS fluem para o oeste. As massas d'água apresentam padrões de variabilidade dominados pelos sinais anual e sazonal, além de influência de períodos decadais e sinais fracos da influência de eventos ENOS.

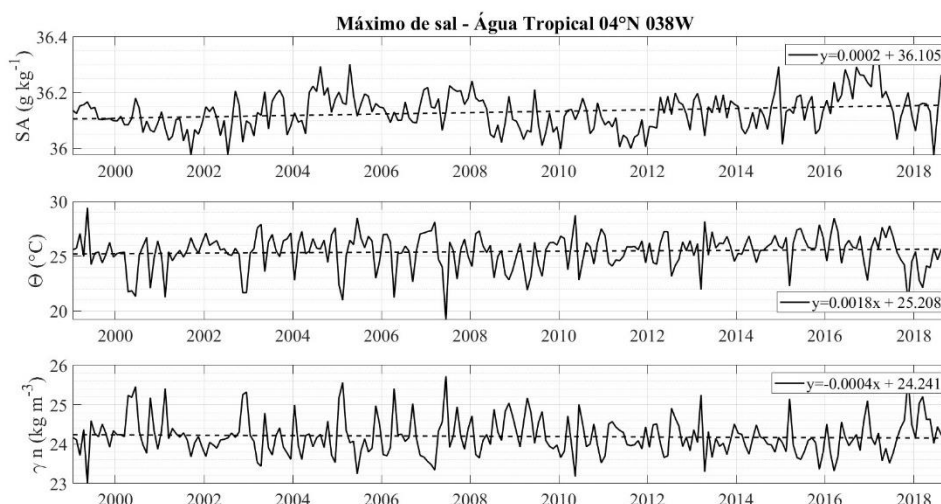
## 5.2 BOIA $04^\circ\text{N } 038^\circ\text{W}$

### 5.2.1 MÁXIMO DE SAL EM SUBSUPERFÍCIE

Em  $4^\circ\text{N } 038^\circ\text{W}$ , sob a influência da NEUC que flui para leste, o máximo de sal em subsuperfície apresentou um aumento nos valores de **salinidade absoluta** e **temperatura conservativa**, e uma diminuição nos valores de **densidade neutra**, acompanhando uma massa d'água mais quente. Os valores médios de  $\Theta-S_A$  são  $25,43^\circ\text{C}$  e  $36,13 \text{ g kg}^{-1}$ , com tendência de aumento de  $0,43^\circ\text{C}$  e  $0,05 \text{ g kg}^{-1}$ . A densidade neutra média é  $24,20 \text{ kg m}^{-3}$  com tendência de diminuição  $0,09 \text{ kg m}^{-3}$  (Figura 29). O teste de **Mann-Kendall** confirmou que existe uma tendência de aumento na salinidade absoluta ao longo do tempo. No entanto, o teste não encontrou evidências estatísticas suficientes

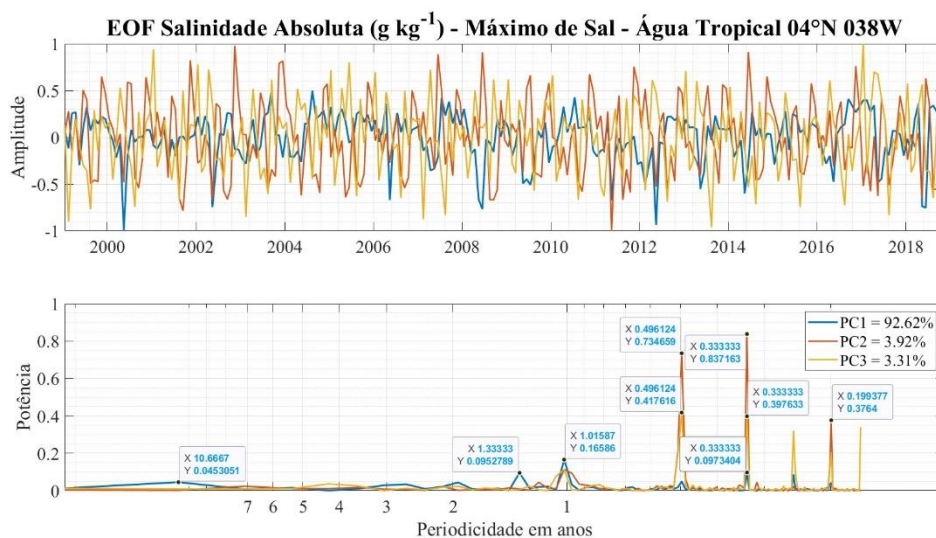
para validar as tendências observadas na temperatura e na densidade como sendo verdadeiras. Isso sugere que as variações observadas na temperatura e na densidade podem ser resultado de variações sazonais e/ou estocásticas nos dados.

Figura 29 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta -  $S_A$  ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa -  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), e Densidade neutra -  $\gamma^n$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na Água Tropical de máxima salinidade em  $04^{\circ}\text{N}$   $038^{\circ}\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



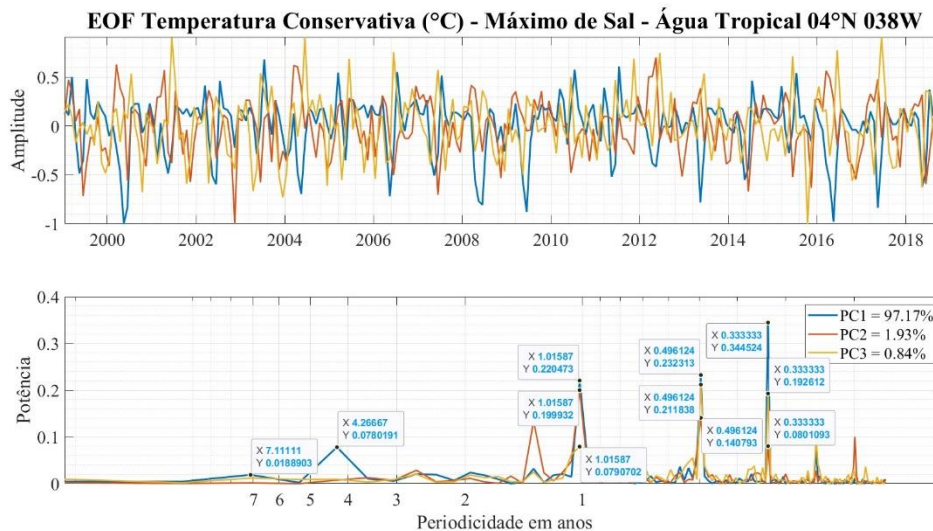
Na análise das componentes principais do máximo de sal em subsuperfície em  $4^{\circ}\text{N}$ , observa-se que as maiores potências de **salinidade absoluta** ocorrem na PC2 (laranja - 3,92%) com valores de 0,84 em torno de 3 meses e 0,73 em torno de 5 meses. A PC3 (amarelo - 3,31%) corrobora com a variabilidade indicada pela PC2 no período abaixo de 1 ano e apresenta as maiores potências em 3 a 5 meses. A PC1 (azul - 92,62%) que responde por 92,62% da variabilidade do sinal responde mais significativamente no período anual com dois picos de potências menores em 0,17 e 0,1. A PC1 acompanha a variabilidade da PC2 e PC3 em 3 e 5 meses, reforçando a significância deste período na variabilidade da salinidade nesta latitude. Isso sugere que a variabilidade do sinal é dominada por padrões que ocorrem em escalas de tempo mais curtas (Figura 30).

Figura 30 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $04^{\circ}\text{N } 038'\text{W}$ .



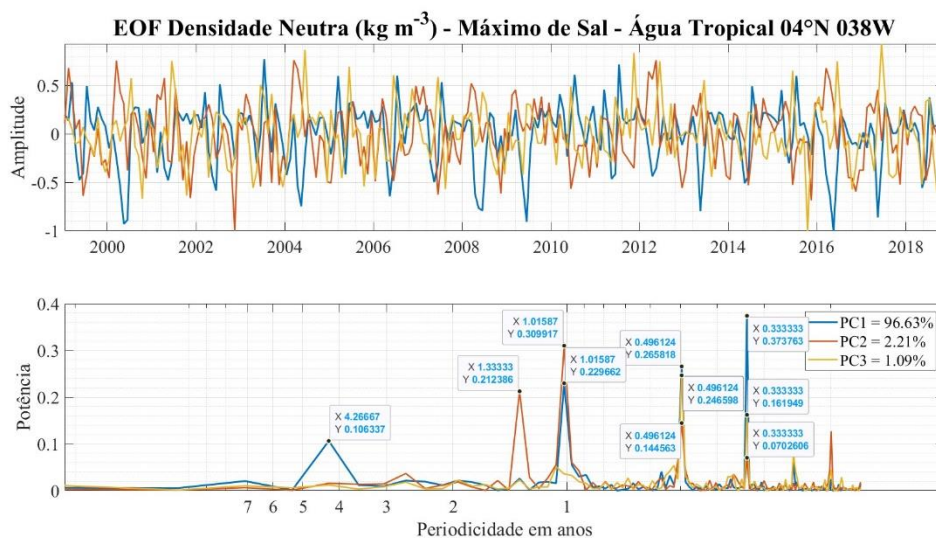
A análise das componentes principais dos dados de **temperatura conservativa** no máximo de sal em  $04^{\circ}\text{N}$  indica uma forte resposta às variações sazonais e anuais, assim como a salinidade absoluta. As maiores potências observadas na série estão localizadas na PC1 (azul - 97,17%) nos períodos de 3 e 5 meses, com valores de 0,34 e 0,23, e no período anual com 0,22. Estas observações na PC1 são corroboradas pela ocorrência da PC2 (laranja - 1,93%) e PC3 (amarelo - 0,84%) nos mesmos períodos, reforçando a variabilidade dos dados nestes períodos. A PC3 apresenta potências de 0,19 em 3 meses, 0,21 em 5 meses e 0,08 em 1 ano. Enquanto a PC2 apresenta potências de 0,08 em 3 meses, 0,14 em 5 meses e 0,2 em 1 ano. Existe uma variabilidade da PC1 com potência de 0,08 em aproximadamente 4 anos e de 0,02 em 7 anos, período típico dos eventos de ENOS, porém são menos significativos do que as variabilidades sazonais e anuais observadas (Figura 31).

Figura 31 EOF da Temperatura Conservativa –  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $04^{\circ}\text{N}038^{\circ}\text{W}$ .



A **densidade neutra** no máximo de sal em  $04^{\circ}\text{N}$  demonstra uma correlação próxima com a variabilidade de temperatura e salinidade, refletindo padrões semelhantes sazonais e anuais. A PC1 (azul - 96,63%) apresenta a maior potência da série no período de 3 meses com valor de 0,37, seguida por uma variabilidade menor no período de 5 anos com potência de 0,27 e no período anual com potência de 0,23. A PC2 (laranja - 2,21%) e PC3 (amarelo - 1,09%) corroboram com a variabilidade encontrada nos períodos abaixo de 1 ano. A PC2 apresenta potência de 0,31 no período anual, se sobrepondo em magnitude à variabilidade da PC1 no mesmo período. A PC3 apresenta 0,25 de potência em 5 meses. E seguindo a tendência observada na temperatura, observa-se uma variabilidade da PC1 no período de aproximadamente 4 anos, típico de eventos de ENOS, com potência de 0,11, demonstrando uma correlação entre estas duas propriedades nestes eventos e que não envolve mudanças na salinidade (Figura 32).

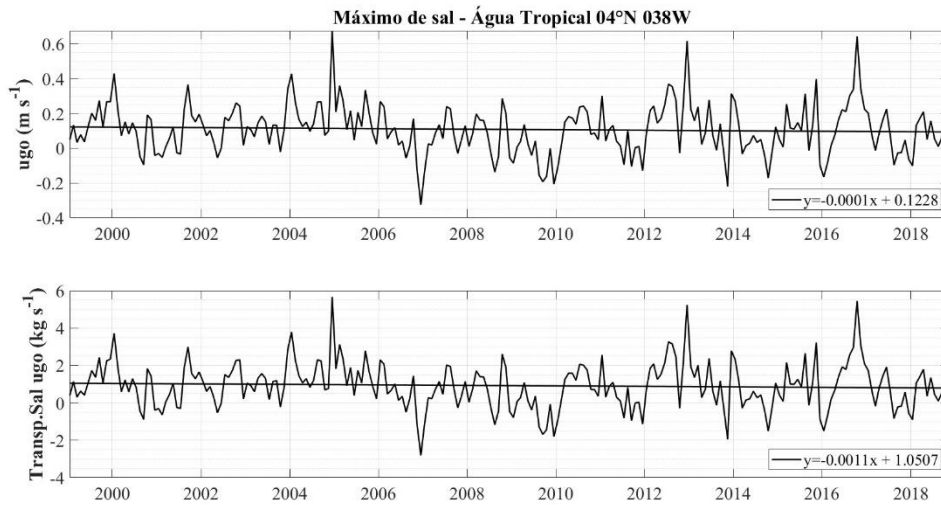
Figura 32 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $04^{\circ}\text{N } 038^{\circ}\text{W}$ .



A **velocidade geostrófica zonal** observada no máximo de sal em subsuperfície na região de  $4^{\circ}\text{N}$  corresponde à região da NEUC, indicando o transporte de águas superficiais para leste acima do equador. Com valor médio de  $0,11 \text{ m s}^{-1}$ , essa corrente segue na direção leste da bacia com uma tendência de desaceleração de  $0,03 \text{ m s}^{-1}$ . O **transporte médio de sal** é de  $0,92 \text{ kg s}^{-1}$  e acompanha as tendências observadas na velocidade geostrófica, com diminuição de  $0,26 \text{ kg s}^{-1}$ . A partir de 2007 parece haver maiores eventos de inversão de corrente o que pode influenciar a tendência de desaceleração observada tanto nos dados de velocidade zonal quanto nos dados de transporte de sal (Figura 33). O **teste de Mann-Kendall** não confirmou as tendências observadas nos dados, rejeitando as hipóteses. Assim como nos dados de salinidade absoluta, temperatura conservativa e na densidade neutra, as tendências encontradas podem ser resultado de variações sazonais e/ou estocásticas nos dados.

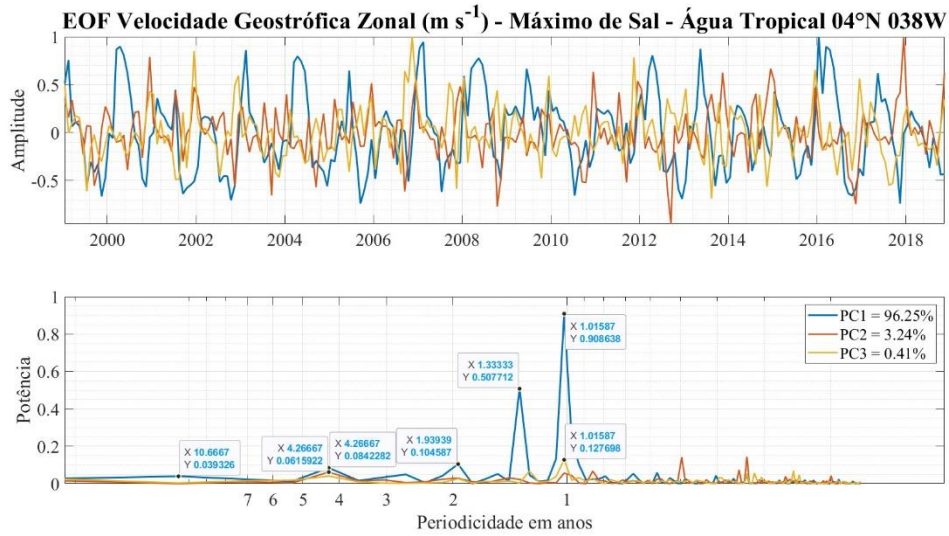
Figura 33 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e de Transporte de Sal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) associado na Água Tropical de máxima salinidade em

04°N 038'W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



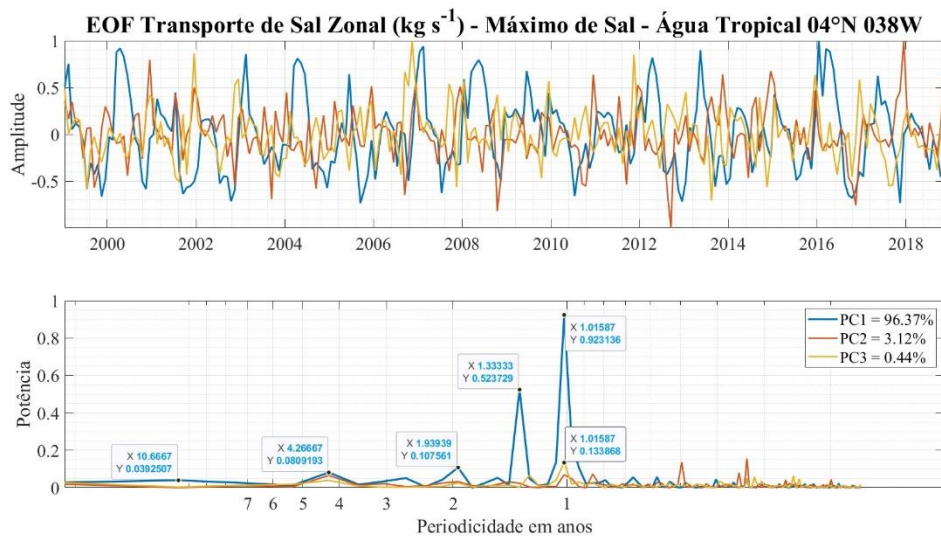
A forte variabilidade anual na **velocidade zonal** do máximo de sal em subsuperfície em 04°N é caracterizada por dois picos anuais com potência de 0,9 e 0,51 na PC1 (azul) que representa 96,25% do sinal. Esta variabilidade se assemelha à observada nas propriedades físicas dessa massa d'água, o que demonstra que esta corrente desempenha um papel importante no transporte de propriedades da água do mar ao longo do tempo, principalmente no período anual. Também foram identificadas potências menores nos anos típicos de ENOS, com potências abaixo de 0,1, e uma pequena variabilidade decadal com potência 0,04. A PC2 (laranja - 3,24%) e PC3 (amarelo - 0,41%) apresentam menor contribuição na variabilidade, com potências abaixo de 0,1 (Figura 34).

Figura 34 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $\text{m s}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ .



A variabilidade do **transporte de sal** no máximo de sal em subsuperfície em  $04^{\circ}\text{N}$  segue o mesmo padrão de variabilidade da velocidade geostrófica zonal, como esperado. Destaca-se uma forte variabilidade anual na PC1 (azul) que é responsável por 96,37% do sinal observado com dois picos de potência 0,92 e 0,52. Além disso, é evidente a variabilidade nos anos de ENOS, porém com potências abaixo de 0,1 em 2 e 4 anos, e no período decadal com uma potência de 0,04. A PC2 (laranja) contribui com 3,12% da variabilidade, enquanto a PC3 (amarelo) contribui com 0,44% da variabilidade total observada nos dados e não apresentam potências acima de 0,1(Figura 35).

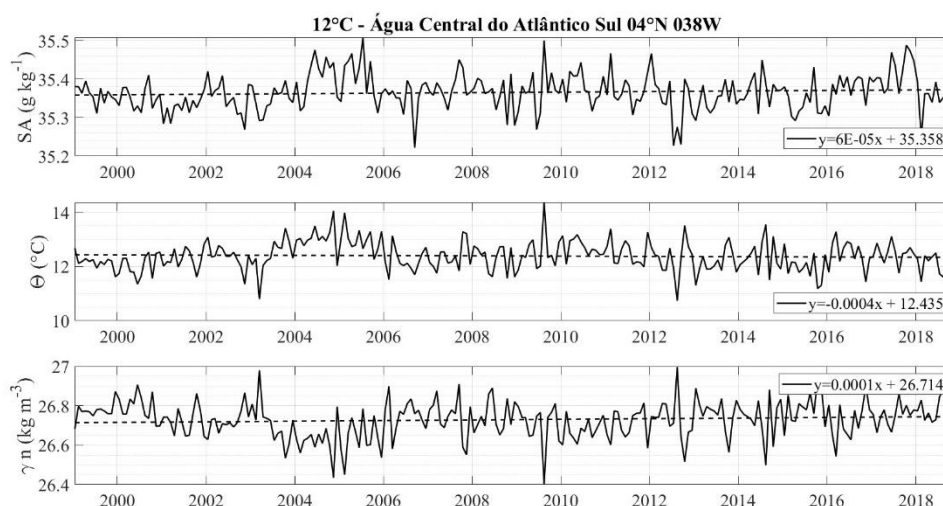
Figura 35 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) na Água Tropical de máxima salinidade em  $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ .



### 5.2.2 ÁGUA TIPO 12°C - ACAS

Na camada profunda da ACAS em 04°N, observou-se uma tendência de aumento de 0,01 g kg<sup>-1</sup> na **salinidade absoluta** e uma diminuição de 0,09°C na **temperatura**, resultando em um aumento de 0,03 kg m<sup>-3</sup> na **densidade neutra** nesta parcela da termoclina inferior. Os valores médios de  $\Theta - SA$  foram de 12,39°C e 35,37 g kg<sup>-1</sup>, respectivamente, com uma densidade neutra média de 26,73 kg m<sup>-3</sup> (Figura 36). O teste de **Mann-Kendall** não confirmou a existência de tendências monotônicas nos parâmetros analisados ao longo das décadas. Porém as tendências observadas podem estar associadas a modos de variabilidade sazonal ou estocásticas.

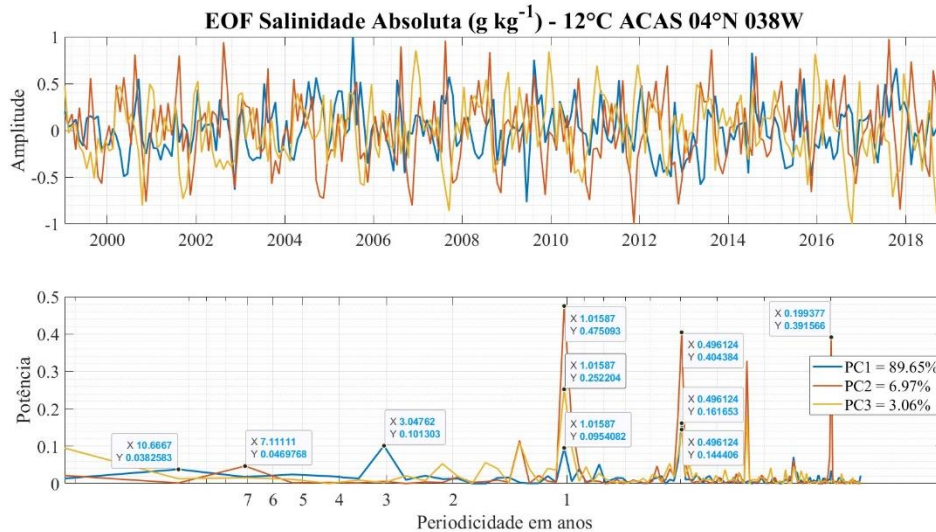
Figura 36 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta -  $S_A$  (g kg<sup>-1</sup>), Temperatura Conservativa -  $\Theta$  (°C), e Densidade neutra -  $\gamma^n$  (kg m<sup>-3</sup>) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Sul em 04°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



Na região da ACAS em 04°N, a **salinidade absoluta** exibe uma variabilidade significativa em escalas temporais anual e sazonal, conforme evidenciado pelas três principais componentes principais. A PC1 (azul), que responde por 89,65% da variabilidade do sinal, apresenta sua maior potência no período de 5 meses com valor de 0,16, seguida e tem a variabilidade corroborada pelas PC2 (laranja - 6,97%) e PC3 (amarelo - 3,06%). Porém as maiores potências são observadas na PC2 em três picos abaixo de 1 ano, sendo o maior deles no período anual com potência 0,47, seguido por uma potência de 0,4 em 5 meses e 0,2 em 2 meses. A segunda maior potência encontrada na PC1 está no período de 3 anos com o valor de 0,10. O período anual tem potência de 0,09, porém esta é corroborada pela ocorrência da PC2 e PC3, que dão mais robustez ao

sinal anual na variabilidade da salinidade. O período decadal também se faz presente no sinal a PC1 com potência de 0,04, com uma potência próxima a 0,1 no período de 20 anos na PC3 (Figura 37).

Figura 37 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da Água Central do Atlântico Sul em  $04^\circ\text{N } 035\text{W}$ .

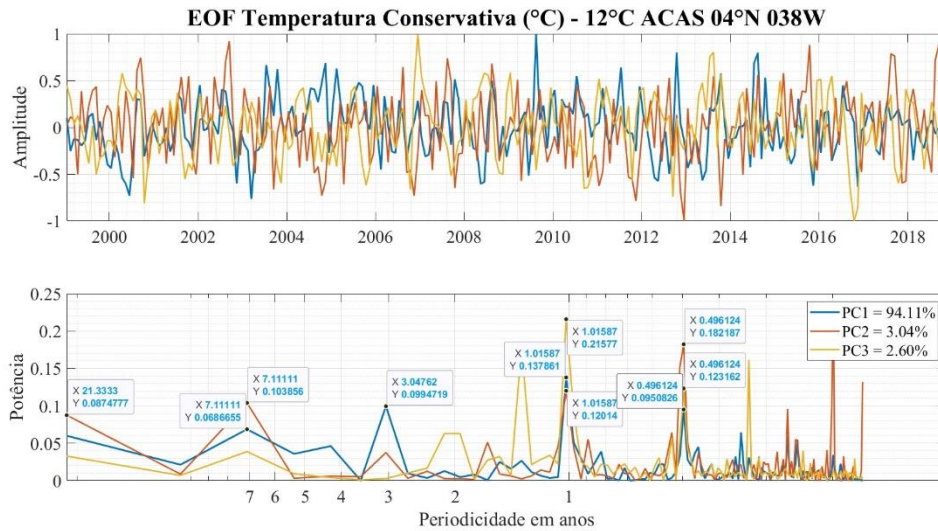


A **temperatura conservativa** na ACAS em  $04^\circ\text{N}$  tem potências menores do que a salinidade absoluta ( $< 0,25$ ) na análise EOF, o que significa que a temperatura contribui menos para a variabilidade nesta massa d'água, pois a potência se refere à magnitude da variância explicada por cada componente principal na análise de EOF. Apesar do sinal mais ruidoso no gráfico, observa-se que há influência do período anual, semianual, e nos anos de ENOS, mostrando padrões de variação semelhantes aos observados na salinidade absoluta. Isso sugere que, embora a temperatura possa ter uma contribuição menor, ela está correlacionada com os mesmos fenômenos que atuam sobre a salinidade absoluta e varia de acordo com padrões semelhantes ao longo do tempo. Há uma variabilidade observada em uma escala de 20 anos que não pode ser adequadamente explicada devido à limitação da amostragem na série temporal, o que dificultar a compreensão completa dos padrões de variabilidade nesta escala de tempo mais longa (Figura 38).

Assim como nos dados de salinidade absoluta, a maior potência da PC1 (azul – 94,11%) está no período anual e tem valor de 0,14, seguida por uma variação no período de 3 anos com potência de 0,1, e no período de 5 meses com potência de 0,9. A PC2 (laranja - 3,04%) e a PC3 (amarelo - 2,60%) corroboram com as variabilidades anual e

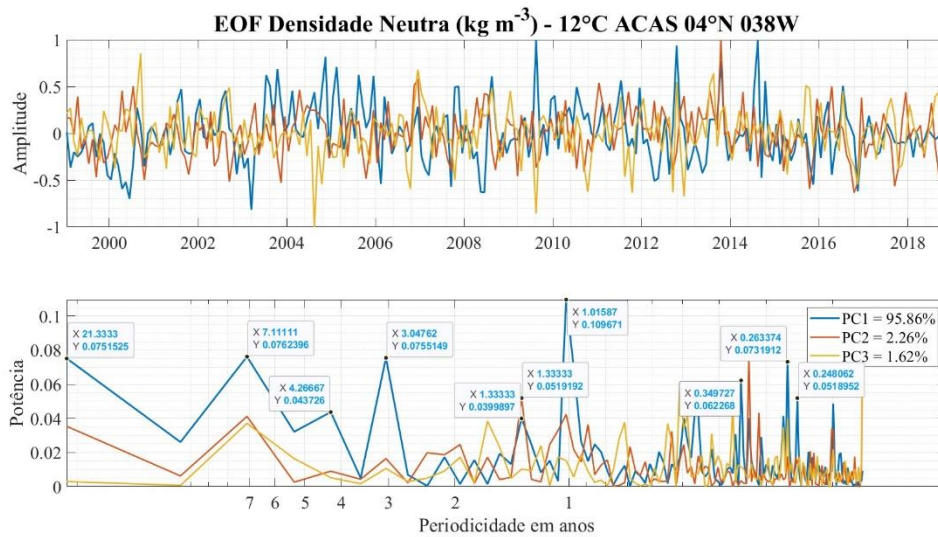
em 5 meses. A PC2 tem potências de 0,12 no período anual e 0,18 em 5 meses, enquanto a PC3 apresenta potências de 0,22 e 0,12 nestes períodos.

Figura 38 EOF da Temperatura Conservativa –  $\Theta$  (°C) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Sul em 04°N 035W.



A PC1 (azul) é responsável por explicar 95,86% da variabilidade dos dados de **densidade neutra** na ACAS em 04°N e ela apresenta um sinal muito ruidoso com potências muito similares entre os períodos. A maior potência corresponde a PC1 e é observada no período anual com valor de 0,11, condizente com as variações de temperatura conservativa analisadas. A segunda e terceira maiores potências da PC1 observadas na densidade neutra correspondem ao período de eventos de ENOS, com valores de 0,08 em 7 anos e 0,07 em 3 anos, além de um pico em 4 anos no valor de 0,04. Além de muitas variações abaixo de um ano, existe uma potência de 0,75 em aproximadamente 20 anos. A PC2 (laranja – 2,26%) e a PC3 (amarelo - 1,62%) corroboram com a variabilidade encontrada nos períodos anuais, ENOS e aproximadamente decadal, porém elas apresentam potências em períodos distintos abaixo de 1 ano o que demonstra uma grande variabilidade desta propriedade física da água do mar em diferentes escalas ao longo do tempo (Figura 39).

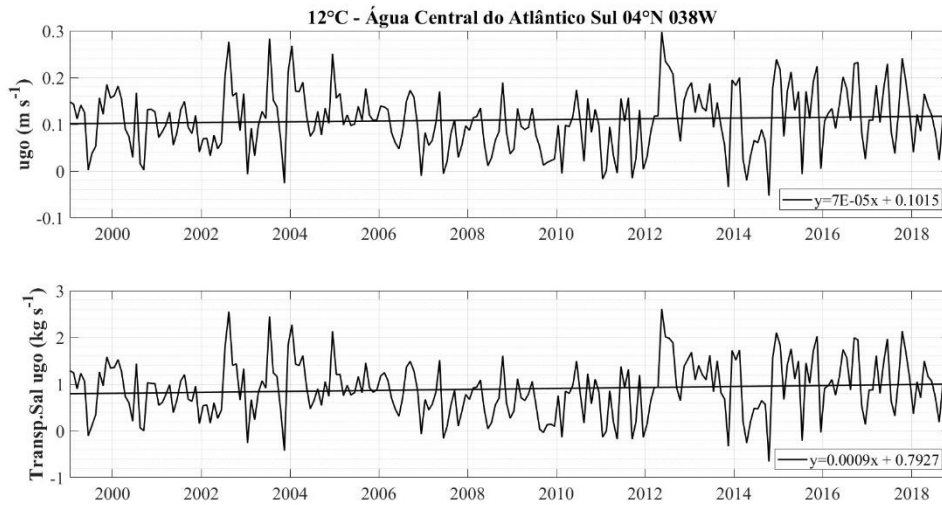
Figura 39 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da Água Central do Atlântico Sul em  $04^\circ\text{N } 035^\circ\text{W}$ .



A **velocidade zonal** média encontrada na ACAS em  $04^\circ\text{N}$  é de  $0,11 \text{ m s}^{-1}$  fluindo para leste, e tem apresentado uma aceleração de  $0,02 \text{ m s}^{-1}$ . Esta camada **transporta** em média  $0,90 \text{ kg s}^{-1}$  de sal e vem experimentando um aumento de  $0,21 \text{ kg s}^{-1}$  ao longo dos anos em direção à costa africana. No entanto, é importante notar que o **teste de Mann-Kendall** não confirmou essas tendências, sugerindo que essas mudanças podem não ser estatisticamente significativas ou ainda que elas variam sazonalmente ou de maneira aleatória, sem um padrão que possa ser definido nos 20 anos de dados analisados. A força da corrente poderia estar sendo modificada, porém é necessário correlacionar os resultados com outros conjuntos de dados (Figura 40).

Figura 40 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal – ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e transporte de sal associado ( $\text{kg s}^{-1}$ ) na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da Água

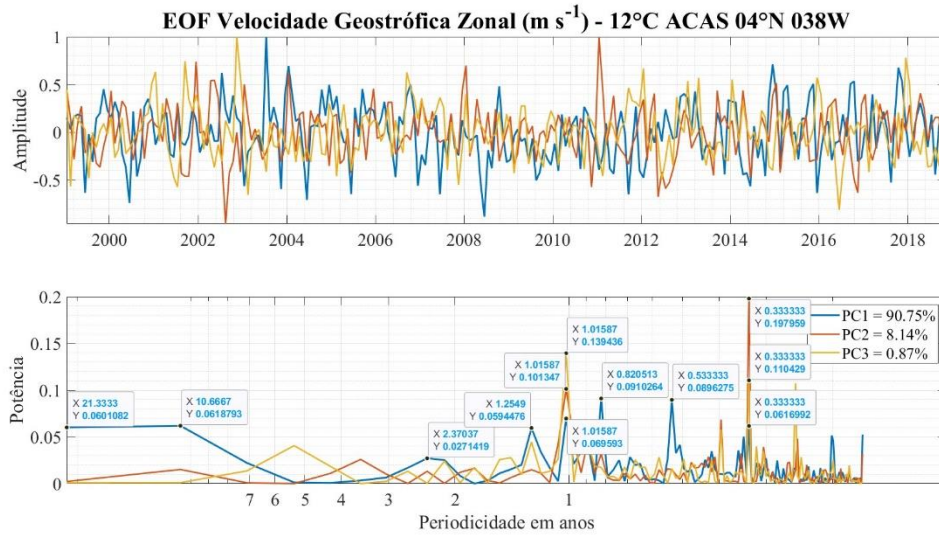
Central do Atlântico Sul em 04°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



A **velocidade zonal** na ACAS em 04°N, assim como das séries de temperatura e densidade neutra, apresenta potências abaixo de 0,2. A maior potência observada na série é de 0,2 e ocorre no período de 3 meses na PC2 (laranja), porém esta componente principal é responsável por apenas 8,14% da variabilidade do sinal. A segunda maior potência da série é de 0,14 e ocorre no período anual na PC3 (amarelo) que é responsável por 0,87% do sinal, porém ela é corroborada por uma potência de 0,1 da PC3 e de 0,07 da PC1 (azul) no mesmo período. Apesar da significativa variação sazonal observada, as maiores potências da PC1, que é responsável por 90,75% do sinal, ocorrem nos períodos de 8 meses com valor de 0,091, em 5 meses com valor de 0,089, e em 3 meses com valor de 0,06 sendo que esta última ocorre junto com as PC2 e PC3 o que se traduz em uma variabilidade mais consistente neste período.

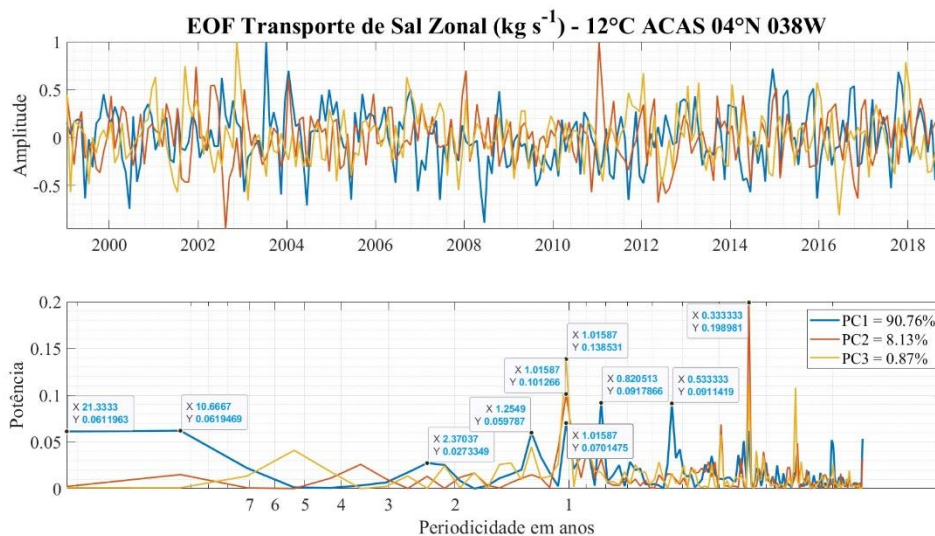
Observa-se também a variabilidade das 3 PCs nos anos típicos de ENOS (2 e 7 anos) porém todas as potências abaixo de 0,05. Além destas variações existe uma potência que se estende entre 10 anos (com valor de 0,061) e permanece relativamente constante até 20 anos (com valor de 0,060). Pode haver situações em que processos climáticos ou fenômenos oceanográficos apresentem um comportamento mais estável por um período prolongado, como padrões de circulação oceânica profunda, onde é possível que uma variável permaneça relativamente constante por um período. Entretanto, é importante ter cautela com sinais constantes, especialmente em séries temporais climáticas complexas, pois isso pode indicar problemas como erros de medição na aquisição ou artefatos nos cálculos (Figura 41).

Figura 41 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $m s^{-1}$ ) na região correspondente a  $12^{\circ}C$  na base da Água Central do Atlântico Sul em  $04^{\circ}N$   $038^{\circ}W$ .



O **transporte de sal** na ACAS em  $04^{\circ}N$ , apresenta similaridade com a velocidade geostrófica. A maior potência da série é de 0,2 e está localizada no período de 3 meses na PC2 (laranja - 8,13%). A segunda maior potência está localizada no período anual e corresponde a uma potência de 0,14 na PC3 (amarelo - 0,87%). Esta variação conta com a contribuição da PC2 com potência de 0,01 e da PC1 (azul - 90,76%) estão localizadas no período de 5 e 8 meses com valores de 0,09. Observa-se a variabilidade das 3 PCs nos anos típicos de ENOS (2 e 7 anos) porém, assim como na velocidade geostrófica analisada anteriormente, todas as potências estão localizadas abaixo de 0,05. Além destas variações existe uma potência que se estende entre 10 anos (com valor de 0,0619) e permanece relativamente constante até 20 anos (com valor de 0,0611) (Figura 42).

Figura 42 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da Água Central do Atlântico Sul em  $04^\circ\text{N } 038^\circ\text{W}$ .



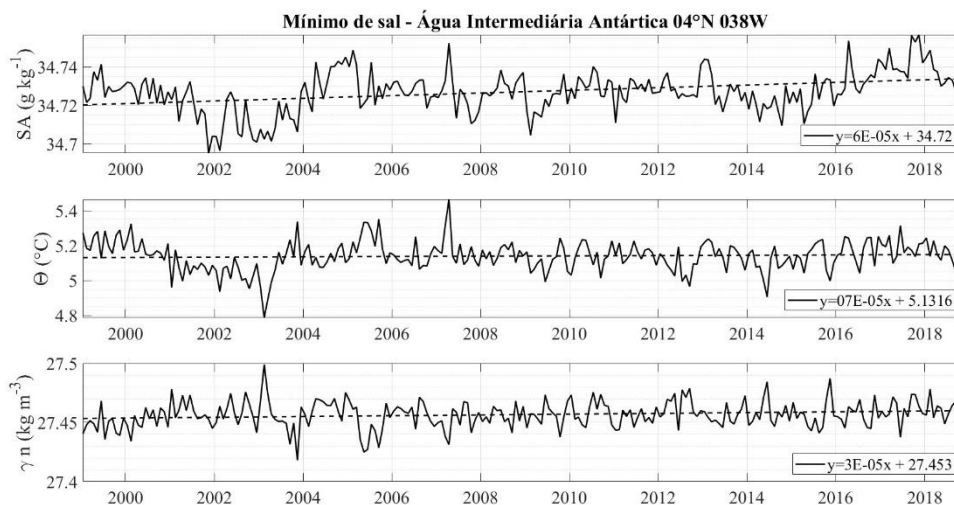
### 5.2.3 MÍNIMO DE SAL – AIAA

O núcleo da AIAA com  $\Theta$ - $S_A$  médio  $5,14^\circ\text{C}$  e  $34,73 \text{ g kg}^{-1}$  apresentou uma tendência de aumento de  $0,01 \text{ g kg}^{-1}$  nos valores de **salinidade absoluta** e  $0,02^\circ\text{C}$  na **temperatura conservativa**, e um aumento de  $0,01 \text{ kg m}^{-3}$  na **densidade neutra** média  $27,46 \text{ kg m}^{-3}$ . A temperatura média registrada em  $4^\circ\text{N}$  é mais baixa em comparação com a média observada no núcleo da AIAA no equador ( $5,39^\circ\text{C}$ ). Além disso, a salinidade absoluta média medida em  $4^\circ\text{N}$  é mais elevada do que aquela registrada no equador ( $34,67 \text{ g kg}^{-1}$ ) (Figura 43). Essas tendências foram confirmadas pelo **teste de Mann-Kendall**, indicando mudanças significativas ao longo do tempo nesta massa d'água.

A diferença nas propriedades físicas da água entre  $4^\circ\text{N}$  e o equador sugere possíveis variações nas condições oceanográficas e processos de mistura ao longo da trajetória da AIAA em direção ao hemisfério norte. A temperatura conservativa mais baixa em  $4^\circ\text{N}$  indica a influência de águas mais frias e profundas, como a Língua Fria Equatorial que ocorre na costa africana. Essa influência pode modificar as condições de temperatura e salinidade ao longo do equador e em áreas adjacentes, através de processos de mistura e transporte ao longo das correntes oceânicas e das camadas intermediárias.

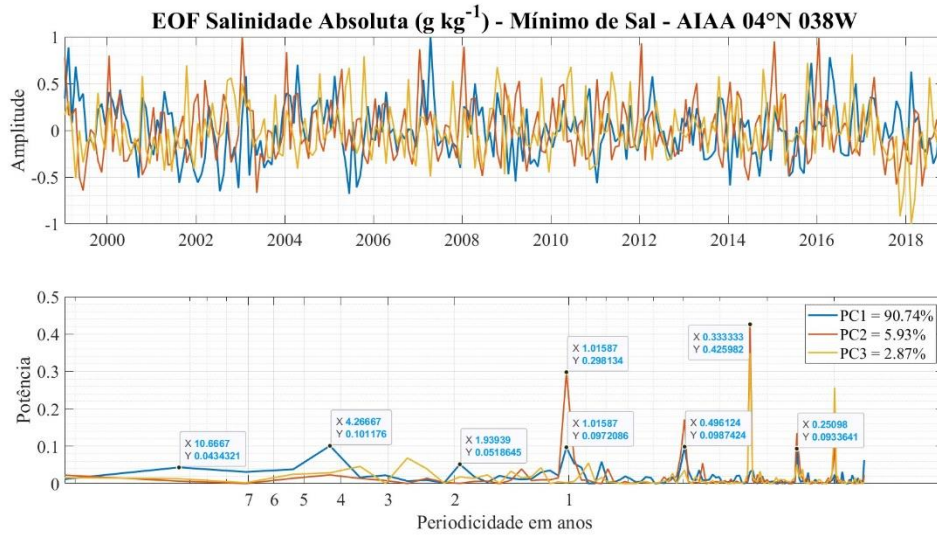
Figura 43 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta -  $S_A$  ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa -  $\Theta$  ( $^\circ\text{C}$ ), e Densidade neutra -  $\gamma^n$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) no mínimo de sal

encontrado na Água Intermediária Antártica em 04°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



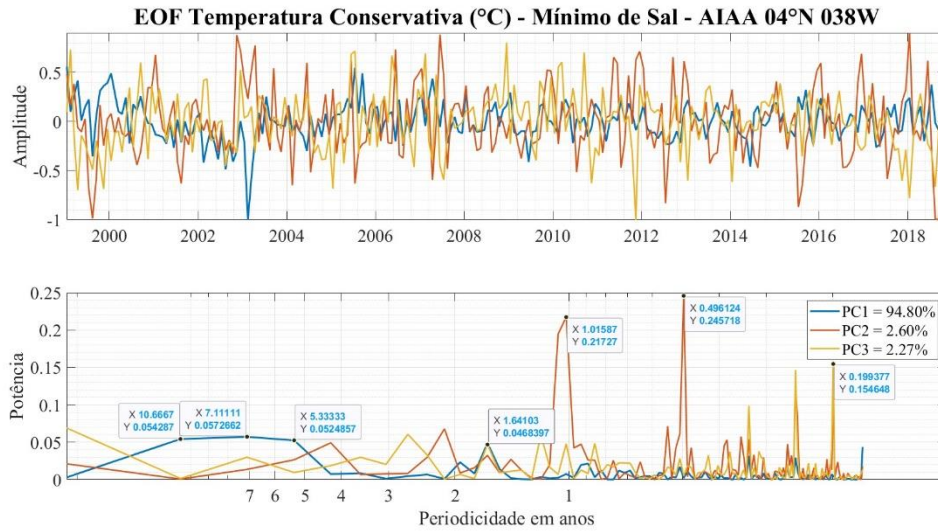
Em 04°N, observa-se que a **salinidade absoluta** do núcleo da AIAA responde a uma forte variação anual e sazonal. As maiores potências do sinal correspondem a PC2 (laranja – 5,93%) e estão localizadas no período de 3 meses e 1 ano, com valores de 0,43 e 0,30, respectivamente. A PC1 (azul) que representa 90,74% da variabilidade encontrada no sinal apresenta as maiores potências em 5 meses, em 1 ano e em aproximadamente 2 meses, com valores de 0,098, 0,097 e 0,093. Estas potências são corroboradas pela ocorrência da PC2 no período anual e pela PC2 e PC3 (2,87%) nos períodos de 5 e 2 meses. Além disso, também são evidentes variações nos anos de ENOS (picos em 2 anos com potência de 0,05 e em 4 anos com potência de 0,1), sugerindo uma resposta da salinidade a esse fenômeno climático de larga escala, e no período decadal com potência de 0,04. Em termos estatísticos, as PC2 e PC3 explicam uma parcela maior da variabilidade dos dados em relação à PC1 (Figura 44).

Figura 44 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $04^{\circ}\text{N } 035^{\circ}\text{W}$ .



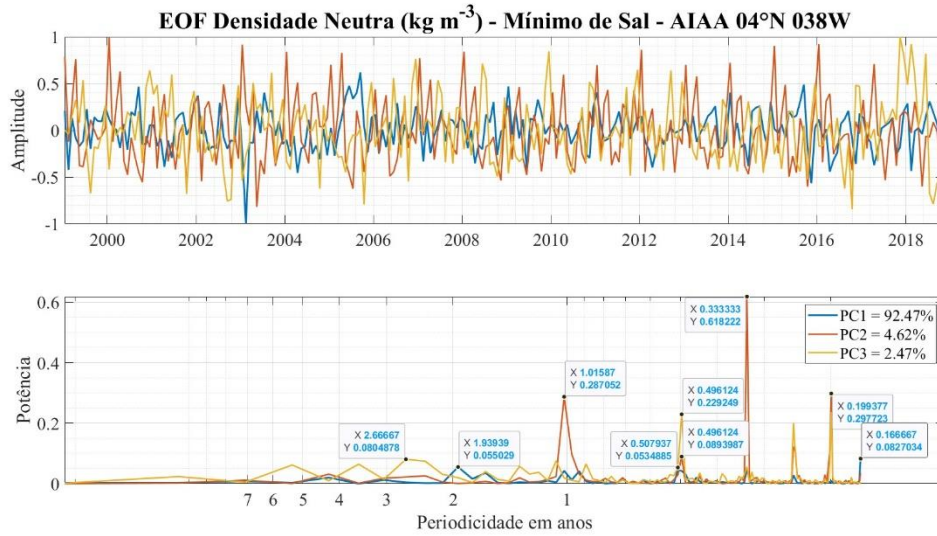
A **temperatura conservativa** do núcleo da AIAA em  $04^{\circ}\text{N}$  apresenta as maiores potências na PC2 (laranja), que representa apenas 2,60% do sinal analisado. Os valores encontrados nestes períodos são de 0,25 no período de 5 meses e 0,22 no período de 1 ano. A terceira variabilidade de maior potência está no período de 2 meses na PC3 (amarelo - 2,27%) e tem valor de 0,15. A PC1 (azul - 94,80%) responde pela grande variabilidade do sinal nesta propriedade física da água do mar. E ela tem as maiores potências localizadas entre 5 (0,052), 7 (0,057) e 10 anos (0,054), o que significa que a temperatura conservativa responde mais significativamente a variações interanuais e decadais do que a variações anuais e sazonais (Figura 45).

Figura 45 EOF da Temperatura Conservativa –  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $04^{\circ}\text{N}$   $035^{\circ}\text{W}$ .



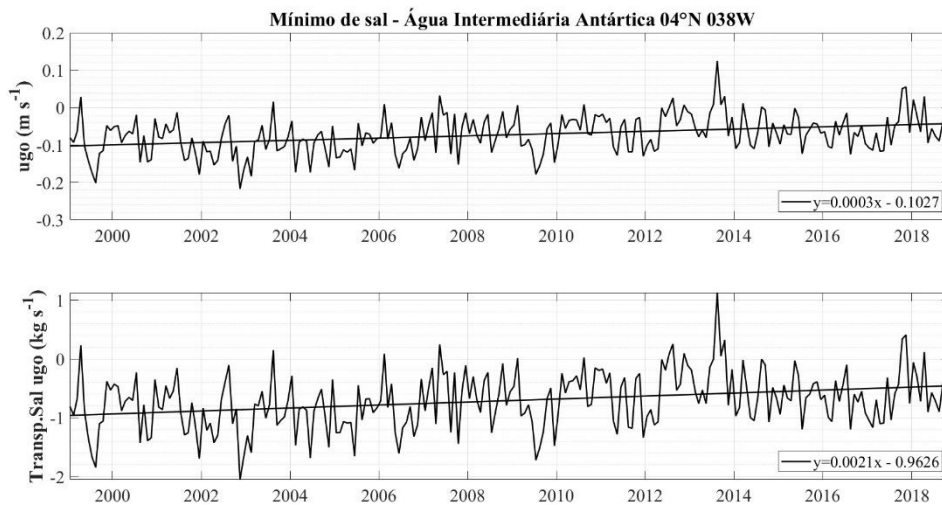
A distribuição da **densidade neutra** no núcleo da AIAA em  $04^{\circ}\text{N}$  na análise de EOF apresenta uma notável semelhança com a distribuição da salinidade absoluta, porém em menor escala de potência, o que indica uma associação entre essas duas variáveis oceanográficas. Ao considerar a distribuição das componentes, observa-se que a PC2 (laranja - 4,62%) e a PC3 (amarelo - 2,47%) têm uma grande influência na variabilidade dos dados abaixo de 1 ano. A PC2 possui a maior potência da série com valor de 0,62 localizada no período de 3 meses, enquanto a PC2 apresenta maior variabilidade nos períodos de 5 e 2 meses, com potências de 0,23 e 0,3 respectivamente. Estas componentes também variam nos anos típicos de ENOS, porém em menor escala. A PC1 (azul) que é responsável por 92,47% dos dados tem potências muito pequenas quando comparadas com a PC2 e PC3. E a PC1 observa maior potência no período de aproximadamente 2 anos (0,55) e mensal (0,08) (Figura 46).

Figura 46 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ .



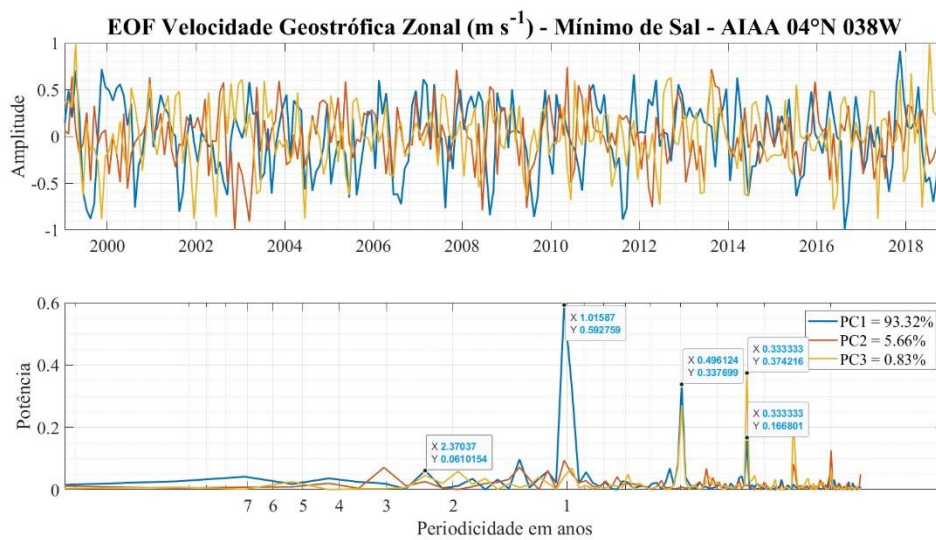
O núcleo da AIAA em  $4^{\circ}\text{N}$  flui para oeste e apresentou **velocidade zonal** média de  $0,07 \text{ m s}^{-1}$  com uma tendencia de desaceleração de  $0,06 \text{ m s}^{-1}$  em seu trajeto. O transporte de sal médio observado foi de  $0,71 \text{ kg s}^{-1}$ , com desaceleração de  $0,50 \text{ kg s}^{-1}$  (Figura 47). Essas tendências lineares foram confirmadas pelo **teste de Mann-Kendall**, destacando mudanças significativas no transporte de água e sal nessa região ao longo do período analisado.

Figura 47 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal – ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e transporte de sal associado ( $\text{kg s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $04^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



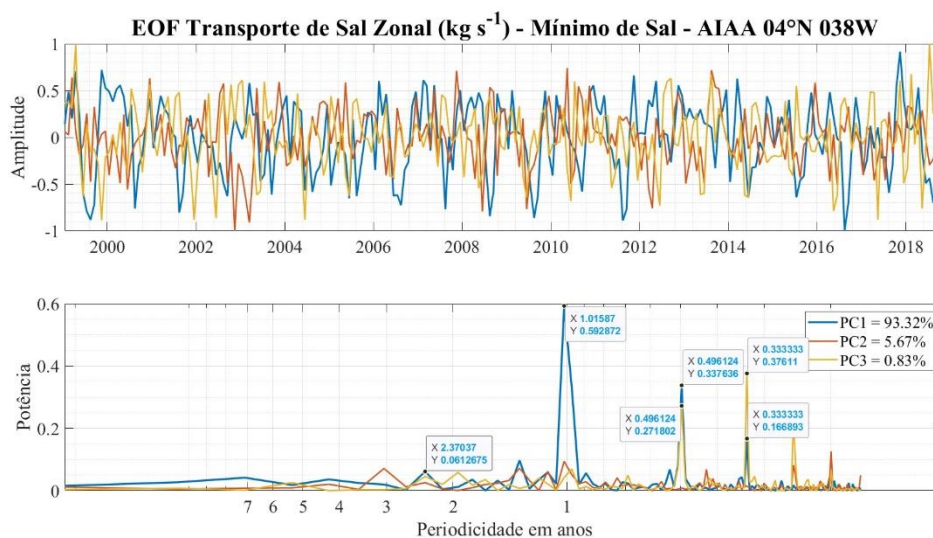
O significativo sinal da PC1 (azul - 93,32%) na **velocidade geostrófica zonal** no núcleo de mínima de salinidade da AIAA em 04°N indica uma forte variabilidade anual nas correntes de profundidades intermediárias, com uma potência de 0,6. Além deste, são observadas variabilidades da PC1 no período de 3 e 5 meses, com potências de 0,17 e 0,34. Existe uma variabilidade entre os anos típicos de fenômenos ENOS, porém com potências abaixo de 0,06. A PC3 (0,83%) responde pelas maiores potências abaixo de 3 meses, enquanto a PC2 (5,66%) tem maior potência de 0,2 em 2 meses (Figura 48).

Figura 48 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $m s^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em 04°N 035W.



O **transporte de sal** no núcleo de mínima de salinidade da AIAA em 04°N apresenta significativa variação anual representada na PC1 (azul) que detém 93,32% da variabilidade do sinal. A maior potência do sinal é encontrada no período anual com valor de 0,6. A PC1 também tem uma variabilidade significativa no período de 5 meses com potência de 0,34 e no período de 3 meses com potência de 0,17. PC3 (0,83%) exibe um forte sinal no período de 3 meses, com potência de 0,38, e no período de 5 meses com potência de 0,27, corroborando com as variabilidades da PC1 encontradas nos mesmos períodos. A PC2 (5,66%) tem as menores potências da série, porém é mais significativa no período de 2 meses, com valor de 0,125. As PCs também variam nos anos de ENOS em diferentes escalas, porém todas apresentam potências abaixo de 0,07 (Figura 49).

Figura 49 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $04^{\circ}\text{N } 035^{\circ}\text{W}$ .



Em resumo, a salinidade apresentou tendência de aumento em todas as massas d'água na latitude  $04^{\circ}\text{N}$ . A temperatura aumentou na AT e na AIAA, porém diminuiu na ACAS, o que é consistente com a possível presença de uma advecção de água fria nesta latitude, visto que o valor de densidade neutra nessa massa d'água também aumentou. O transporte de sal diminuiu na AT e na AIAA e apresentou uma aceleração na ACAS, o que também corrobora com a mistura de água mais fria na termoclina, porém o sentido do transporte nesta massa d'água é para leste.

### 5.3 BOIA $08^{\circ}\text{N } 038^{\circ}\text{W}$

#### 5.3.1 MÁXIMO DE SAL EM SUBSUPERFÍCIE

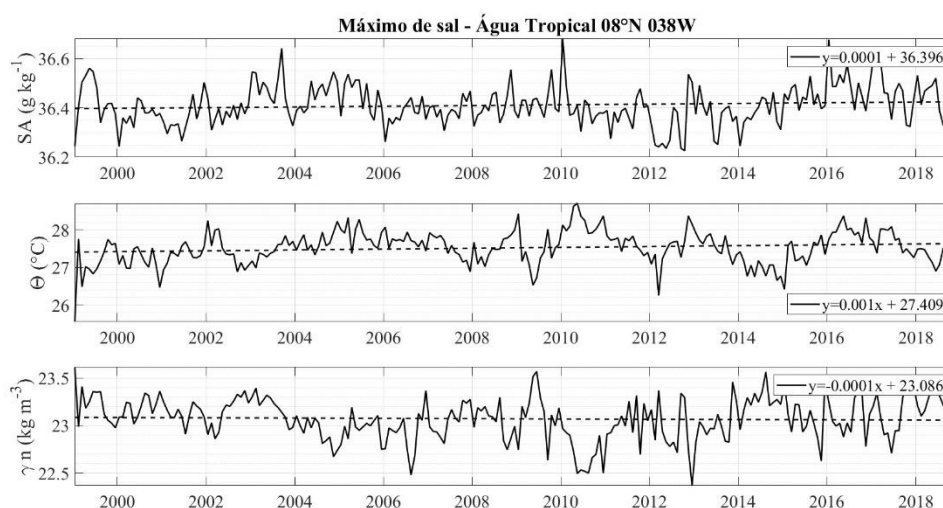
Em  $8^{\circ}\text{N}$ , sob a influência da NECC que flui para leste, assim como nas latitudes mais próximas ao equador, há uma tendência de aumento da **salinidade absoluta** e da **temperatura conservativa**, e a diminuição da **densidade neutra** em no máximo de sal em subsuperfície. Os valores médios de  $\Theta-S_A$  são  $27,52^{\circ}\text{C}$  e  $36,41 \text{ g kg}^{-1}$ , com tendência de aumento de  $0,23^{\circ}\text{C}$  e  $0,3 \text{ g kg}^{-1}$ , respectivamente. A densidade neutra média é  $23,07 \text{ kg m}^{-3}$  com tendência de diminuição  $0,03 \text{ kg m}^{-3}$  (Figura 50).

Porém, em  $8^{\circ}\text{N}$  a Água Tropical é mais quente e mais salina quando comparada com a existente em  $4^{\circ}\text{N}$ . Como resultado de uma possível advecção vertical, a densidade da água em  $4^{\circ}\text{N}$  também tende a ser maior do que em  $8^{\circ}\text{N}$ , resultando em padrões de variação distintos entre as duas regiões. A diferença percentual entre elas é de

aproximadamente 7,90% na temperatura média, aproximadamente 0,77% na salinidade absoluta média, e aproximadamente 4,78% na densidade neutra média.

O teste de Mann-Kendall detectou tendências significativas nos dados de temperatura e rejeitou as tendências observadas na salinidade absoluta e na densidade neutra. Isso sugere que há uma variação temporal consistente na temperatura, mas não nas outras variáveis, ou seja, enquanto a temperatura está experimentando mudanças ao longo do tempo que podem ser consideradas estatisticamente significativas, a salinidade absoluta e a densidade neutra não mostram uma direção clara de mudança ao longo do período analisado e podem estar variando de maneira sazonal ou aleatória.

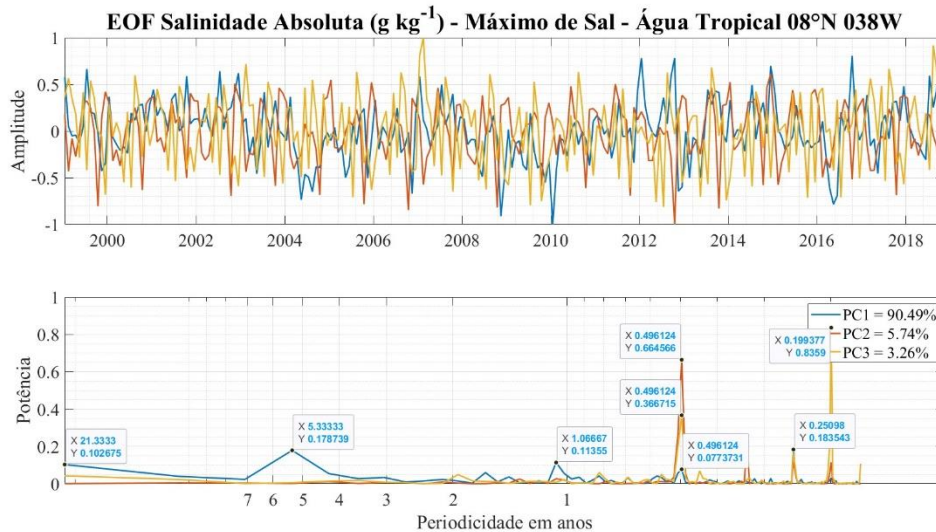
Figura 50 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta -  $S_A$  ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa -  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), e Densidade neutra -  $\gamma^n$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na Água Tropical de máxima salinidade em  $08^{\circ}\text{N } 038'\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



Na análise de EOF, a **salinidade absoluta** da Água Tropical em  $08^{\circ}\text{N}$  apresenta potências maiores nas PC2 (laranja - 5,74%) e PC3 (amarelo - 3,26%) abaixo de um ano, com valores de 0,66 em 5 meses e 0,83 em 2 meses, respectivamente. A PC1 (azul) que representa 90,49% do sinal analisado, tem as maiores potências nos períodos de 5 anos com valor de 0,18 (condizente com o período do ENOS), no período aproximadamente anual com potência de 0,1, e no período de 5 meses com potência de 0,08, sendo que esta última potência corresponde um dos períodos de maior variabilidades indicadas pelas PC2 e PC3. A observação de que o sinal semianual nas PC2 e PC3 corresponde ao mesmo padrão identificado na PC1 sugere uma coerência nos padrões de variabilidade sugerindo que a variabilidade da salinidade absoluta é consistente durante este período. Além disto,

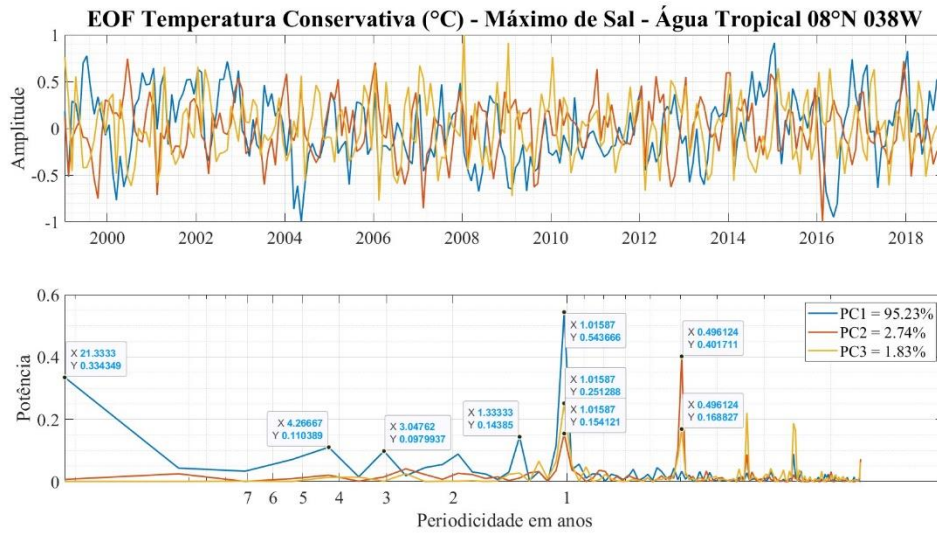
observa-se que a PC1 também responde a uma menor variabilidade em aproximadamente 20 anos com potência de 0,10 (Figura 51).

Figura 51 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $08^{\circ}\text{N } 038^{\circ}\text{W}$ .



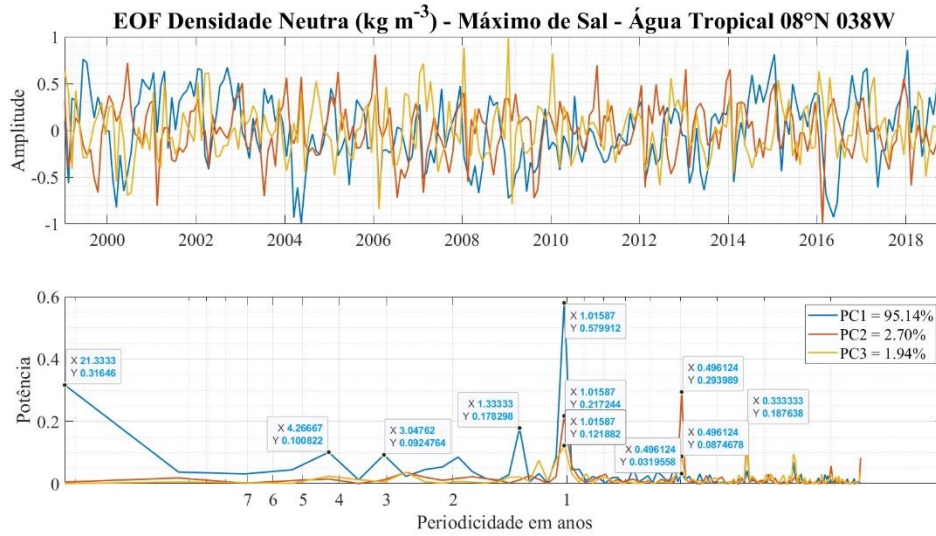
A PC1 (azul) da **temperatura conservativa** no máximo de sal da Água Tropical em  $08^{\circ}\text{N}$  responde por 95,23% da variabilidade total dos dados. Isso indica que a PC1 é extremamente representativa dos padrões de variação na temperatura. A maior potência do sinal da PC1 está localizada no período anual com valor de 0,54 e esta variabilidade é corroborada pelas ocorrências da PC2 (laranja – 2,74%) com potência de 0,15 e da PC3 (amarelo – 1,83%) com potência de 0,25 no mesmo período. A PC1 também tem uma variabilidade significativa no período de aproximadamente 20 anos, com potência de 0,33, o que pode indicar mudanças graduais ou tendências de longo prazo na temperatura. Porém, não é possível verificar se a série responde a variabilidades acima de 20 anos devido à limitação do período de observação o que destaca a importância de considerar a extensão e a resolução dos dados disponíveis ao interpretar padrões de variabilidade e tendências temporais no Atlântico equatorial. Além disto, a PC1 ainda responde a variabilidades nos períodos típicos de eventos ENOS com potências inferiores a 0,14 (Figura 52).

Figura 52 EOF da Temperatura Conservativa –  $\Theta$  (°C) da Água Tropical de máxima salinidade em 08N° 038'W.



A **densidade neutra** no máximo de sal da Água Tropical em 08°N apresenta o mesmo padrão de distribuição da temperatura na análise de EOF o que sugere uma forte associação entre essas duas variáveis tanto no período anual quanto no período decadal. A maior potência da série é encontrada no período anual da PC1 com valor de 0,58 e este sinal é corroborado pela ocorrência da PC2 (laranja – 2,70%) e PC3 (amarelo – 1,94%) no mesmo período, com potências de 0,22 e 0,12 respectivamente. A PC1 apresenta a mesma variabilidade encontrada na temperatura em aproximadamente 20 anos, com potência de 0,32. Além disto, a PC1 ainda responde a variabilidades nos períodos típicos de eventos ENOS (3 e 4 anos) com potências inferiores a 0,10 (Figura 53).

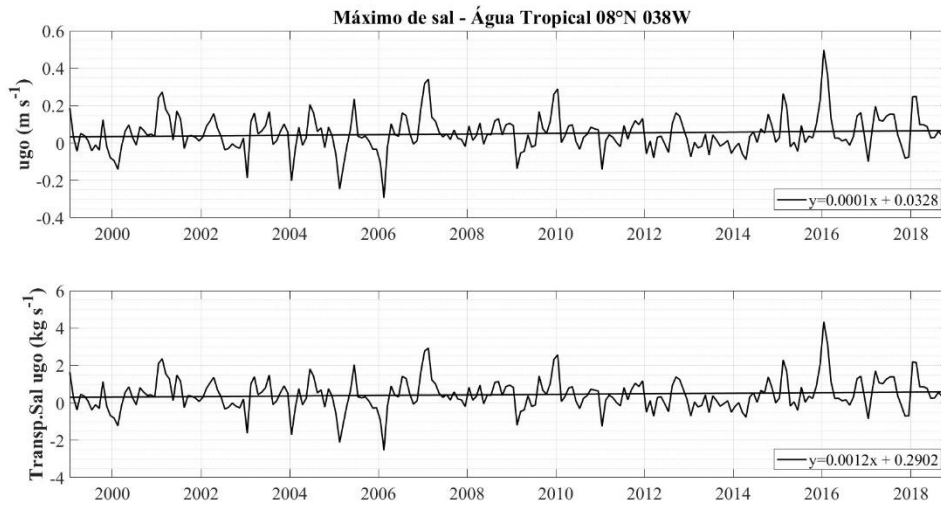
Figura 53 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $08^{\circ}\text{N } 038^{\circ}\text{W}$ .



A **velocidade geostrófica zonal** do máximo de sal em subsuperfície em  $08^{\circ}\text{N}$  flui para leste com uma média de  $0,05 \text{ m s}^{-1}$  e apresentou uma aceleração de  $0,03 \text{ m s}^{-1}$  desde 1999. O **transporte de sal** médio observado foi de  $0,44 \text{ kg s}^{-1}$  e apresentou um aumento de  $0,30 \text{ kg s}^{-1}$ . Embora a média geral possa indicar um fluxo para leste, as flutuações ao longo do tempo podem ocasionalmente levar a valores negativos, revertendo temporariamente o sentido da corrente de leste a oeste e do transporte de sal associado. Isso sugere que existe uma variabilidade na direção do fluxo ao longo do período de estudo. O **teste de Mann-Kendall** não confirmou as tendências observadas nos dados o que pode significar que elas estão abaixo do limite de detecção ou ainda que elas respondem a variações sazonais ou aleatórias (estocásticas) (Figura 54).

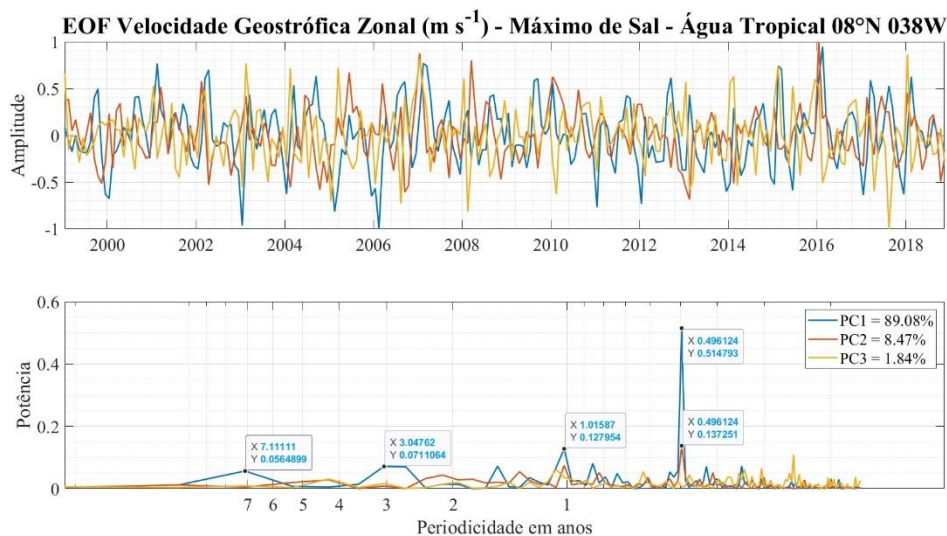
Figura 54 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e de Transporte de Sal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) associado na Água Tropical de máxima salinidade em

08°N 038'W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



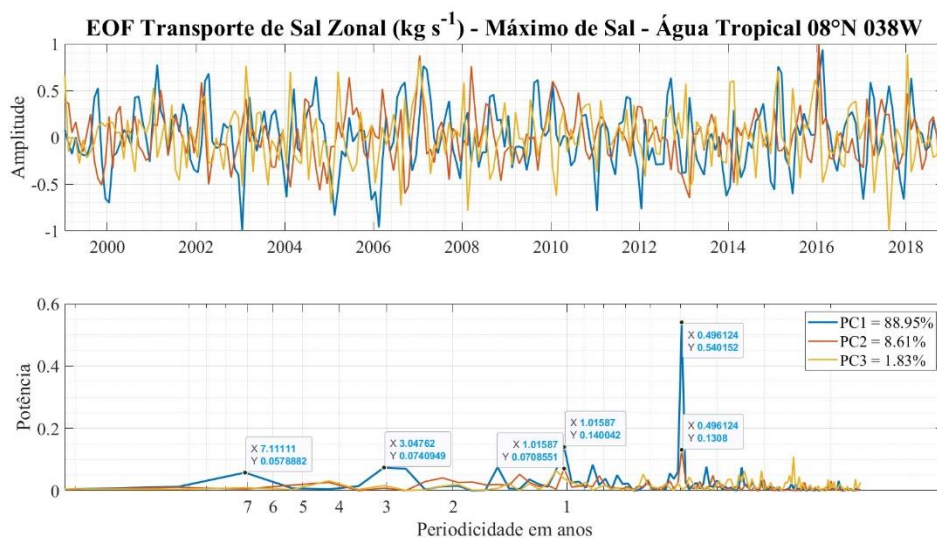
As variações do sentido leste – oeste na **velocidade geostrófica zonal** do máximo de sal da Água Tropical observadas ao longo do ano podem ser justificadas pela potência acima de 0,51 da PC1 (azul - 89,08%) no período de 5 meses. Esta variação sazonal pode ser influenciada por fatores como mudanças sazonais no padrão de ventos e nas condições atmosféricas, que afetam diretamente a circulação oceânica. Portanto, a presença de uma potência significativa da PC1 nesse período pode justificar as variações observadas na velocidade geostrófica zonal ao longo do ano. A PC2 (laranja - 8,47%) apresenta sua maior potência no valor de 0,14 no período de 5 meses que está em consonância com a variabilidade da PC1 no mesmo período, dando robustez a variabilidade da velocidade geostrófica zonal neste período. Ainda é possível observar uma variabilidade anual, em menor magnitude que está corroborada pela ocorrência da PC2 e PC3. Além disso, a PC1 também responde a uma periodicidade anual e em 7 e 3 anos (típico do período de ENOS), porém com potências abaixo de 0,1. A PC3 (amarelo – 1,84%) apresenta potências pequenas que são mais significativas em períodos sazonais (Figura 55).

Figura 55 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $\text{m s}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $08^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ .



O **transporte de sal** na região de máxima salinidade em subsuperfície da Água Tropical em  $08^{\circ}\text{N}$  apresenta potência da PC1 (azul - 88,95%) acima de 0,5 no período de 5 meses, assim como a velocidade zonal analisada anteriormente nesta mesma massa d'água. A PC1 ainda apresenta variações no período anual e nos anos de ENOS, principalmente em 3 e 7 anos com valores de 0,07 e 0,05 respectivamente. A PC2 (8,61%) e a PC3 (1,83%) apresentam pequenas potências e contribuem de maneira mais significativa no período abaixo de 2 anos (Figura 56).

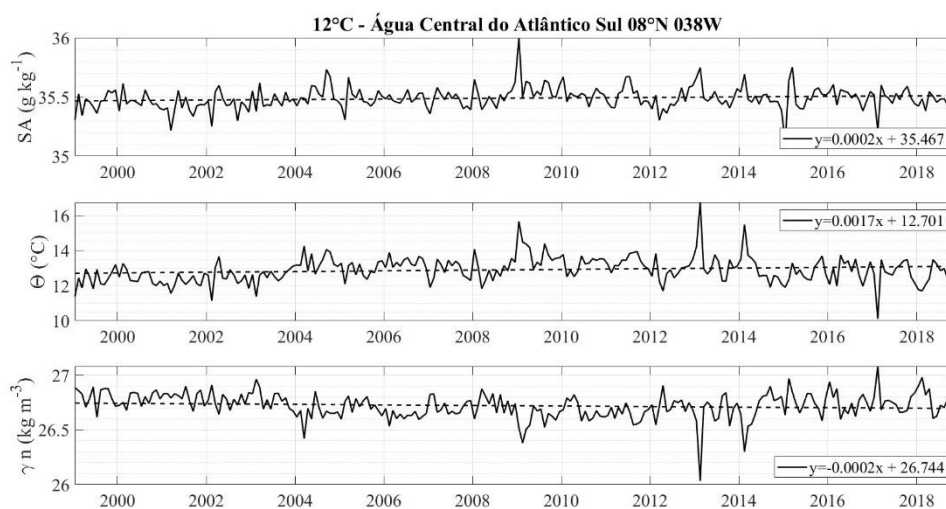
Figura 56 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $08^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ .



### 5.3.2 ÁGUA TIPO 12°C - ACAS

A ACAS em 08°N apresenta um par  $\Theta - S_A$  médio 12,9°C e 35,49 g kg<sup>-1</sup>, e densidade neutra média de 26,72 kg m<sup>-3</sup>. Os dados mostram uma tendência de aumento de 0,04 g kg<sup>-1</sup> de **salinidade absoluta**, 0,39 °C de **temperatura conservativa** e 0,05 kg m<sup>-3</sup> de diminuição na **densidade neutra** ao longo da série temporal (Figura 57). Há uma tendência consistente ao longo do tempo nas propriedades da água na região da ACAS. A tendência de aumento na salinidade absoluta, temperatura e diminuição na densidade neutra ao longo da série temporal sugere mudanças significativas nas características físicas da água nessa área. O fato de as variações observadas na série temporal terem sido validadas pelo **teste de Mann-Kendall** reforça a confiabilidade destas tendências monotônicas observadas nos dados.

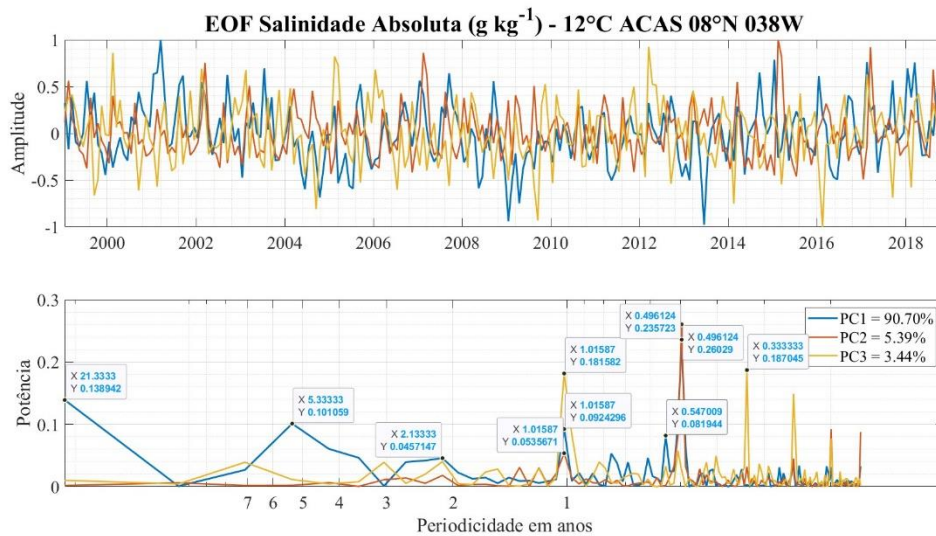
Figura 57 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta -  $S_A$  (g kg<sup>-1</sup>), Temperatura Conservativa -  $\Theta$  (°C), e Densidade neutra -  $\gamma^n$  (kg m<sup>-3</sup>) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Sul em 08°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



A **salinidade absoluta** na ACAS em 08°N apresenta uma variabilidade significativa em diferentes escalas de tempo, incluindo variações de longo prazo. A PC1 (azul) responde por 90,70% da variabilidade dos dados e apresenta sua maior potência de 0,23 no período de 5 meses. Esta variabilidade é corroborada pela ocorrência do maior sinal encontrado no gráfico que corresponde à PC2 (laranja - 5,39%) com potência de 0,26. A segunda maior potência da PC1 é de 0,14 e ocorre em torno de 20 anos, porém não é possível avaliar se ela responde a uma variabilidade acima deste período devido à limitação do período amostral. A potência que ocorre em torno de 5 anos (período típico

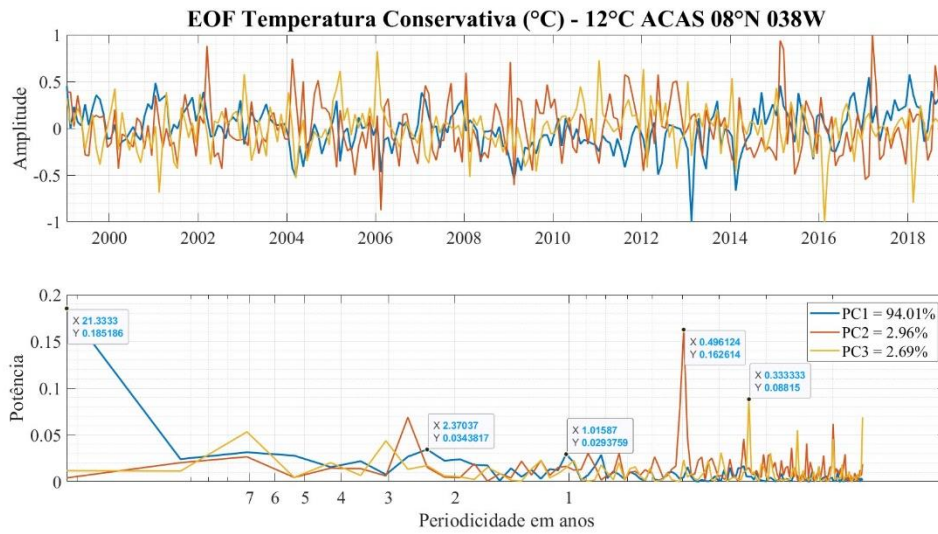
de ENOS) é de 0,10 e é maior do que a potência encontrada no período anual, que é de 0,092. Porém o período anual ainda conta com a ocorrência dos sinais da PC2 e da PC3 (amarelo - 3,44%) que contribuem com potências de 0,053 e 0,18, respectivamente, dando robustez ao resultado no período indicado. A PC2 e PC3 tem maior potência em períodos abaixo de 1 ano (Figura 58).

Figura 58 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da Água Central do Atlântico Sul em  $08^\circ035\text{W}$ .



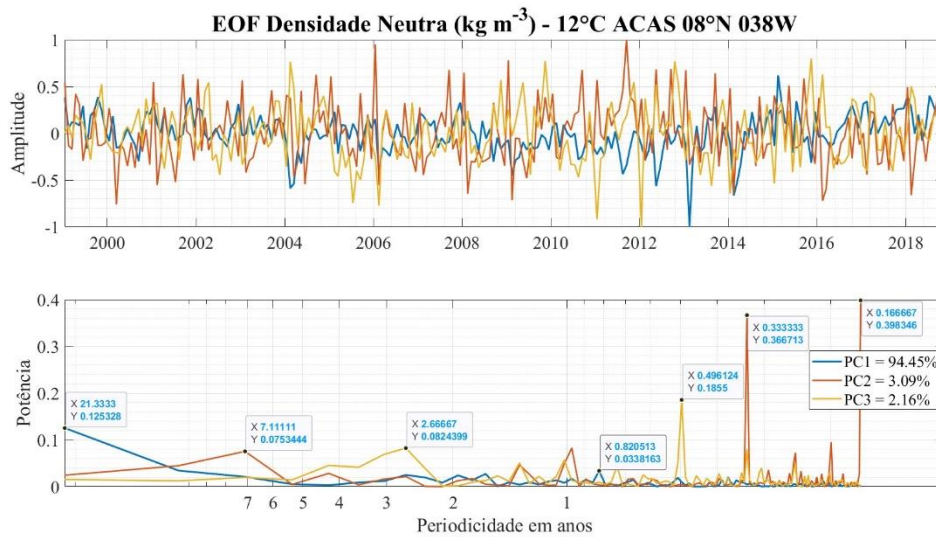
Uma forte resposta da PC1 (azul - 94,01%) em períodos acima de 10 anos na **temperatura conservativa** na ACAS em  $08^\circ\text{N}$  sugere que existem influências de longo prazo ou tendências significativas que afetam a variabilidade térmica ao longo do tempo. Isso pode estar relacionado a processos climáticos de longo prazo, como mudanças na circulação oceânica, variações na cobertura de gelo marinho, ou até mesmo a influência de tendências climáticas globais. Porém a limitação temporal dos dados não permite uma análise mais completa desta variabilidade. A PC1 ainda responde a variabilidades entre 1 e 10 anos, porém todas com potências abaixo de 0,05. As maiores potências da PC2 (2,96%) e da PC3 (2,69%) ocorrem abaixo de 6 meses. A PC2 apresenta potência de 0,16 em 5 meses e a PC3 0,08 em 3 meses. Estas componentes ainda respondem a uma variação no período do ENOS, contribuindo com a variabilidade da PC1 neste período (Figura 59).

Figura 59 EOF da Temperatura Conservativa –  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) na região correspondente a  $12^{\circ}\text{C}$  na base da Água Central do Atlântico Sul em  $08^{\circ}\text{N}$   $035^{\circ}\text{W}$ .



A PC1 (azul) da **densidade neutra** da ACAS em  $08^{\circ}\text{N}$ , representa 94,45% do sinal indicando que a variação em torno de 20 anos (potência de 0,125) é tão proeminente nesta variável quanto na temperatura conservativa. Isso sugere que, ao longo do período analisado, as mudanças na densidade neutra são mais influenciadas por fatores de longo prazo do que por variações sazonais ou de curto prazo. A potência das variabilidade da PC2 (laranja - 3,09%) e da PC3 (amarelo - 2,16%) são maiores do que a PC1 e se concentram majoritariamente abaixo de 1 ano. A PC2 tem maior potência no período entre 1 e 2 meses no valor de 0,4 e no período de 3 meses, com potência de 0,37. A PC3 tem maior potência em 5 meses com valor de 0,185 e entre 2 e 3 anos com valor de 0,082 (Figura 60).

Figura 60 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da Água Central do Atlântico Sul em  $08^\circ\text{N}$   $035^\circ\text{W}$ .

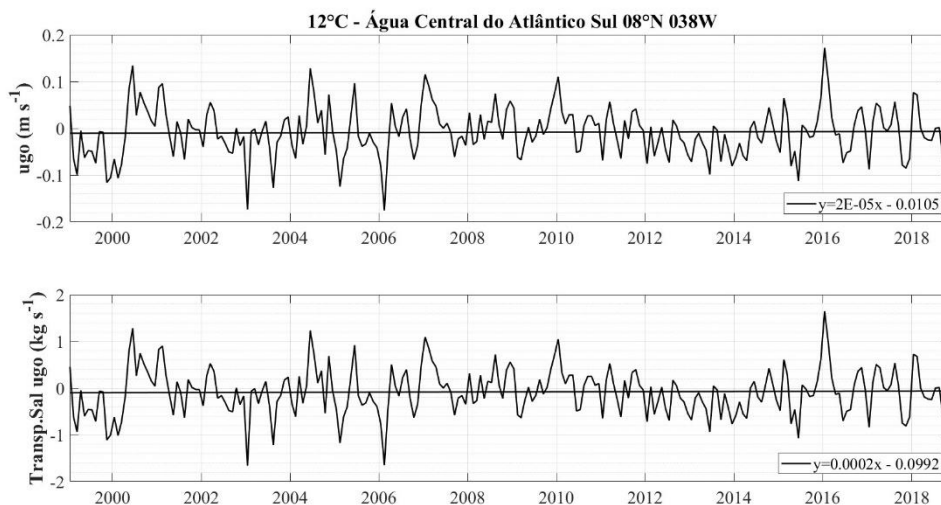


A **velocidade geostrófica zonal** na ACAS em  $08^\circ\text{N}$  é muito próxima a zero, mas ela tem uma média de  $0,008 \text{ m s}^{-1}$ , predominando uma corrente para oeste, apesar da inversão no sentido da corrente ao longo do ano durante toda série temporal. O **transporte de sal** nesta massa d'água tem valor médio de  $0,08 \text{ kg s}^{-1}$  e apresenta uma desaceleração de  $0,04 \text{ kg s}^{-1}$  (Figura 61).

É importante observar que o teste de **Mann-Kendall** rejeitou as tendências, sugerindo que as variações observadas na velocidade zonal e no transporte de sal podem não ser estatisticamente significativas. Portanto, embora haja padrões observáveis, é possível que elas estejam respondendo a variações sazonais ou aleatórias, ou ainda que as pequenas variações observadas foram muito pequenas para serem identificadas no teste.

Figura 61 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e de Transporte de Sal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) associado na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da

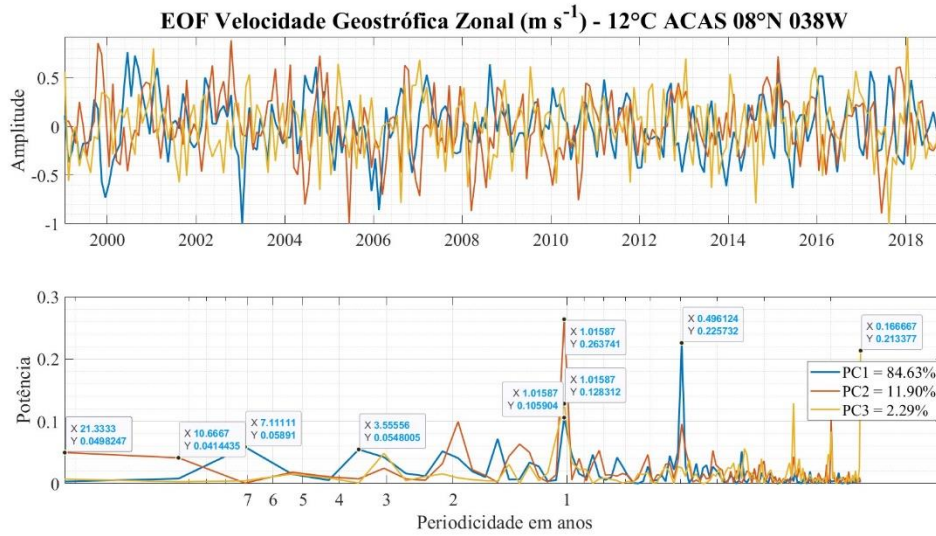
Água Central do Atlântico Sul em 08°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



Na análise EOF da **velocidade geostrófica zonal** na ACAS em 08°N, a inversão no sentido da corrente Leste-Oeste ao longo do ano pode ser explicada pela potência da PC1 (84,63%), muito significativa em um período de 5 a 6 meses no valor de 0,23. Além disso, a velocidade demonstra uma resposta significativa à variabilidade anual em todas as componentes principais (PCs), com potências de 0,1 na PC1 (azul), 0,26 na PC2 (laranja – 11,90%) e 0,13 na PC3 (amarelo - 2,29%). Isso sugere que as três principais componentes estão contribuindo para a variabilidade dos dados ao longo desse intervalo específico de um ano, refletindo um ciclo anual consistente na dinâmica da velocidade zonal. Observa-se também uma variabilidade da PC1 em períodos correspondentes aos eventos de ENOS, com potência de 0,06 em 7 anos e 0,055 entre 3 e 4 anos. A variabilidade decadal é observada na PC2 e ela se mantém quase constante até o período de 20 anos, o que deve ser analisado com cautela pois sinais contínuos em séries climáticas podem significar problemas nos dados. As potências observadas são 0,04 em 10 anos e 0,05 em 20 anos (

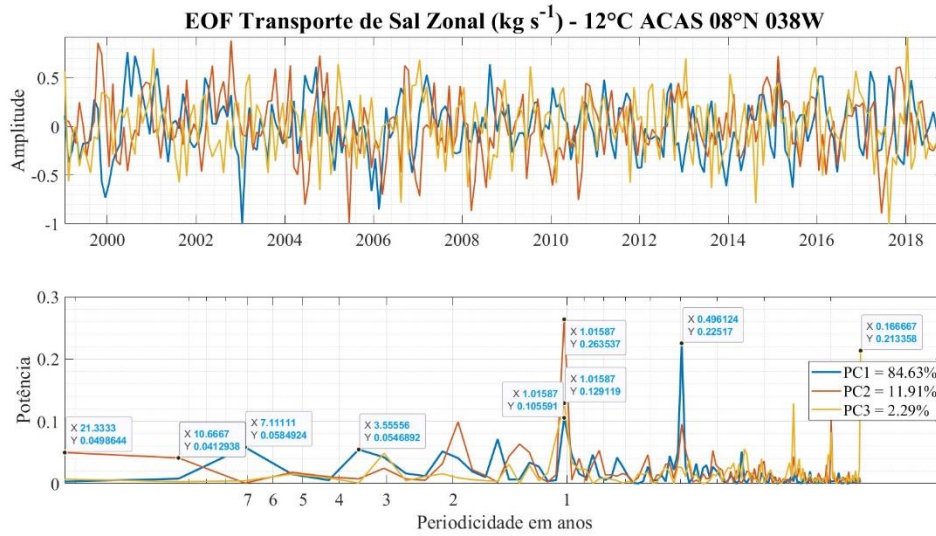
Figura 62).

Figura 62 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $m s^{-1}$ ) na região correspondente a  $12^{\circ}C$  na base da Água Central do Atlântico Sul em  $08^{\circ}N$   $035W$ .



A análise das componentes principais do **transporte de sal** na ACAS em  $08^{\circ}N$  é muito similar à da velocidade geostrófica zonal. As maiores potências estão nos períodos inferiores a 1 ano. A PC1 (azul - 84,63%) tem maior potência no período de 5 meses com valor de 0,23 e no período anual com valor de 0,11. A variabilidade anual da PC1 é corroborada pela presença da PC2 (laranja - 11,91%) e PC3 (amarelo - 2,29%) que exibem potências de 0,26 e 0,13, respectivamente, nestes mesmos períodos. As potências da PC1 observadas no período de ENOS apresentam valores de 0,058 em 7 anos e 0,055 entre 3 e 4 anos. Assim como nos dados de velocidade, a variabilidade decadal é observada na PC2 e ela se mantém quase constante até o período de 20 anos, o que deve ser analisado com cautela pois sinais contínuos em séries climáticas podem significar problemas nos dados. As potências observadas são 0,04 em 10 anos e 0,05 em 20 anos (Figura 63).

Figura 63 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da Água Central do Atlântico Sul em  $08^\circ\text{N } 035\text{W}$ .

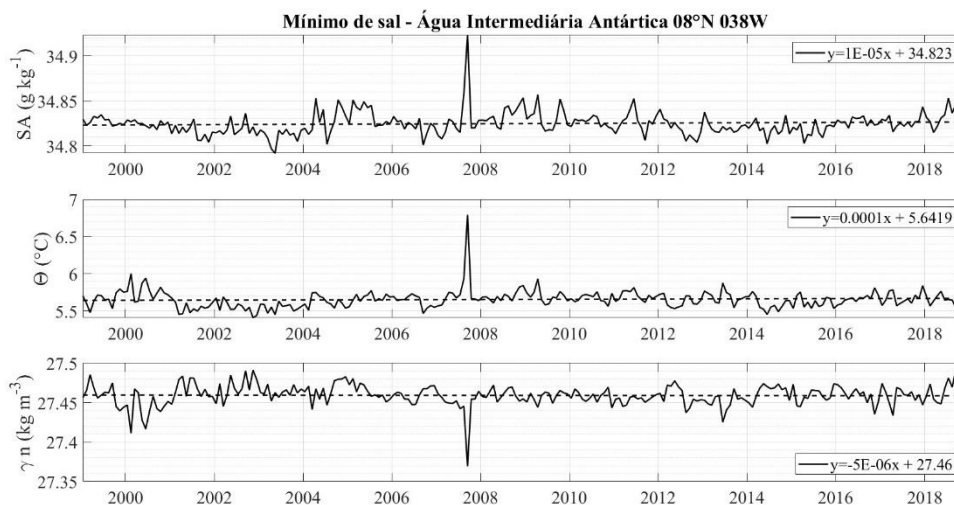


### 5.3.3 MÍNIMO DE SAL - AIAA

O núcleo da AIAA em  $08^\circ\text{N}$  apresenta par  $\Theta$ - $S_A$  médio  $5,66^\circ\text{C}$  e  $34,82 \text{ g kg}^{-1}$ , e densidade neutra média de  $27,46 \text{ kg m}^{-3}$ . A **salinidade absoluta** no núcleo da AIAA apresentou um aumento de  $0,003 \text{ g kg}^{-1}$  e a menor variação registrada nessa massa d'água ao longo de seu trajeto pelo sistema de correntes equatoriais. A **temperatura conservativa** apresentou aumento de  $0,03^\circ\text{C}$  e a **densidade neutra** uma diminuição de  $0,001 \text{ kg m}^{-3}$  (Figura 64). No entanto, é importante destacar que essas variações não foram confirmadas como estatisticamente significativas pelo **teste de Mann-Kendall**. Isso sugere que as mudanças observadas podem estar dentro da margem de erro dos dados ou podem não ser consistentes o suficiente para serem consideradas como verdadeiras tendências ao longo do tempo. Portanto podem ser resultado de variações sazonais ou aleatórias.

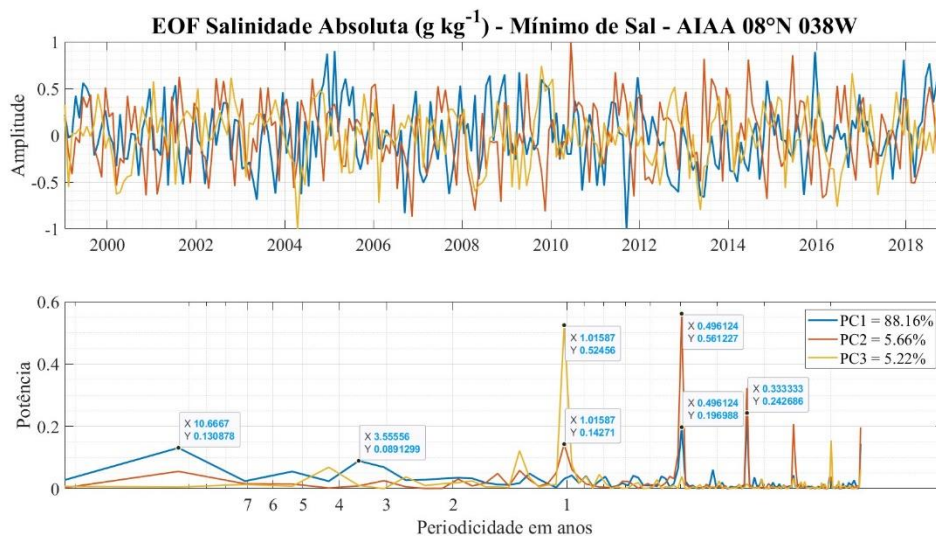
Figura 64 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta -  $S_A$  ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa -  $\Theta$  ( $^\circ\text{C}$ ), e Densidade neutra -  $\gamma^n$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) no mínimo de sal

encontrado na Água Intermediária Antártica em 08°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



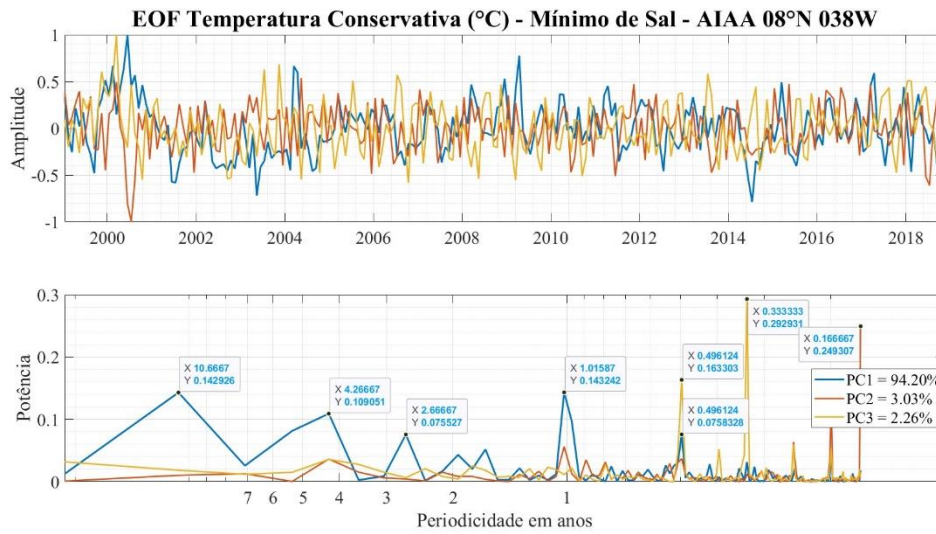
Na análise de EOF da **salinidade absoluta** no mínimo de sal da AIAA em 08°N, observamos que as PC2 (laranja - 5,66%) e PC3 (amarelo - 5,22%) apresentam as maiores potências do sinal, com valores de 0,56 no período de 5 meses e 0,52 no período anual, respectivamente. Estes dois períodos são corroborados pelas outras componentes principais que ocorrem nos mesmos períodos, indicando uma robustez nestes períodos. A PC1 (azul) representa 88,16% dos dados e exibe sua maior potência de 0,24 em 3 meses, seguida por uma potência de 0,2 em 5 meses, além de uma potência de 0,13 em 10 anos, sugerindo a influência de ciclos de médio e longo prazo na dinâmica desta massa d'água. Todas estas variações são corroboradas pela existência de sinal da PC2 nos mesmos períodos. Isso sugere que as componentes principais contribuem substancialmente para a variabilidade dos dados, cada uma capturando diferentes aspectos ou padrões na série temporal analisada. Assim como observado em latitudes anteriores, a AIAA também demonstra variabilidade em resposta aos anos de ENOS, com a PC1 respondendo a uma potência de 0,09 entre 3 e 4 anos (Figura 65).

Figura 65 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $08^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ .



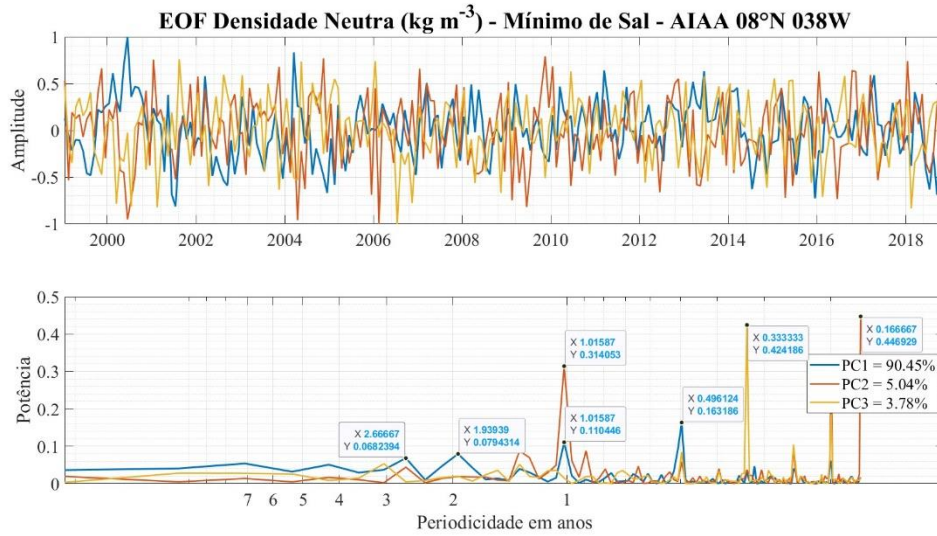
A variabilidade da **temperatura conservativa** no mínimo de sal da AIAA em  $08^{\circ}\text{N}$  apresenta potências similares em diferentes períodos. A PC1 responde por 94,20% do sinal e as maiores potências são observadas no período anual (0,143), no período decadal (0,142) e nos períodos típicos de ENOS em 4 anos (0,11) e, em menor potência, no período de 2 anos (0,07). O período de 4 anos é corroborado pela ocorrência de potências da PC2 e PC3, indicando uma robustez neste período. A PC3 (amarelo) representa apenas 2,26% do sinal é responsável pela maior potência da série de 0,30 localizada no período de 3 meses. Enquanto isso, a PC2 contribui com 3,03% do sinal e desempenha um papel mais significativo na variabilidade mensal dos dados, com potência de 0,25. O período de 5 meses com maior potência da PC3 é corroborado pela ocorrência da PC1 e PC2 em menores magnitudes, indicando uma variabilidade significativa neste período (Figura 66).

Figura 66 EOF da Temperatura Conservativa –  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $08^{\circ}\text{N}$   $035\text{W}$ .



A análise de EOF da **densidade neutra** no mínimo de sal da AIAA em  $08^{\circ}\text{N}$  mostra que a PC1 é responsável por 90,45% do sinal e apresenta maior potência de 0,16 no período correspondente a 5 meses, seguido por uma variabilidade anual com potência de 0,11. Esta variabilidade anual é corroborada pela ocorrência da PC2 (laranja - 5,04%) com potência de 0,31, que traz robustez ao sinal analisado neste período. As potências observadas em torno de 2 anos têm valores similares de 0,08, e as demais variabilidades encontradas em anos típicos de ENOS, tem potências inferiores. As maiores potências da série são encontradas na PC2 entre 1 e 2 meses e na PC3 (amarelo - 3,78%) em 3 meses, com valores de 0,45 e 0,42 respectivamente (Figura 67).

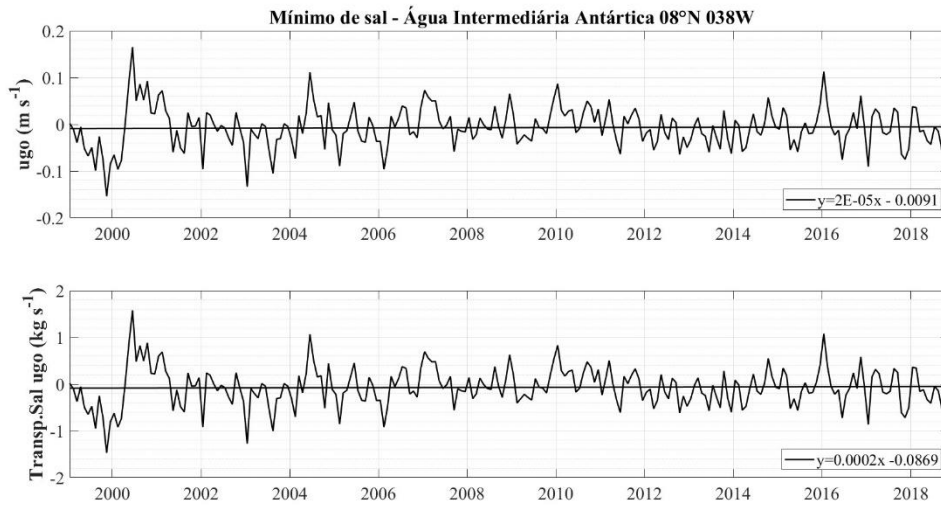
Figura 67 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $08^{\circ}\text{N } 035^{\circ}\text{W}$ .



A **velocidade zonal média** no mínimo de sal da AIAA em  $08^{\circ}\text{N}$  é de  $0,01 \text{ m s}^{-1}$  flui para oeste e teve uma desaceleração de  $0,004 \text{ m s}^{-1}$ . O **transporte de sal médio** para oeste é de  $0,07 \text{ kg s}^{-1}$  nessa massa d'água e apresentou uma diminuição de  $0,04 \text{ kg s}^{-1}$  ao longo da série temporal (Figura 68). Assim como a salinidade absoluta e temperatura, as variações na velocidade zonal e no transporte de sal também não foram consideradas estatisticamente significativas pelo **teste de Mann-Kendall**, o que não significa que elas não ocorrem no sinal. Elas podem variar de maneira aleatória ou sazonal, tendo em vista a dessazonalização que estes dados foram submetidos para a análise de EOF.

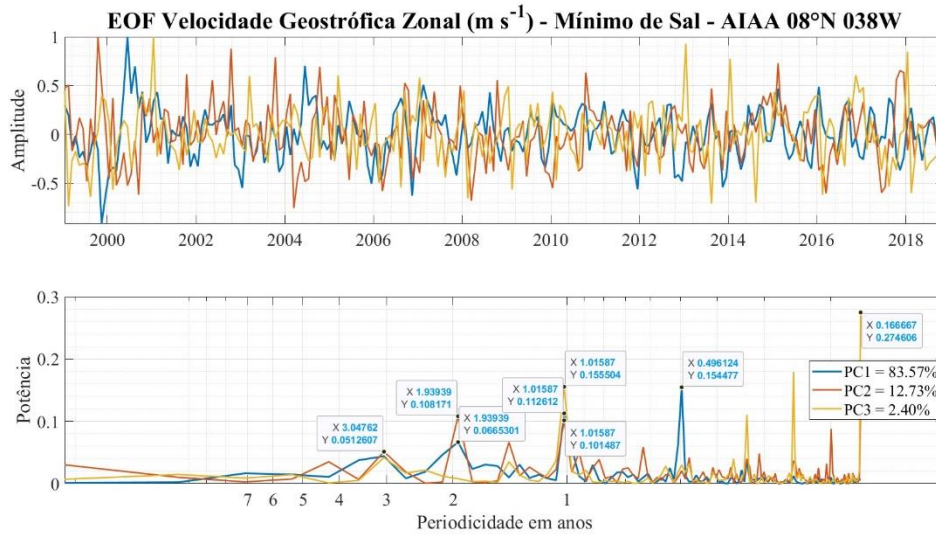
Figura 68 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal – ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e transporte de sal associado ( $\text{kg s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água

Intermediária Antártica em 08°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



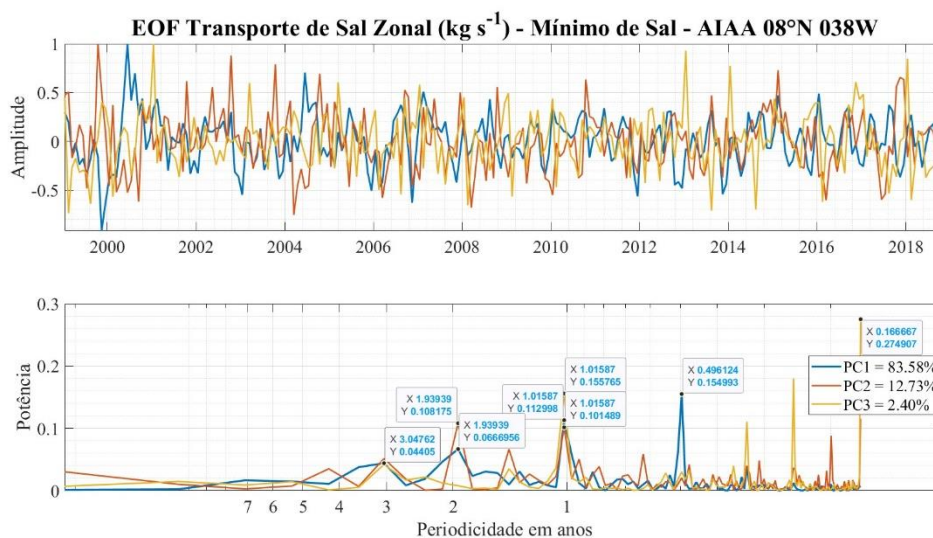
A análise das componentes principais da **velocidade geostrófica zonal** no mínimo de sal da AIAA mostra que as maiores potências se encontram abaixo de 1 ano, indicando que ela responde a variabilidades anuais e semianuais durante o período analisado. A PC1 (azul) é responsável por 83,57% do sinal e apresenta maior potência de 0,15 no período de 5 meses, seguida por uma potência de 0,11 no período anual que é corroborada pela ocorrência da PC2 (laranja - 12,73%) e PC3 (amarelo - 2,40%) com valores de 0,1 e 0,15 neste período. O período de 2 anos apresenta uma PC1 com potência de 0,07 corroborada por uma PC2 com potência de 0,11. O período de 3 anos apresenta as três PCs na potência aproximada de 0,05 (Figura 69).

Figura 69 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $\text{m s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $08^{\circ}\text{N}$   $035^{\circ}\text{W}$ .



O **transporte de sal** no mínimo de sal da AIAA em  $08^{\circ}\text{N}$  segue as variações da velocidade geostrófica analisada anteriormente e apresenta as maiores potências no período anual e sazonal (Figura 70). A PC1 (azul) é responsável por 83,58% do sinal e apresenta a maior potência no período de 5 meses, correspondente a 0,15. Seguida por uma variabilidade anual com potência 0,11, e variabilidades em períodos típicos de eventos ENO, 2 e 3 anos com potências de 0,06 e 0,04 respectivamente. A PC2 (12,73%) e PC3 (2,40%) corroboram com a variabilidade da PC1 encontrada principalmente no período anual e no período de 3 anos correspondente ao período de ENOS, isto sugere que há variabilidade consistente nestes períodos.

Figura 70 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $08^{\circ}\text{N } 035^{\circ}\text{W}$ .



Em resumo, a salinidade e a temperatura aumentaram em todas as massas d'água analisadas, junto com uma esperada diminuição nos valores de densidade neutra em  $08^{\circ}\text{N}$ . O transporte de sal aumentou no máximo de sal em subsuperfície, porém em profundidades maiores, nas camadas da ACAS e da AIAA, apresentou uma desaceleração.

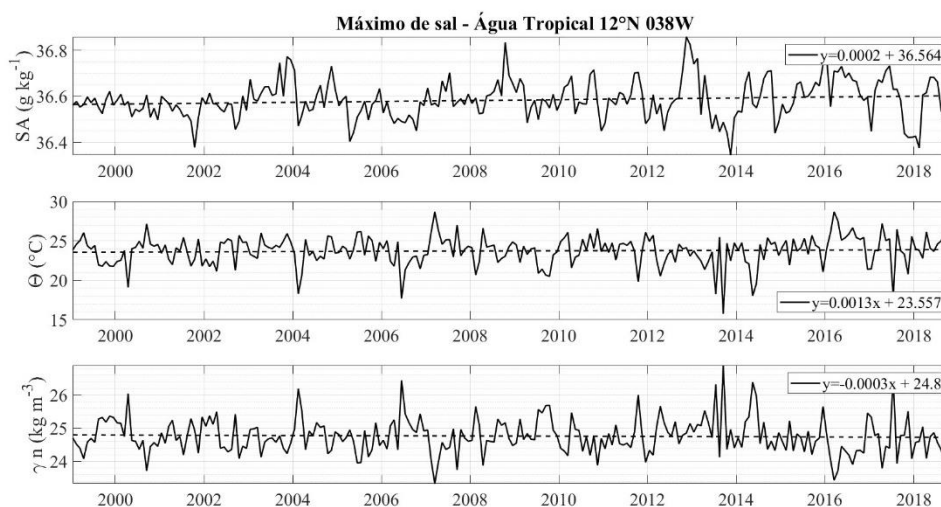
## 5.4 BOIA $12^{\circ}\text{N } 038^{\circ}\text{W}$

### 5.4.1 MÁXIMO DE SAL EM SUBSUPERFÍCIE

Na região em  $12^{\circ}\text{N } 038^{\circ}\text{W}$ , influenciada pelas águas mais salinas e quentes do Oceano Atlântico Norte, o máximo de sal em subsuperfície embutido na AT apresenta um par  $\Theta - S_A$  médio de  $23,72^{\circ}\text{C}$  e  $36,58 \text{ g kg}^{-1}$ , respectivamente. Ao longo dos anos, foi observado um aumento na temperatura de  $0,31^{\circ}\text{C}$  e na salinidade absoluta de  $0,04 \text{ g kg}^{-1}$ . Essas mudanças nas propriedades da água contribuem para uma diminuição na densidade neutra, com uma média de  $24,76 \text{ kg m}^{-3}$ , registrando uma redução de  $0,07 \text{ kg m}^{-3}$ . O teste de Mann-Kendall confirmou as tendências lineares observadas na salinidade absoluta, porém rejeitou as observadas na temperatura e na densidade que podem estar apresentando variações sazonais ou estocásticas (Figura 71).

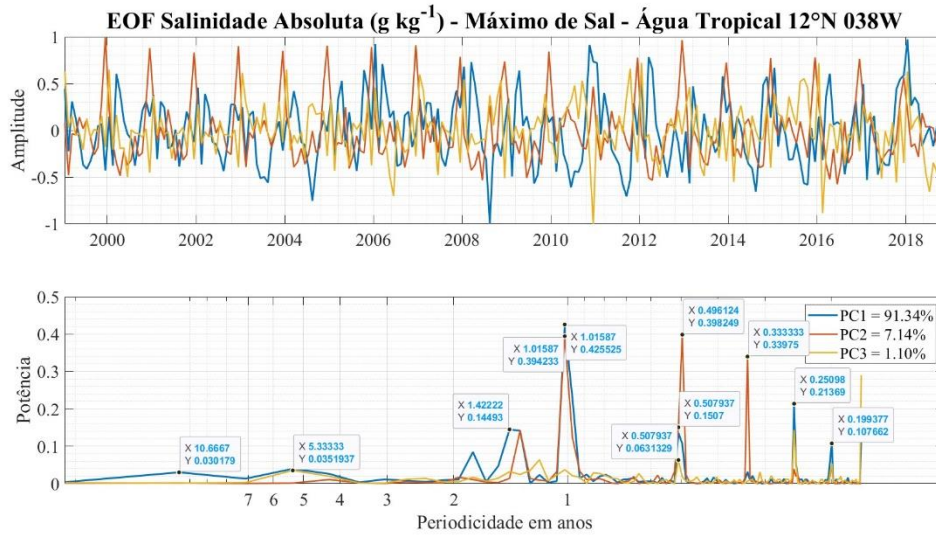
Figura 71 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta -  $S_A$  ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa -  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), e Densidade neutra -  $\gamma^n$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na Água Tropical

de máxima salinidade em 12°N 038'W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



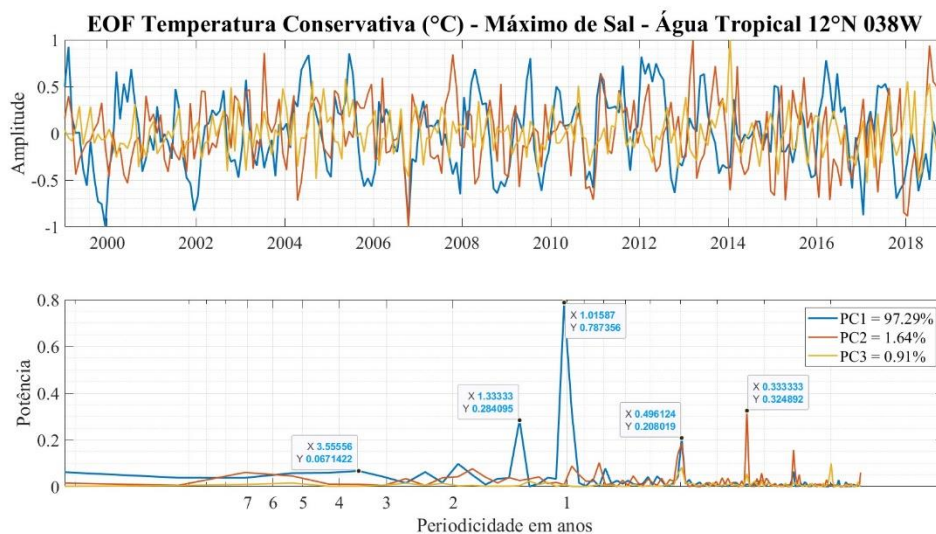
Na análise das componentes principais, a **salinidade absoluta** em subsuperfície responde a um forte sinal anual, onde a PC1 (azul - 91,34%) apresenta 0,43 de potência, a PC2 (laranja - 7,14%) apresenta 0,4 de potência e a PC3 (amarelo - 1,10%) apresenta uma pequena contribuição de 0,02 de potência. A PC1 e a PC2 também são responsáveis por uma variabilidade significativa entre o período de 2 e 3 meses com potência de 0,21, e outra entre os períodos de 1 e 2 anos com potência de 0,15. A PC1 responde junto a PC3 (1,10%) em dois períodos em torno de 2 meses com potência inferior a 0,21. Além disto, existe uma pequena variabilidade nos anos de ENOS e no período decadal com potências abaixo de 0,03. As 3 componentes principais correspondem a 99,58% das variações encontradas nessa massa d'água (Figura 72).

Figura 72 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $12^\circ\text{N } 038^\circ\text{W}$ .



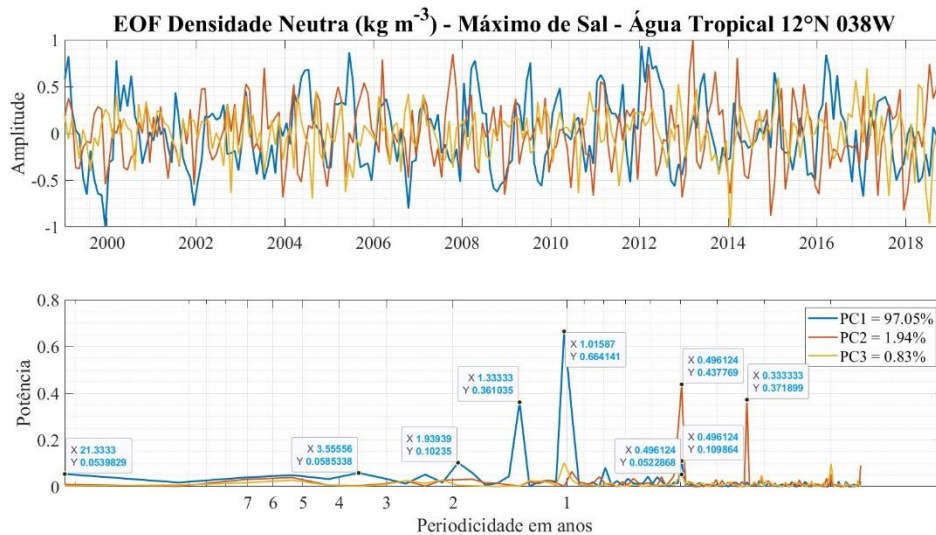
A temperatura conservativa do máximo de sal em subsuperfície em  $12^\circ\text{N}$  apresenta um forte sinal anual na PC1 (azul - 97,29%) em dois picos com 0,79 e 0,28 de potência. A PC1 também apresenta variabilidade no período de 5 meses com 0,21 de potência que é corroborada pela presença da PC2 (laranja - 1,64%) e da PC3 (amarelo - 0,91%), dando mais robustez a esta variabilidade encontrada no sinal. Também foram encontradas variabilidades com potências abaixo de 0,07 em diferentes escalas durante os anos típicos de ENOS (entre 2 e 7 anos) e no período decadal (Figura 73).

Figura 73 EOF da Temperatura Conservativa –  $\Theta$  ( $^\circ\text{C}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $12^\circ\text{N } 038^\circ\text{W}$ .



A PC1 (azul - 97,05%) da **densidade neutra** no máximo de sal em subsuperfície em 12°N acompanha a significativa variação anual observada na temperatura conservativa e na salinidade absoluta, exibindo um padrão de distribuição de sinal muito similar. As potências da PC1 encontradas no período anual são de 0,66 e 0,36, enquanto no período de 5 meses ocorre a maior potência da PC2 (laranja - 1,94%) de valor 0,44, que é corroborada pela ocorrência da PC1 e PC3 (0,83%). Também foram encontradas variabilidades com potências abaixo de 0,1 em diferentes escalas durante os anos típicos de ENOS (entre 2 e 7 anos) e no período decadal. As 3 PC correspondem a 99,84% da variabilidade encontrada nessa massa d'água (Figura 74).

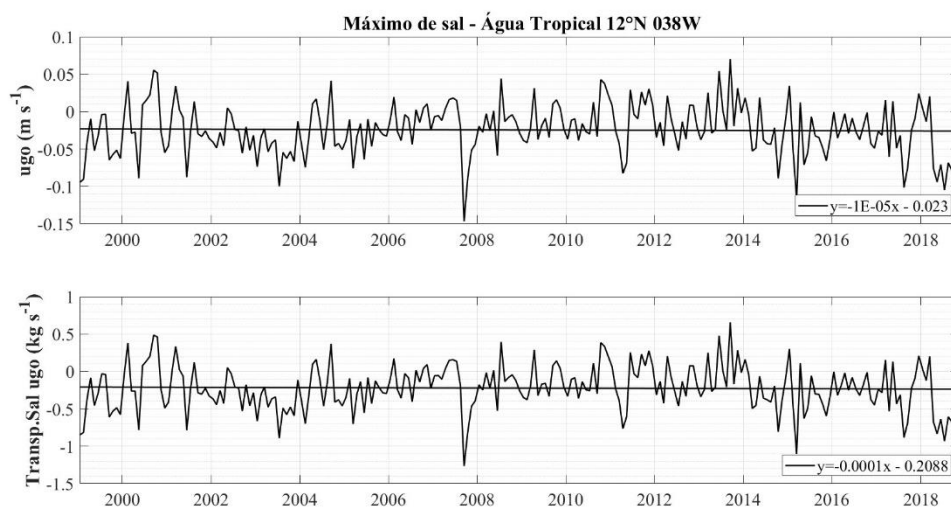
Figura 74 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em 12°N 038'W.



A **velocidade geostrófica zonal** média observada no máximo de sal em subsuperfície foi de  $0,02 \text{ m s}^{-1}$ , que flui para oeste, e apresentou aceleração de  $0,003 \text{ m s}^{-1}$  ao longo dos anos de observação. O **transporte de sal médio** associado foi de  $0,22 \text{ kg s}^{-1}$  com aceleração de  $0,03 \text{ kg s}^{-1}$  (Figura 75). O teste de **Mann-Kendall** não identificou significância estatística para estas duas análises, rejeitando as tendências lineares apresentadas, o que pode significar que as variações encontradas são muito pequenas ou ainda que a velocidade varia em escalas sazonais ou de maneira aleatória (estocástica).

Figura 75 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e de Transporte de Sal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) associado na Água Tropical de máxima salinidade em

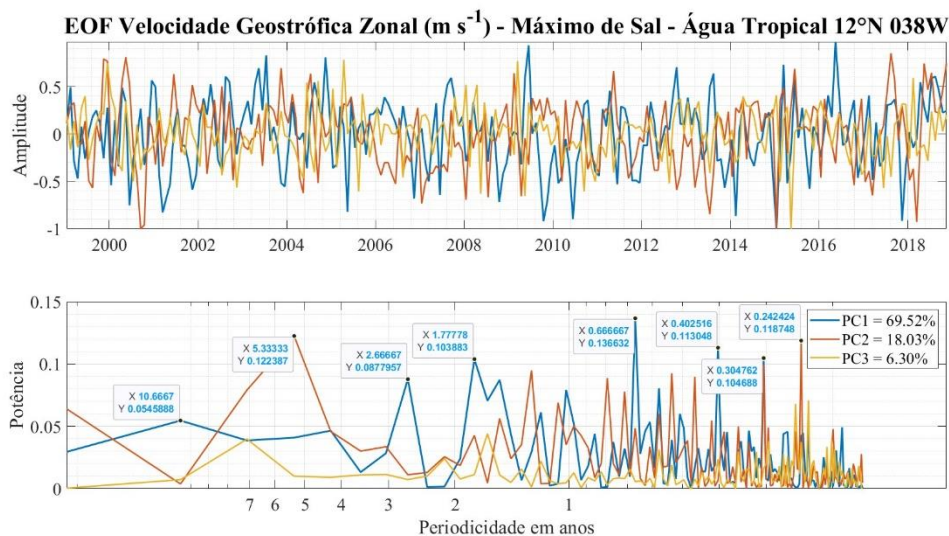
12°N 038'W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



Na análise de componentes principais da **velocidade geostrófica zonal** da Água Tropical em 12°N, observamos que a PC1 (azul - 69,52%), PC2 (laranja - 18,03%) e PC3 (amarelo - 6,30%) exibem variações de potência semelhantes ao longo da periodicidade analisada. Há muitos picos nos dados que ocorrem em intervalos de tempo curtos, inferiores a 2 anos. Esses picos podem ser indicativos de variabilidades sazonais, eventos climáticos de curto prazo ou outros fenômenos que afetam a série temporal em um período relativamente curto. A presença de padrões distintos nas PCs durante os anos de ENOS sugere que diferentes aspectos da variabilidade oceânica estão sendo capturados por cada PC durante esse período. Embora cada PC possa exibir padrões únicos, sua presença indica que todas estão contribuindo de alguma forma para a variabilidade total observada nos dados durante os anos de ENOS.

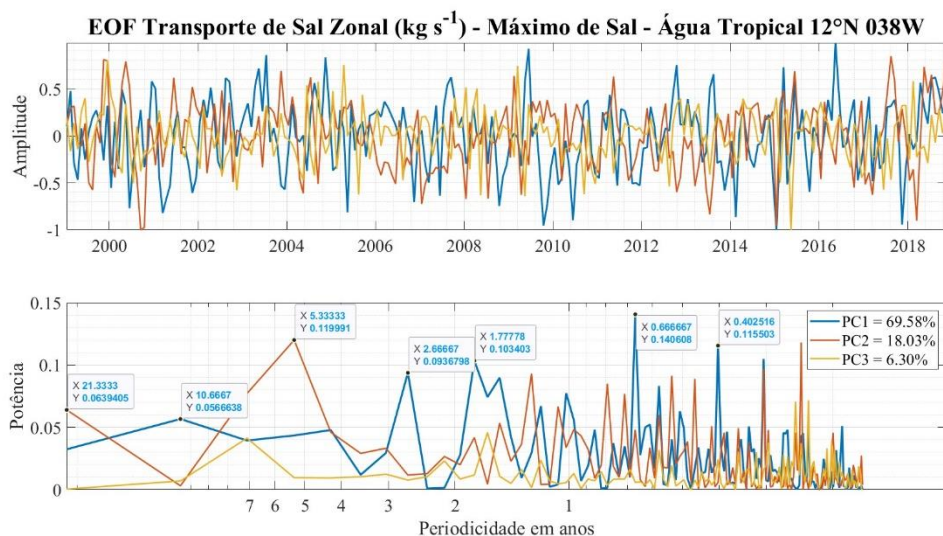
A resposta da PC1 e PC2 a um período aproximadamente decadal indica que essas componentes principais capturam variações de longo prazo nas propriedades oceânicas, que ocorrem ao longo de cerca de 10 anos. A observação de que a PC1 diminui enquanto a PC2 aumenta no período decadal sugere uma mudança na dinâmica ou na variabilidade das propriedades oceânicas capturadas por essas componentes principais ao longo desse período. Essa mudança pode indicar uma transição em padrões de circulação oceânica, variações climáticas ou outros processos oceânicos que afetam as características da água ao longo do tempo (Figura 76).

Figura 76 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $\text{m s}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ .



O transporte de sal da Água Tropical em  $12^\circ\text{N}$  segue o mesmo padrão de variabilidade encontrado na velocidade geostrófica, com pequenas diferenças nas porcentagens das PCs. A PC1 (azul - 69,58%) apresenta um sinal com potências semelhantes ao longo da periodicidade analisada, com muitos picos ou variações nos dados que ocorrem em intervalos de tempo curtos, inferiores a 2 anos. A variabilidade observada nos anos de ENOS e no período decadal apresentam menores potências, porém as PC2 (laranja - 18,03%) e PC3 (amarelo - 6,30%) corroboram a potência observada no período de ENOS entre 2 e 7 anos (Figura 77).

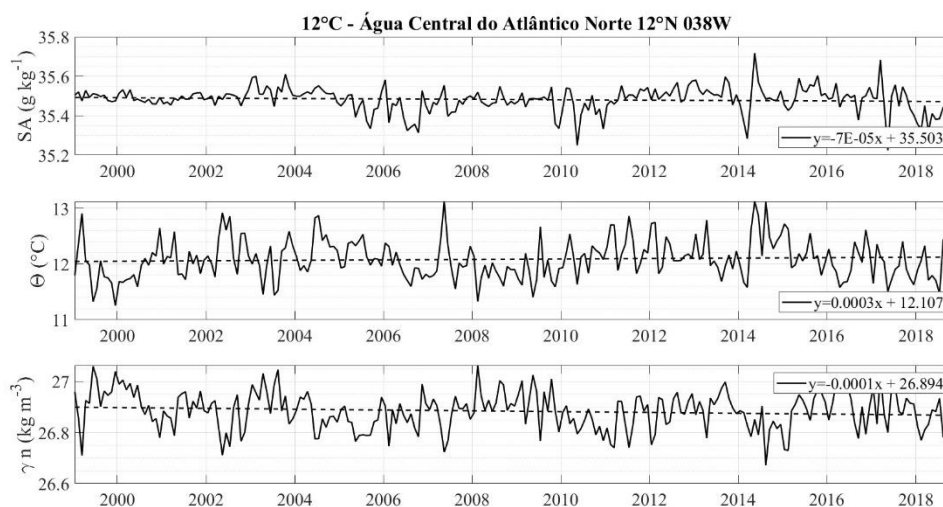
Figura 77 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ .



### 5.4.2 ÁGUA TIPO 12°C - ACAN

Na região da picroclina em 12°N, observamos a presença da ACAN, massa d'água mais quente e salina e, conseqüentemente, mais densa do que a ACAS presente nas outras latitudes mais próximas ao equador. Com um par  $\Theta - S_A$  médio de 12,08°C e 35,48 g kg<sup>-1</sup> e densidade neutra 26,88 kg m<sup>-3</sup>, essa massa d'água apresentou um aumento de 0,08°C, uma diminuição de 0,02 g kg<sup>-1</sup> de salinidade absoluta e uma diminuição de 0,03 kg m<sup>-3</sup> na densidade neutra, o que confere uma característica menos densa ao longo dos anos dessa massa d'água (Figura 78). Essas mudanças indicam uma tendência para uma característica menos densa ao longo dos anos nessa massa d'água. No entanto, o teste de Mann-Kendall não confirmou essas tendências lineares nos dados, sugerindo que essas variações podem ser mais complexas ou menos significativas do que inicialmente observado.

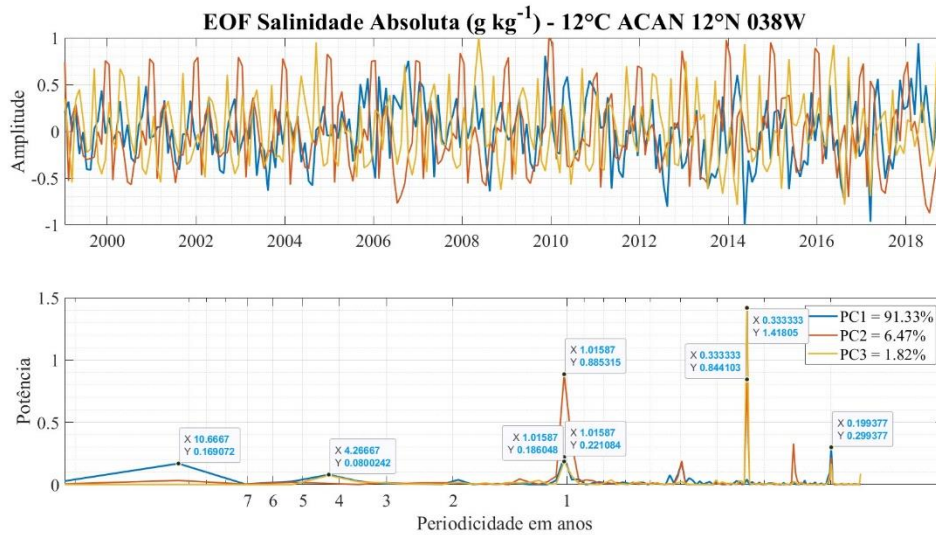
Figura 78 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta -  $S_A$  (g kg<sup>-1</sup>), Temperatura Conservativa -  $\Theta$  (°C), e Densidade neutra -  $\gamma^n$  (kg m<sup>-3</sup>) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Norte em 12°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



As 3 componentes principais explicam 99,62% da variabilidade encontrada na **salinidade absoluta** da ACAN em 12°N. A PC1 (azul) responde por 91,33% do sinal e exibe 4 potências mais significativas distribuídas em diferentes períodos. A maior potência de 0,3 ocorre em torno de 2 meses, seguida por uma potência de 0,22 no período anual, uma potência de 0,17 no período aproximadamente decadal, e 0,08 no período de 4 anos (típico de ENOS). As PC2 (laranja - 6,47%) e PC3 (amarelo - 1,82%) corroboram

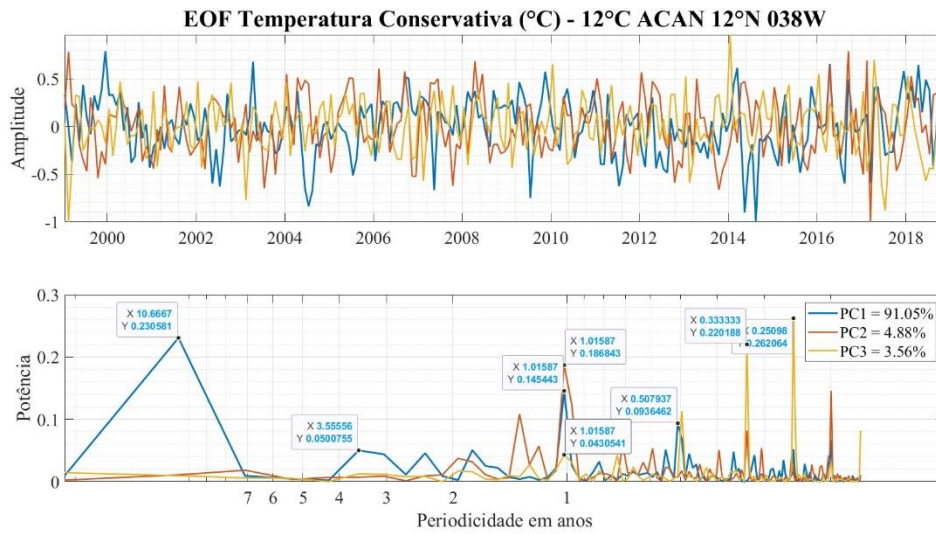
com estas potências encontradas na PC1, exceto a encontrada no período decadal (Figura 79).

Figura 79 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da Água Central do Atlântico Norte em  $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ .



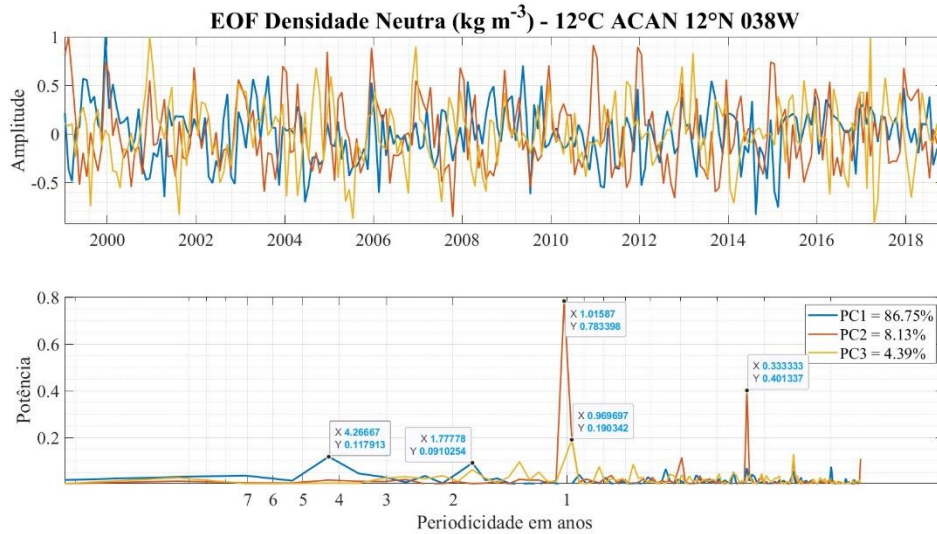
Diferente da salinidade, a **temperatura conservativa** na ACAN em  $12^\circ\text{N}$  apresenta predominância de uma variabilidade decadal com potência de 0,23 na PC1 (azul), que representa 91,05% do sinal. A variabilidade anual fica em segundo, com potência de 0,145 que é corroborada pela presença da PC2 (laranja - 4,88%) e PC3 (amarelo - 3,56%) com potências 0,19 e 0,04, respectivamente, o que se traduz em uma confiabilidade na variabilidade da temperatura conservativa neste período. O período referente a 5 meses é o terceiro maior sinal da PC1 e apresenta potência 0,09. A temperatura conservativa também experimenta variabilidade associada ao período típico de ENOS, entre 2 e 4 anos, porém com potências abaixo de 0,05. As maiores potências da série estão associadas à PC3 em períodos de 2 e 3 meses (Figura 80).

Figura 80 EOF da Temperatura Conservativa –  $\Theta$  (°C) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Norte em 12°N 035W.



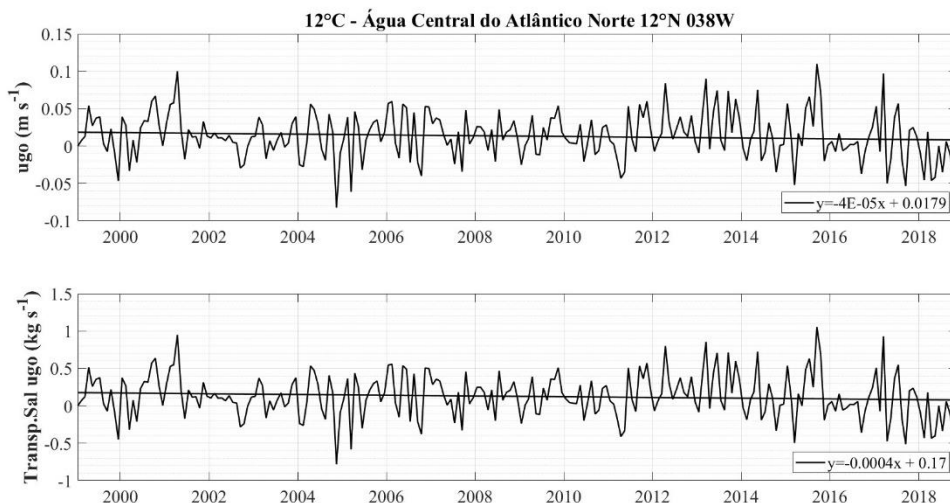
A soma das PCs da **densidade neutra** na ACAN em 12°N representam 99,27% da variabilidade dessa propriedade ao longo do período analisado. A maior potência da série é observada na PC2 (laranja) no período anual, porém ela captura apenas 8,13% da variabilidade dos dados de densidade neutra. A PC1 (azul) que detém 86,75% da variabilidade do sinal têm maior potência localizada entre 4 e 5 anos e no período de aproximadamente 2 anos. Isto demonstra uma significativa influência do ENOS nesta propriedade física da água do mar e pouco ou quase nenhum domínio da variabilidade decadal e anual na PC1, como observado anteriormente na salinidade absoluta e na temperatura conservativa. A PC3 (amarelo) responde por 4,39% e é mais significativa no período anual, corroborando com a maior potência da PC2 neste período (Figura 81).

Figura 81 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da Água Central do Atlântico Norte em  $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ .



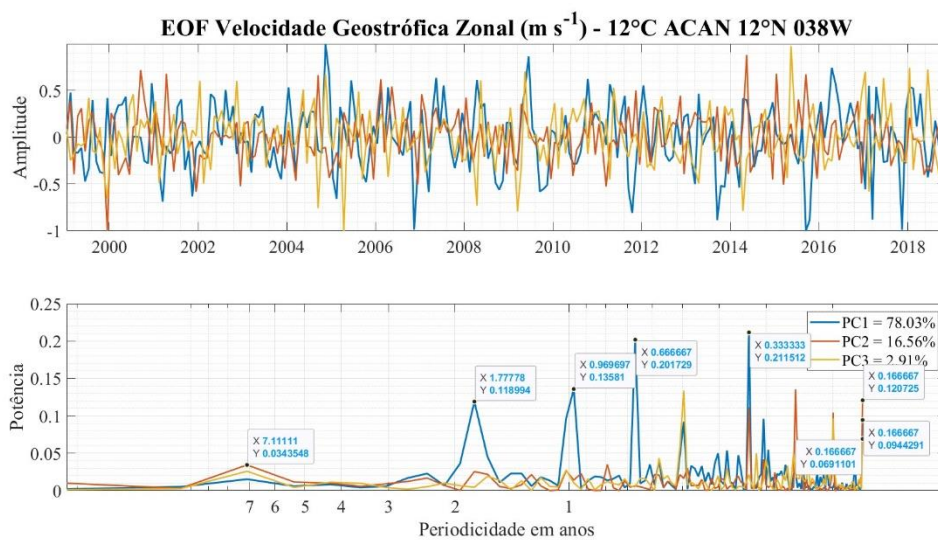
A **velocidade geostrófica zonal** da ACAN nesta profundidade flui para leste com uma média de  $0,013 \text{ m s}^{-1}$  e apresentou uma desaceleração de  $0,01 \text{ m s}^{-1}$  ao longo do período analisado. O **transporte de sal médio** nesta massa d'água é de  $0,13 \text{ kg s}^{-1}$  com uma diminuição de  $0,10 \text{ kg s}^{-1}$  ao longo dos anos (Figura 82). O **teste de Mann-Kendall** não apresentou uma confirmação da tendência linear dos dados, porém isto não significa que os dados não respondem a variações sazonais ou estocásticas ou ainda que as variações encontradas são pequenas para a margem de detecção do teste.

Figura 82 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e de Transporte de Sal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) associado na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da Água Central do Atlântico Norte em  $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



Na análise de EOF, a **velocidade geostrófica zonal** na ACAN em 12°N tem 97,5% da variabilidade explicada pelas componentes principais. A PC1 (azul) detém 78,03% da variabilidade e revela uma grande variabilidade sazonal das correntes zonais ao longo do ano, com potências distribuídas em diversos períodos abaixo de 2 anos. Os mais significativos estão em 3 e 6 meses, com potências de 0,21 e 0,20. O período de 3 meses da PC1 é corroborado pela ocorrência de um pico da PC2 (laranja – 16,56%), enquanto o período mais significativo da PC3 (amarelo – 2,91%) é em 5 meses e é corroborado pela ocorrência de um pico da PC1. A variação anual é igualmente significativa nessa variável oceanográfica e apresenta dois picos de potências 0,14 e 0,12, sendo este último mais próximo do período de dois anos. Observa-se ainda uma variabilidade em 7 anos com representatividade de todas as PCs, com potências abaixo de 0,034 (Figura 83).

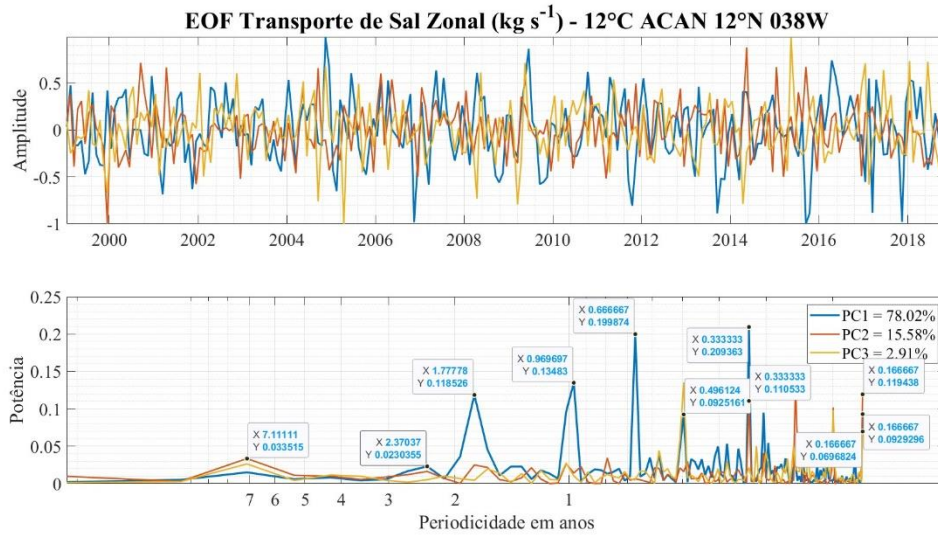
Figura 83 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal – ugo ( $m s^{-1}$ ) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Norte em 12°N 035W.



O **transporte de sal** na ACAN em 12°N acompanha as variabilidades encontradas na velocidade geostrófica zonal, com pequenas diferenças nas porcentagens das PCs. A PC1 (azul) tem as maiores potências observadas na série e captura 78,02% da variabilidade dos dados, em sua maioria localizadas em períodos abaixo de 2 anos. A PC2 (laranja – 15,58%) e PC3 (amarelo – 2,91%) também apresentam suas maiores potências abaixo de 2 anos, confirmando a predominância de uma variabilidade de curto prazo no transporte zonal de sal nessa profundidade. As 3 PCs exibem um sinal abaixo de 0,03 no período de 7 anos relacionado ao período tópico de ENOS (

Figura 84).

Figura 84 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da Água Central do Atlântico Norte em  $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ .

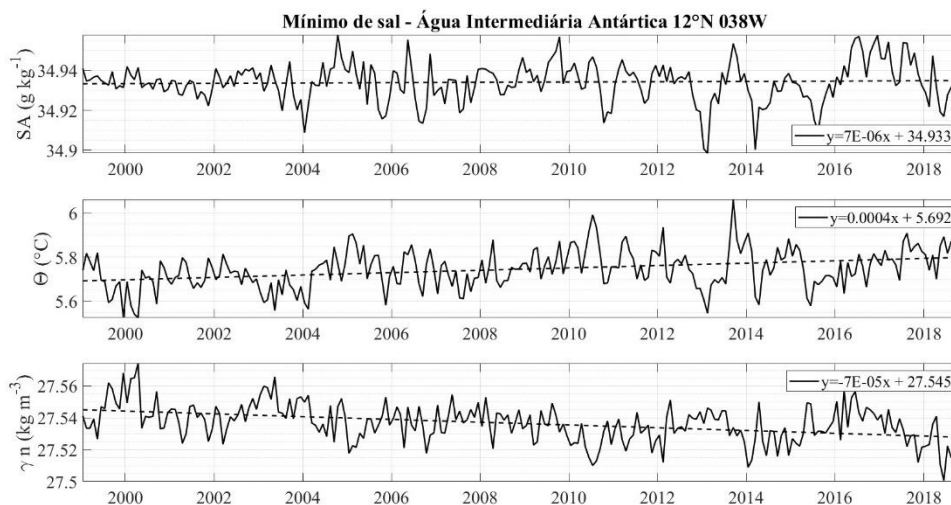


#### 5.4.3 MÍNIMO DE SAL - AIAA

No mínimo de sal encontrado no núcleo da AIAA observa-se um par  $\Theta - S_A$  médio de  $5,75^\circ\text{C}$  e  $34,93 \text{ g kg}^{-1}$ , com densidade de  $27,54 \text{ kg m}^{-3}$ . A temperatura conservativa e a salinidade absoluta apresentaram um pequeno aumento de  $0,11^\circ\text{C}$  e  $0,002 \text{ g kg}^{-1}$ , respectivamente. Enquanto a densidade neutra apresentou uma diminuição de  $0,02 \text{ kg m}^{-3}$  (Figura 85). O teste de Mann-Kendall confirmou as tendências observadas na temperatura e na densidade, porém rejeitou o aumento da salinidade absoluta. Isso significa que a tendência observada nos dados pode representar uma variação sazonal ou aleatória dos dados. Outro cenário possível é o teste de Mann-Kendall falhar na detecção de uma tendência devido à pequena variação dos dados em comparação com a variabilidade natural da série.

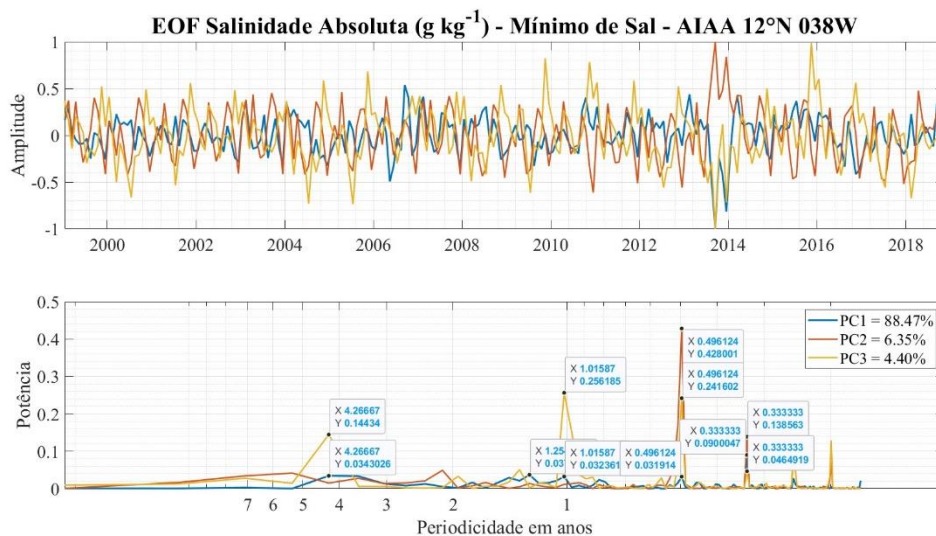
Figura 85 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta -  $S_A$  ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa -  $\Theta$  ( $^\circ\text{C}$ ), e Densidade neutra -  $\gamma^n$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) no mínimo de sal

encontrado na Água Intermediária Antártica em 12°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



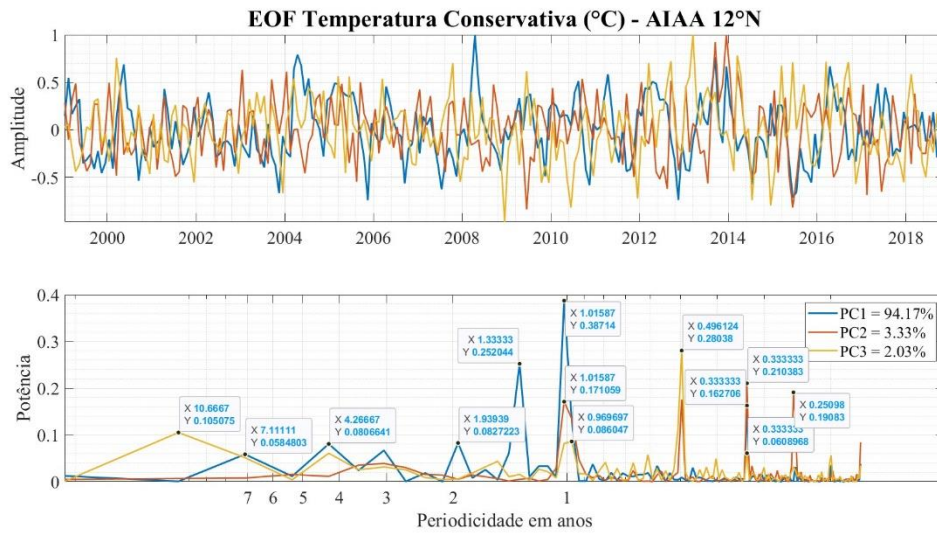
A análise de EOF da **salinidade absoluta** no mínimo de sal em 12°N mostra que a embora a PC1 (azul) capture a maior parte da variabilidade nos dados de (88,47%), a PC2 (laranja - 6,35%) e PC3 (amarelo - 4,40%) têm potências bem mais significativas, principalmente em eventos inferiores a 1 ano e nos anos associados ao ENOS. Isso sugere que essas componentes principais são responsáveis por capturar variações específicas nos dados de salinidade absoluta relacionadas a eventos de curto prazo, como variações sazonais e influências do ENOS. A PC2 apresenta a maior potência encontrada na série e está localizada no período de 5 meses com valor de 0,43, seguida pela PC3 no período anual com potência de 0,25. A maior variabilidade da PC1 ocorre em 3 meses com potência de 0,09 e é corroborada pela ocorrência da PC2 e PC3 no mesmo período (Figura 86).

Figura 86 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $12^\circ\text{N } 035\text{W}$ .



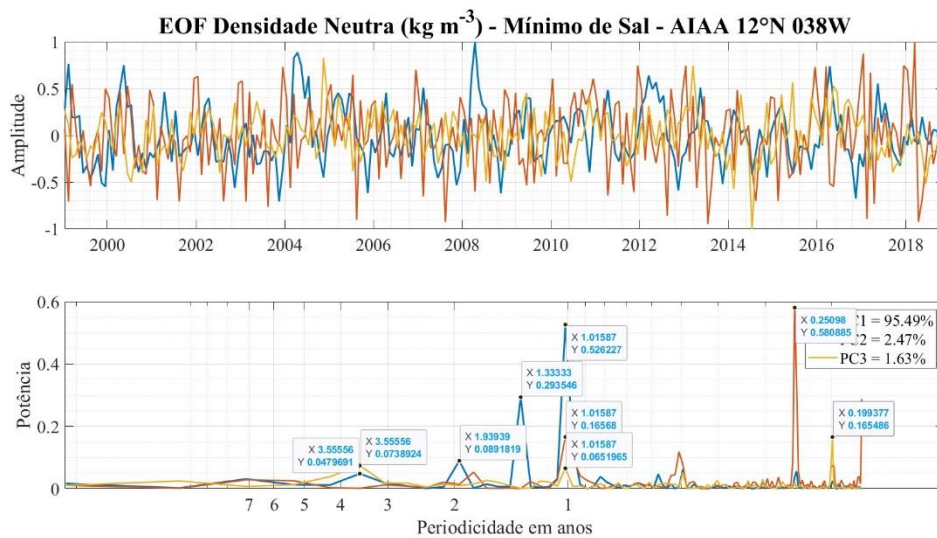
A **temperatura conservativa** no mínimo de sal em  $12^\circ\text{N}$  apresenta uma variabilidade significativa em um intervalo de tempo que varia de 1 a 7 anos, onde a PC1 (azul) representa 94,17% do sinal. A variabilidade anual é muito significativa na temperatura conservativa pois ocorre nas três PCs, sendo a PC1 com potência de 0,39, PC2 com 0,17 e PC3 com 0,9. Além de um segundo pico da PC1 observado entre 1 e 2 anos com potência de 0,25. A variabilidade de curto prazo, em períodos inferiores a 6 meses, é mais significativa na PC 2 (laranja - 3,33%) e PC 3 (amarelo - 2,03%). A PC3 apresenta a maior variabilidade encontrada no período sazonal, referente a uma potência de 0,28 em 5 meses, corroborada pela ocorrência da PC2 no mesmo período. A variabilidade decadal está presente na PC3 com potência de 0,1. No entanto, essas componentes contribuem relativamente pouco para a variabilidade total do sinal, com potências menores em comparação com a Componente Principal 1, que domina o sinal (Figura 87).

Figura 87 EOF da Temperatura Conservativa –  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $12^{\circ}\text{N}$   $035^{\circ}\text{W}$ .



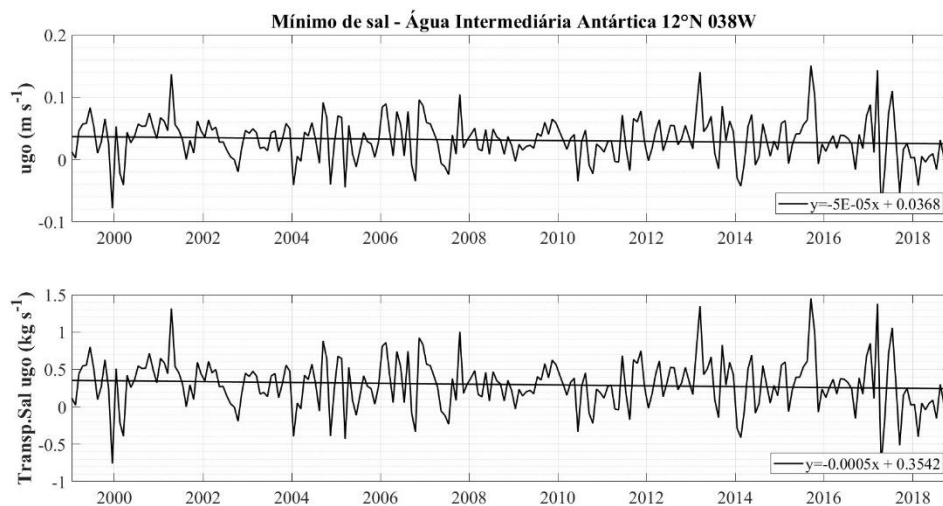
A **densidade neutra** no mínimo de sal em  $12^{\circ}\text{N}$  acompanha a variabilidade anual e bianual da temperatura descrita pela PC1 (azul - 95,49%), com potências de 0,53 e 0,29, respectivamente. Além disso, é possível observar a presença de variações de curto prazo na PC2 (laranja - 2,47%), evidenciadas pela maior potência da série localizada no período de três meses com valor de 0,58, e da PC3 (amarelo - 2,03%) no período de dois meses com potência de 0,16. Observa-se também potências das PCs abaixo de 0,07 durante os anos do ENOS (Figura 88).

Figura 88 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $12^{\circ}\text{N}$   $035^{\circ}\text{W}$ .



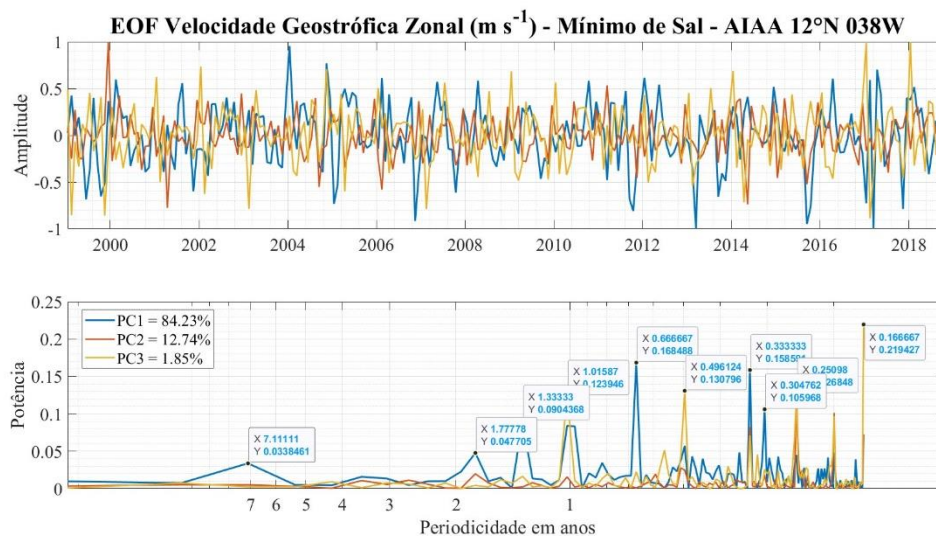
A **velocidade geostrófica zonal** no mínimo de sal em 12°N, que flui para leste, apresentou uma média de 0,03 m s<sup>-1</sup>, com uma desaceleração de 0,01 m s<sup>-1</sup> ao longo do período observado. Quanto ao **transporte de sal médio nessa massa d'água**, foi observada uma diminuição de 0,11 kg s<sup>-1</sup>, com um valor médio de 0,3 kg s<sup>-1</sup> (Figura 89). O **teste de Mann-Kendall** confirma as tendências lineares observadas na velocidade zonal o que indica que as mudanças ao longo do tempo são estatisticamente significativas e consistentes com uma tendência linear.

Figura 89 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal – ugo (m s<sup>-1</sup>) e transporte de sal associado (kg s<sup>-1</sup>) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em 12°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



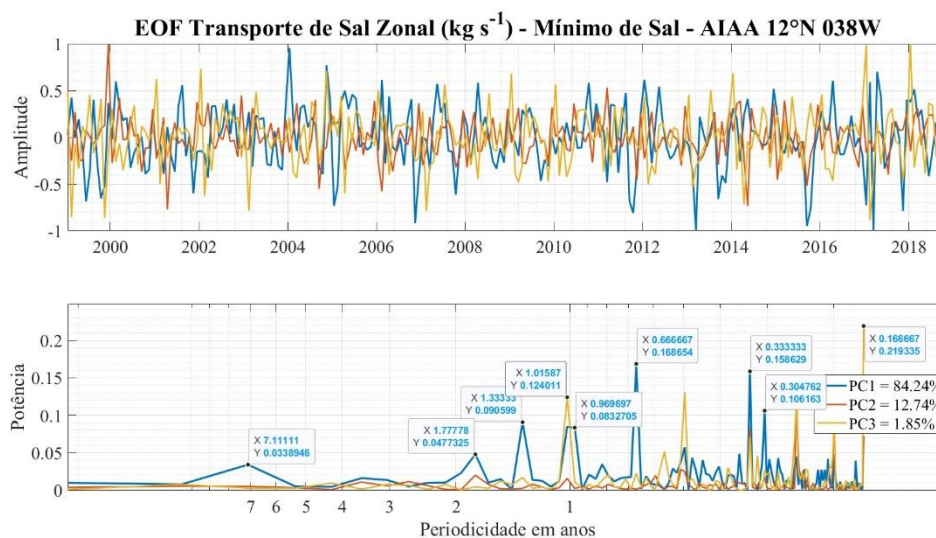
Na análise das componentes principais, a PC1 (azul) da **velocidade zonal** no mínimo de sal em 12°N responde por 84,23% da variabilidade do sinal, enquanto a PC2 (laranja) e a PC3 (amarelo) respondem por 12,74% e 1,85%, respectivamente. Todas as PCs apresentam as maiores potências em períodos inferiores a 2 anos o que sugere uma forte influência da variabilidade de curto prazo na dinâmica da velocidade geostrófica zonal nesta latitude. A maior potência encontrada na série corresponde à PC3 e está localizada no período entre 1 e 2 meses, com o valor de 0,22. Seguida por picos da PC1 em 6 meses com potência de 0,17, 3 meses com potências de 0,16 e 0,11. O período anual é marcado pela ocorrência das 3 PCs, sendo a PC3 de maior potência neste período. A PC1 também apresenta uma variabilidade em 7 anos, correlacionado aos eventos de ENOS, de potência 0,03 (Figura 90).

Figura 90 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $\text{m s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $12^\circ\text{N}$   $035^\circ\text{W}$ .



O **transporte de sal** no mínimo de sal em  $12^\circ\text{N}$  acompanha a variabilidade observada na velocidade geostrófica zonal, com uma pequena diferença na porcentagem de distribuição do sinal na PC1 (azul - 84,24%). Na análise, as maiores potências estão localizadas abaixo de 2 anos, o que indica que o transporte responde às variações de curto prazo no núcleo desta massa d'água. A maior potência corresponde à PC3 (amarelo - 1,75%), está localizada entre 1 e 2 meses e tem valor de 0,22. Esta variabilidade é seguida por dois picos da PC1 em 6 (potência de 0,17) e 3 meses (potência de 0,16). A PC2 (laranja - 12,74%) e a PC3 corroboram com a ocorrência da PC1 de maior potência do período de 3 meses, o que indica uma consistência na variabilidade do transporte de sal neste período. A PC1 também apresenta variabilidade no período de 7 anos referente ao período típico de eventos de ENOS com potência de 0,03 (Figura 91).

Figura 91 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $12^\circ\text{N } 035^\circ\text{W}$ .



Em resumo, a salinidade aumentou na AT e na AIAA, porém foi observada uma tendência de diminuição nos valores de salinidade encontrados na ACAN, o que estaria em consonância com os ciclos de gelo e degelo no Atlântico Norte setentrional. A temperatura aumentou em todas as massas d'água, ao passo que houve uma redução na densidade neutra. Em relação à velocidade e ao transporte de sal, foi constatada uma diminuição no transporte nas massas d'água mais profundas, ao passo que houve um aumento na no máximo de sal da AT.

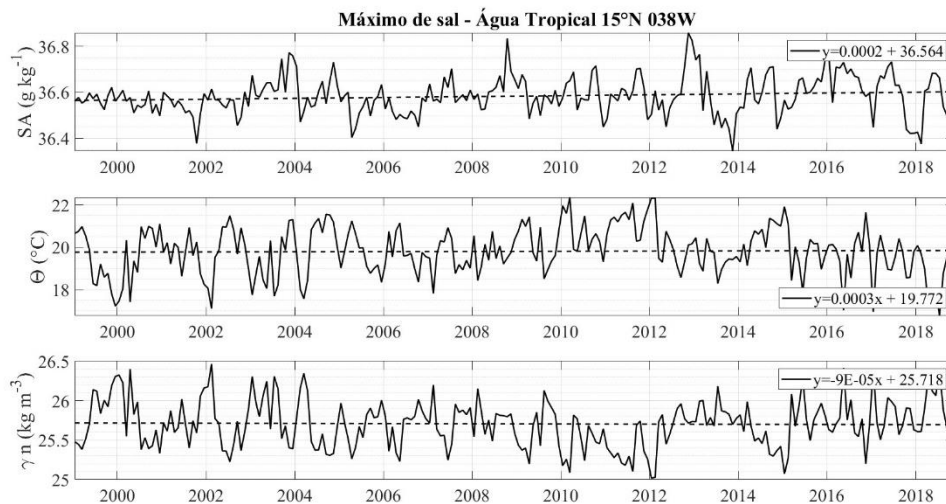
## 5.5 BOIA $15^\circ\text{N } 038^\circ\text{W}$

### 5.5.1 MÁXIMO DE SAL EM SUBSUPERFÍCIE

No ponto mais meridional da seção  $038^\circ\text{W}$ , entrando no Giro subtropical do Atlântico Norte, a **salinidade absoluta** e **temperatura conservativa** do máximo de sal em subsuperfície tem par  $\Theta - S_A$  médio  $19,80^\circ\text{C}$  e  $36,58 \text{ g kg}^{-1}$  e **densidade neutra** de  $25,71 \text{ kg m}^{-3}$ . Estas propriedades apresentam uma tendência de aumento de  $0,07^\circ\text{C}$  e  $0,03 \text{ g kg}^{-1}$  ao longo dos anos, com a densidade apresentando uma diminuição de  $0,02 \text{ kg m}^{-3}$  (Figura 92). O **teste de Mann-Kendall** confirmou a tendência observada nos dados de salinidade absoluta, indicando uma variação significativa ao longo do tempo. No entanto, para temperatura e densidade, o teste de Mann-Kendall não mostrou uma confirmação estatisticamente significativa das tendências observadas, sugerindo que as variações

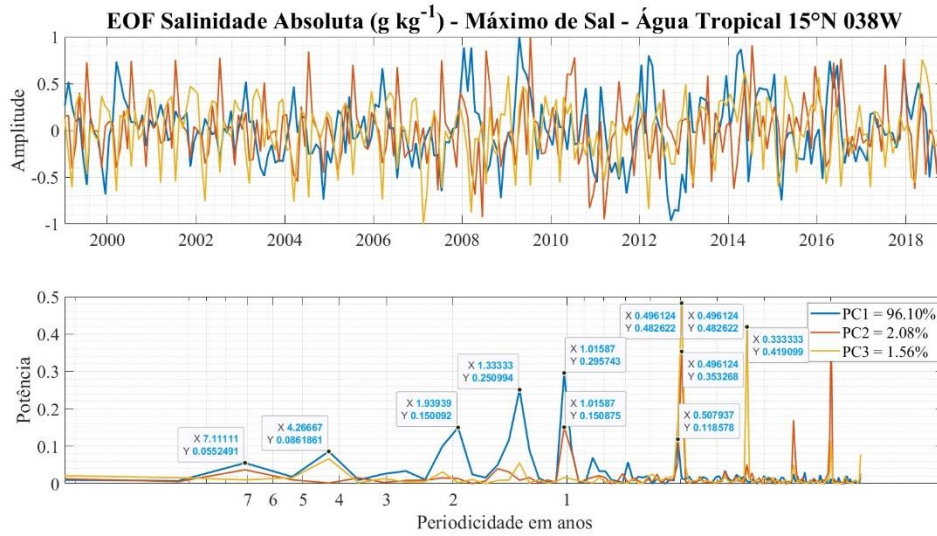
nesses parâmetros podem não ser tão pronunciadas ou consistentes ou ainda podem responder a variabilidades sazonais ou estocásticas.

Figura 92 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta -  $S_A$  ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa -  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), e Densidade neutra -  $\gamma^n$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na Água Tropical de máxima salinidade em  $15^{\circ}\text{N}$   $038^{\circ}\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



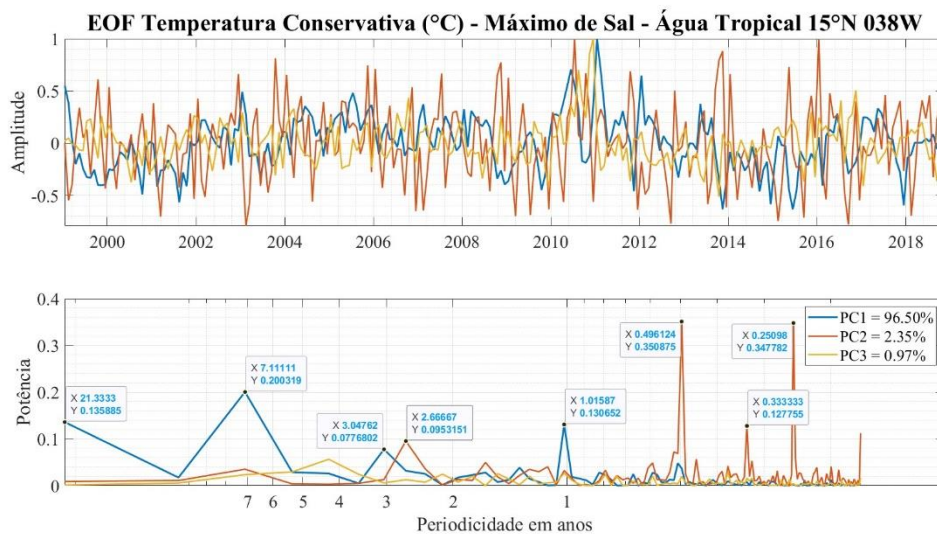
A PC1 (azul - 96,10%) do máximo de **salinidade absoluta** em subsuperfície em  $15^{\circ}\text{N}$  representa a maior parte da variabilidade do sinal e mostra uma forte variabilidade anual, com potências de 0,30 no período de 1 ano, 0,25 entre 1 e 2 anos, e 0,15 no período de 2 anos. Observa-se a variabilidade da salinidade absoluta em períodos correspondentes aos anos típicos de ENOS, com picos em 4 anos (PC1 com potência 0,09) e 7 anos (PC1 com potência de 0,05). Enquanto isso, a PC2 (laranja - 2,08%) e a PC3 (amarelo - 1,56%), apesar de representarem uma porcentagem menor da variabilidade total, apresentam as maiores potências da série e estão associadas a períodos inferiores a 1 ano. A maior potência da série é encontrada na PC3 no período de 5 meses com valor de 0,48, que é corroborada pela PC2 com potência de 0,35 e pela PC1 com potência de 0,12 (Figura 93).

Figura 93 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $15^{\circ}\text{N } 038^{\circ}\text{W}$ .



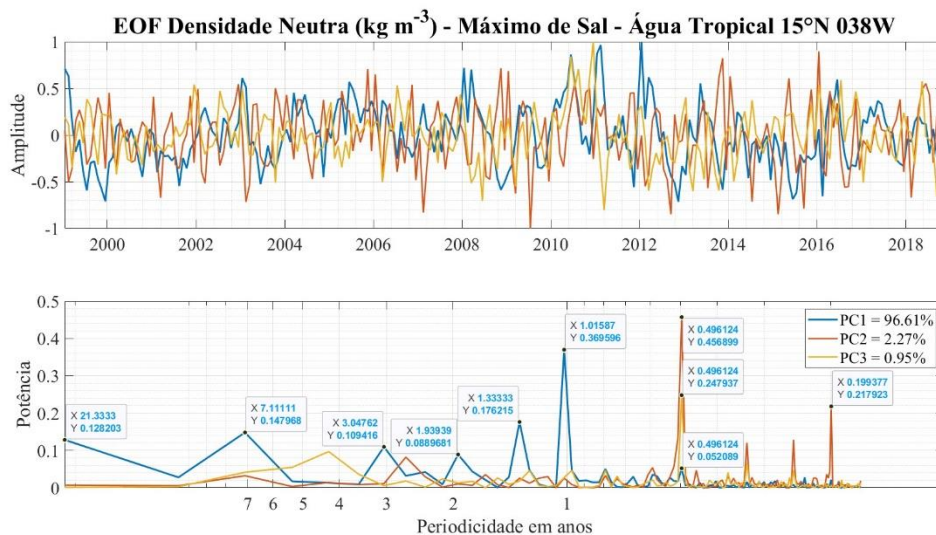
A PC1 (azul) captura a maior parte da variabilidade do sinal (96,50%) da **temperatura conservativa** do máximo de salinidade em subsuperfície e mostra uma variabilidade pronunciada desta propriedade em períodos de 7 anos com potência de 0,20, correspondente ao ano de ENOS, além de uma variabilidade em um ciclo de 20 anos com potência 0,14. A PC1 também exibe uma variação anual com potência de 0,13 e em 3 anos com potência de 0,08. Enquanto isso, a PC2 (laranja - 2,35%) apresenta as maiores potências do sinal em períodos entre 2 e 3 meses e em 5 meses. Por fim, a PC3 (amarelo - 0,97%) apresenta maior contribuição no sinal entre 4 e 5 anos (Figura 94).

Figura 94 EOF da Temperatura Conservativa –  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $15^{\circ}\text{N } 038^{\circ}\text{W}$ .



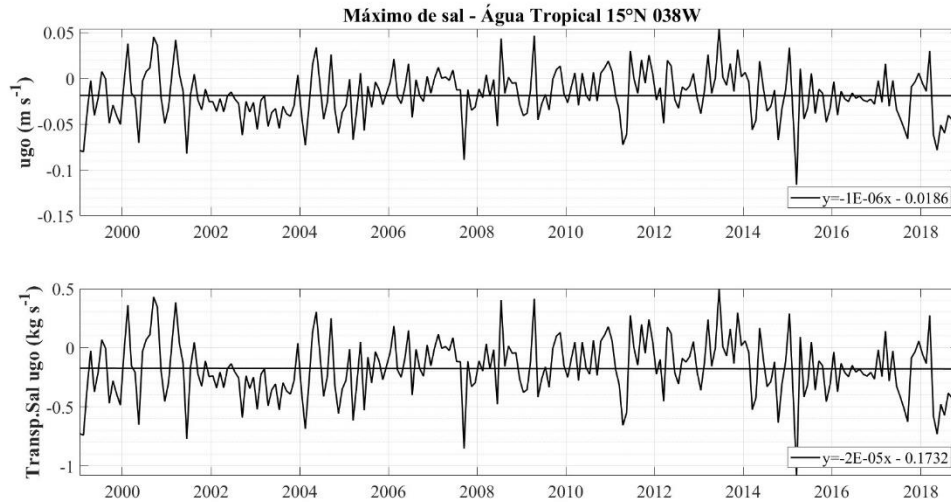
A PC1 (azul - 96,61%) detém a maior parte da variabilidade do sinal da **densidade neutra** no máximo de salinidade em subsuperfície em 15°N e apresenta uma variabilidade anual. Os períodos de 1 a 2 anos apresentam as maiores potências da PC1, sendo elas 0,37 em 1 ano, 0,18 entre 1 e 2 anos, e 0,89 em aproximadamente 2 anos. A variabilidade encontrada em 7 anos tem potência de 0,15, enquanto no período de 20 anos é encontrada a potência de 0,13. Isto indica a predominância de uma variabilidade interanual desta propriedade física da água do mar nesta latitude, assim como a temperatura conservativa e a salinidade absoluta. A PC2 (laranja - 2,27%) domina o sinal em períodos inferiores a 1 ano, com potência de 0,46 no período de 5 meses, que é corroborada pela presença da PC1 e da PC3. Por fim, a PC3 (0,95%) mostra influência em períodos entre 4 e 5 anos (Figura 95).

Figura 95 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em 15°N 038'W.



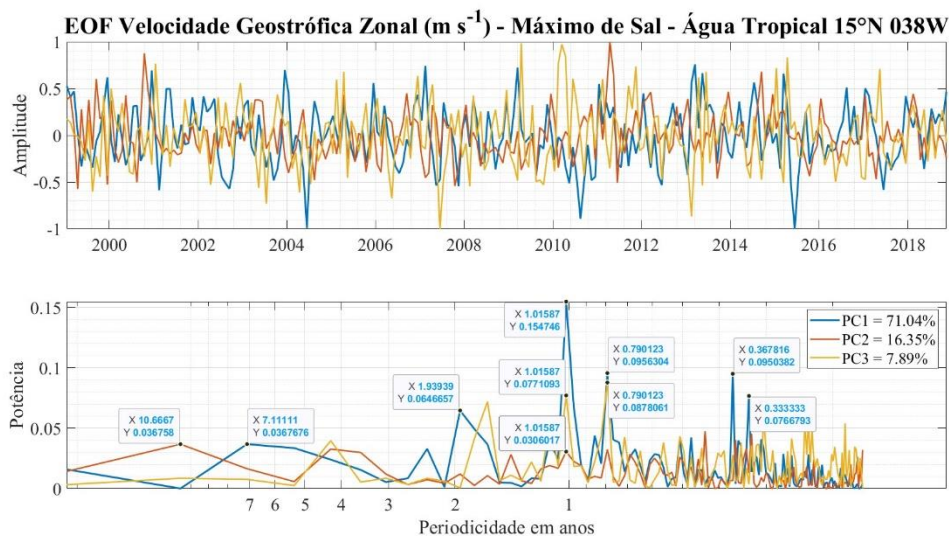
A **velocidade geostrófica zonal** no máximo de sal em 15°N flui para oeste, condizendo com o sentido horário do Giro do Atlântico Norte, e apresenta valor médio de  $0,02 \text{ m s}^{-1}$ , com uma tendência muito pequena de aceleração de apenas  $0,0003 \text{ m s}^{-1}$ . O **transporte de sal** associado a essa corrente é de  $0,18 \text{ kg s}^{-1}$  e registrou um aumento de  $0,005 \text{ kg s}^{-1}$  (Figura 96). No entanto, o **teste de Mann-Kendall** não confirmou a tendência observada nos dados de velocidade geostrófica zonal, possivelmente devido à pequena variação durante o período de observação, o que não significa que ela não esteja respondendo a variações monotônicas, estocásticas ou sazonais.

Figura 96 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal - ugo ( $m s^{-1}$ ) e de Transporte de Sal ( $kg s^{-1}$ ) associado na Água Tropical de máxima salinidade em  $15^{\circ}N$   $038'W$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



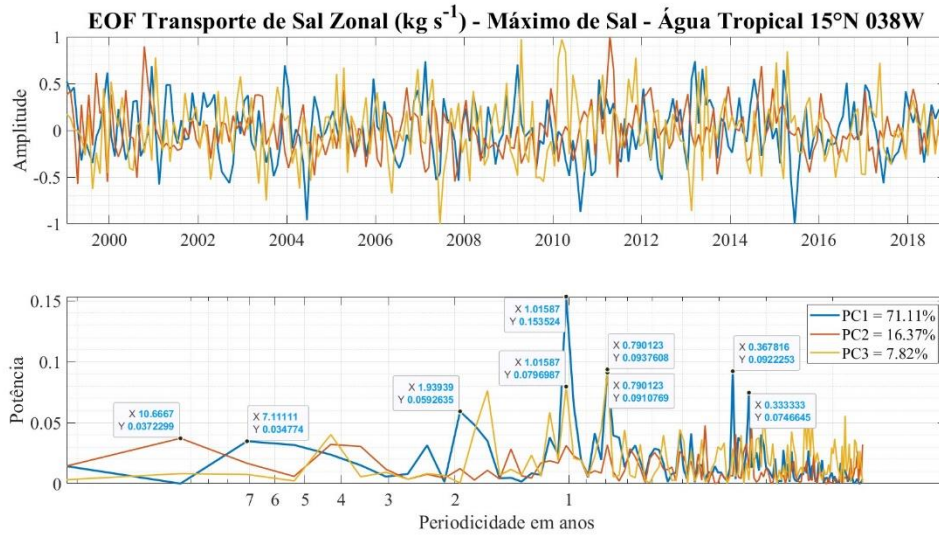
A PC1 (azul - 71,04%) da **velocidade geostrófica zonal** no máximo de sal em  $15^{\circ}N$  está mais fortemente associada à variabilidade anual, com potência de 0,15 corroborada pela ocorrência da PC2 (16,35%) com potência de 0,03 e da PC3 (7,89%) com potência de 0,08 em menores magnitudes. Diferente das propriedades físicas da água do mar, esta variável apresenta variabilidade em diferentes escalas temporais abaixo e acima de 1 ano. Abaixo de 1 ano, a PC1 apresenta 3 picos mais significativos localizados em 8 meses com potência de 0,09 corroborada pela PC1 e PC3 e em 2 picos em aproximadamente 3 meses, com potências de 0,09 e 0,07. Acima de 1 anos, a maior potência da PC1 é de 0,064 e está localizada em aproximadamente 2 anos, e nos anos típicos de ENOS há ocorrência das 3 PCs com potências que não ultrapassam 0,036. A variabilidade decadal é observada apenas na PC2 com potência de 0,037 - próxima a encontrada em 7 anos no período típico de eventos de ENOS (Figura 97).

Figura 97 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $\text{m s}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $15^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ .



Assim como a velocidade geostrófica zonal, o **transporte de sal** no máximo de sal em  $15^{\circ}\text{N}$  apresentou uma significativa variabilidade anual marcada pela ocorrência de uma potência de 0,15 da PC1 (azul) – que responde por 71,11% do sinal. As maiores potências da PC1 estão localizadas em aproximadamente 8 meses e em 2 picos próximos a 3 meses, com potências de 0,1, 0,9 e 0,07, respectivamente. Acima do período anual, a maior variabilidade da PC1 está localizada em 2 anos com potência de 0,059 e em 7 anos com 0,035 de potência. A PC2 responde por 16,37% e é a mais significativa no período decadal. Enquanto a PC3 é responsável por 7,82% do sinal e variabilidades ao longo de toda série (Figura 98).

Figura 98 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) da Água Tropical de máxima salinidade em  $15^\circ\text{N } 035\text{W}$ .

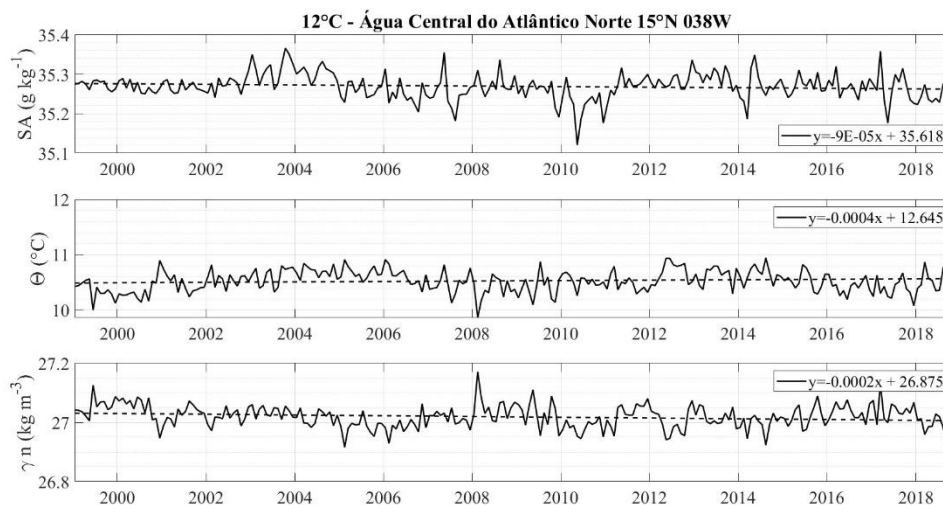


### 5.5.2 ÁGUA TIPO $12^\circ\text{C}$ - ACAN

A ACAN apresenta par  $\Theta$ - $S_A$  médio  $12,69^\circ\text{C}$  e  $35,61 \text{ g kg}^{-1}$  e densidade neutra  $26,86 \text{ kg m}^{-3}$  em  $15^\circ\text{N}$ . A **salinidade absoluta** e a **densidade neutra** apresentam uma diminuição de  $0,02 \text{ g kg}^{-1}$  e  $0,04 \text{ kg m}^{-3}$  ao longo dos anos analisados, enquanto a **temperatura conservativa** experimentou um aumento de  $0,10^\circ\text{C}$  (Figura 99). No entanto, o teste de Mann-Kendall não confirmou essas tendências como estatisticamente significantes. Isso pode ser atribuído à pequena magnitude das variações observadas, que não alcançaram um nível de significância estatística detectável pelo teste ou ainda que estas variáveis estão sujeitas às variações sazonais ou estocásticas.

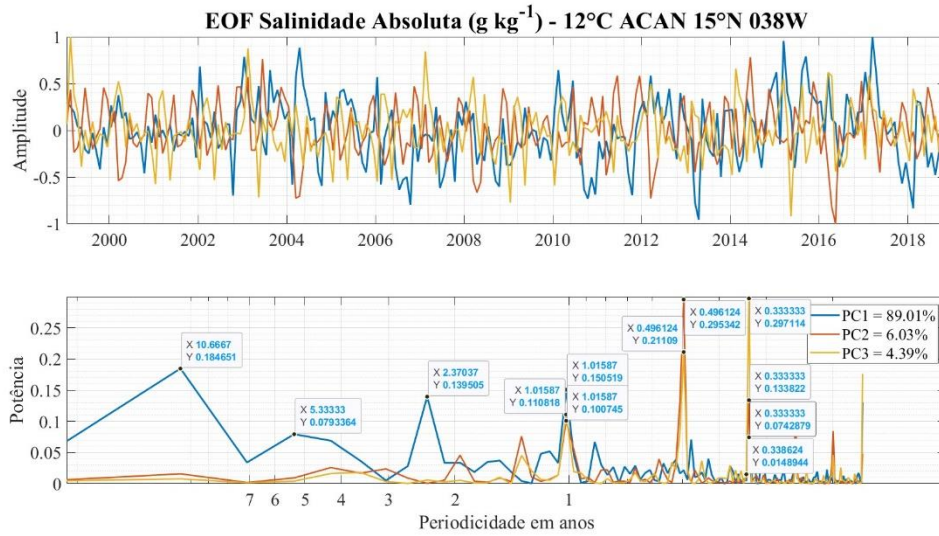
Figura 99 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta -  $S_A$  ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa -  $\Theta$  ( $^\circ\text{C}$ ), e Densidade neutra -  $\gamma^n$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na região

correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Norte em 15°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



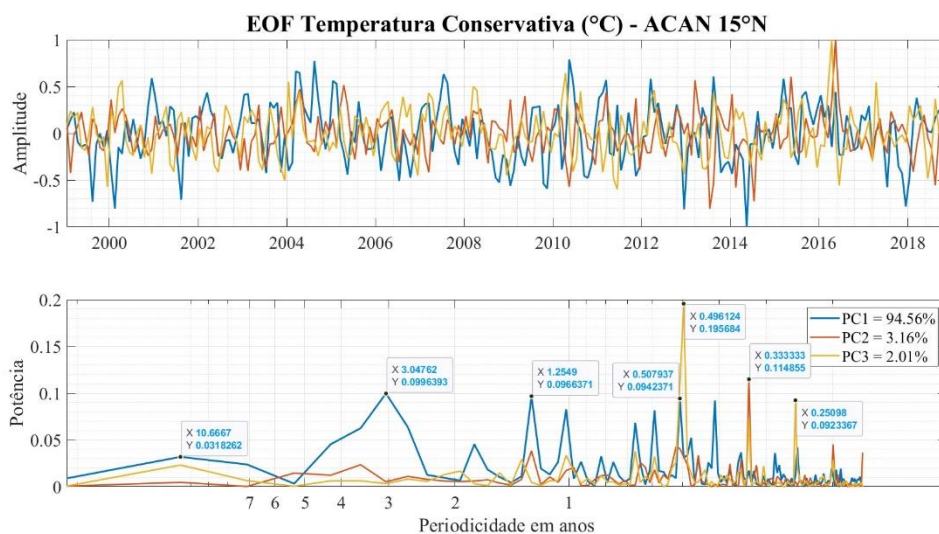
A predominância da variabilidade decadal na **salinidade absoluta** da ACAN em 15°N é observada com potência de 0,18 na PC1 (azul) e responde por 89,01% do sinal. Esta variabilidade pode estar relacionada aos padrões de circulação oceânica no Giro Subtropical do Atlântico Norte e/ou processos climáticos que afetam a região de produção da ACAN em altas latitudes. A PC1 também tem potências significativas nos períodos de 2 anos e anual, e menor potência abaixo nos períodos sazonais abaixo de 1 ano. As maiores potências encontradas na série são relativas à PC2 (laranja - 6,03%) encontrada no período de 5 meses com valor de 0,3, e à PC3 (amarelo - 4,39%) no período de 3 meses com potência de 0,3. Ambos os períodos são corroborados pela presença da PC3 e PC2 (Figura 100).

Figura 100 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da Água Central do Atlântico Norte em  $15^\circ\text{N } 035\text{W}$ .



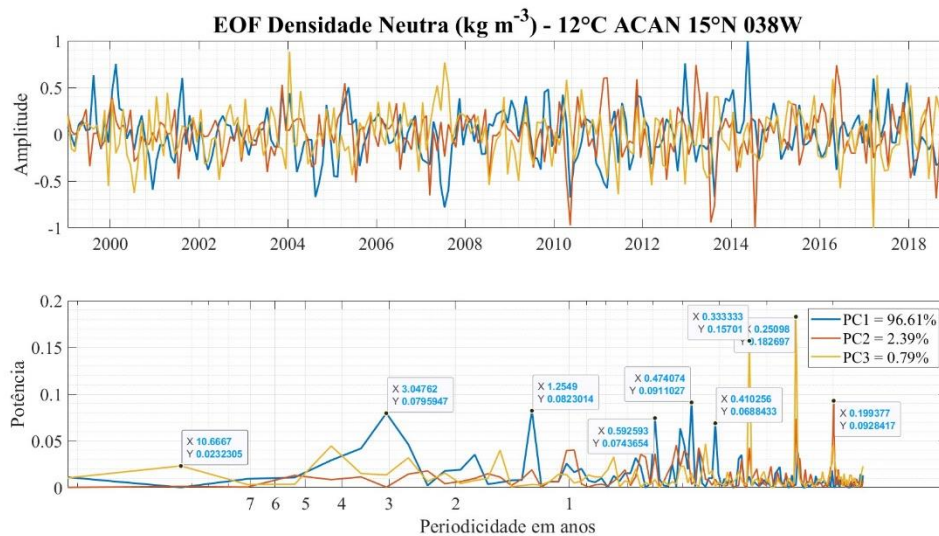
A série de **temperatura conservativa** na ACAN responde a diversos períodos de variabilidade de maneira significativa na PC1 (azul - 94,56%), principalmente aquelas relacionadas aos anos típicos de ENOS e a uma variabilidade de curto prazo, abaixo de 2 anos. No entanto, ainda há uma variabilidade decadal de potência 0,03 na PC1 corroborada pela presença da PC3 (amarelo - 2,01%). No entanto, as maiores potências do sinal estão localizadas nos períodos de 5 (0,2) e 3 meses (0,11) na PC2 (laranja - 3,16%) e PC3 respectivamente (Figura 101).

Figura 101 EOF da Temperatura Conservativa –  $\Theta$  ( $^\circ\text{C}$ ) na região correspondente a  $12^\circ\text{C}$  na base da Água Central do Atlântico Norte em  $15^\circ\text{N } 035\text{W}$ .



A variabilidade da **densidade neutra** na ACAN em 15°N parece estar intimamente ligada à variabilidade da temperatura conservativa. Essa correlação é especialmente evidente na PC1 (azul - 96,61%) durante os anos de ENOS e em variações de curto prazo, com períodos abaixo de 2 anos. Além disso, observa-se que as maiores potências estão localizadas na PC3 (amarelo - 0,79%), as quais representam variações abaixo de 5 meses, corroboradas com potências da PC2 (laranja - 2,39%) (Figura 102).

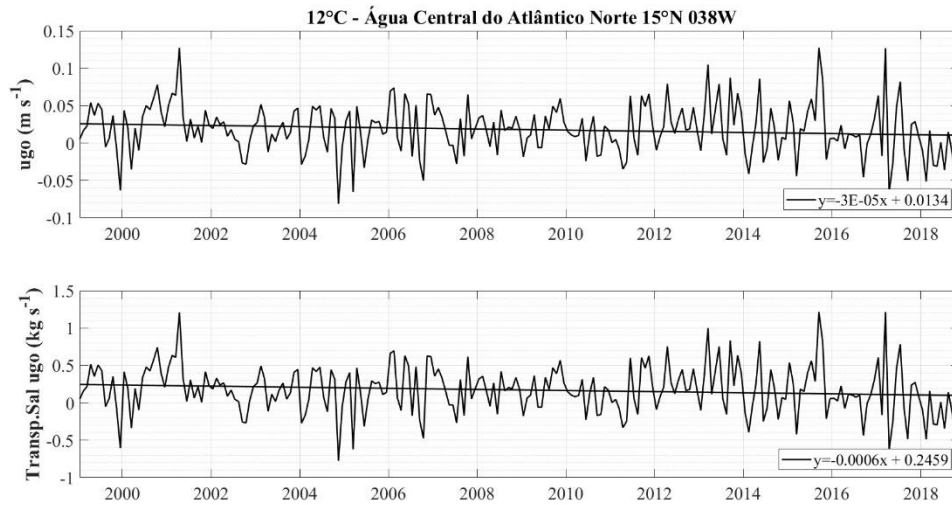
Figura 102 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Norte em 15°N 035W.



A **velocidade geostrófica zonal na ACAN** flui para leste em 15°N e registrou valores médios de  $0,009 \text{ m s}^{-1}$ , com uma diminuição de  $0,008 \text{ m s}^{-1}$  ao longo do período observado. Enquanto isso, o **transporte de sal** associado apresentou uma média de  $0,17 \text{ kg s}^{-1}$ , com uma redução significativa de  $0,15 \text{ kg s}^{-1}$ . Embora o **teste de Mann-Kendall** tenha rejeitado a presença de tendência na velocidade zonal, ele confirmou a tendência observada no transporte de sal, indicando mudanças significativas nesse aspecto ao longo do tempo (Figura 103).

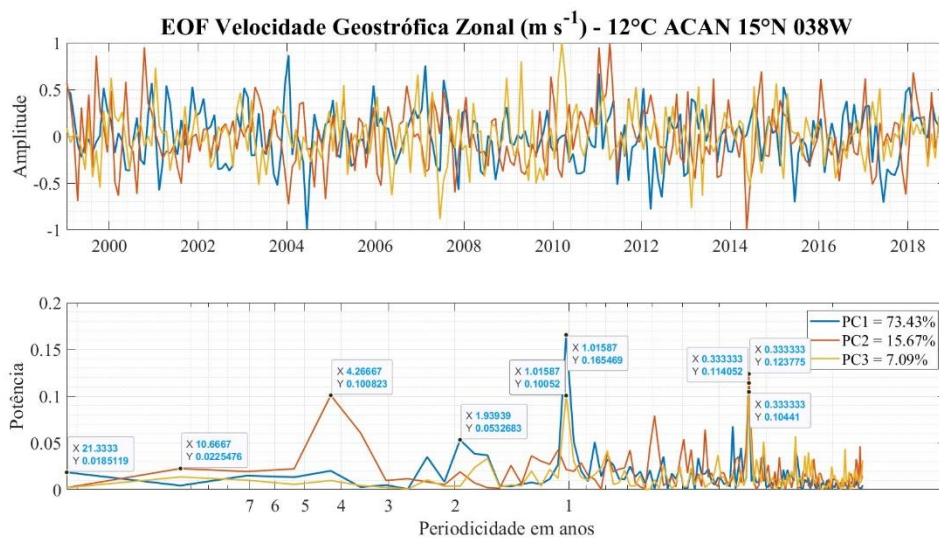
Figura 103 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal ( $\text{m s}^{-1}$ ) e de Transporte de Sal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) associado na região correspondente a 12°C na base da

Água Central do Atlântico Norte em 15°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



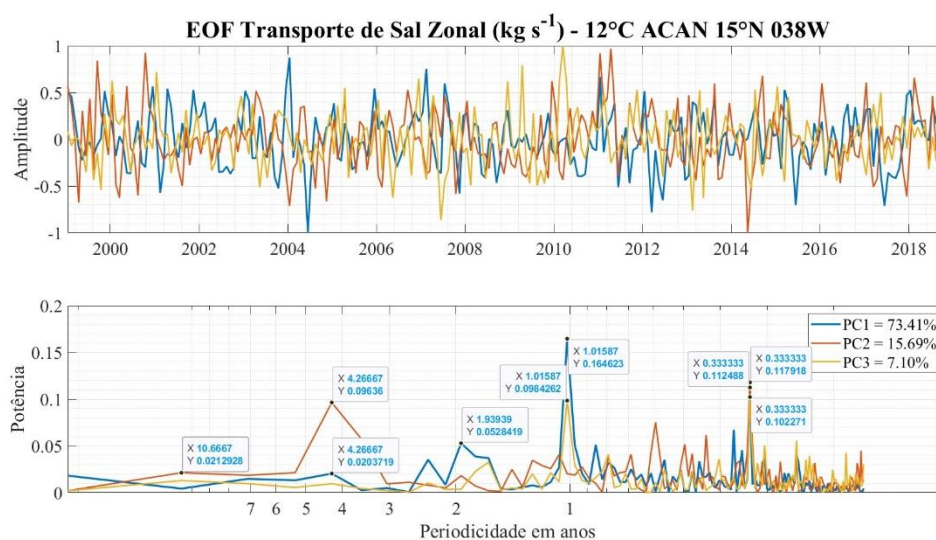
A **velocidade geostrófica zonal** na ACAN em 15°N demonstra uma resposta significativa a um padrão anual, conforme evidenciado pela PC1 (azul), que representa 73,43% da variabilidade total do sinal. Neste período, observa-se que a maior potência da série com valor de 0,17 é corroborada pela presença da PC3 (amarelo - 7,09%) com potência de 0,1. Além disso, são observadas variações da PC1 em períodos de aproximadamente 2 anos e abaixo de 1 ano em variações sazonais. A presença de uma potência de 0,1 em anos de ENOS é identificada pela PC2, que representa 15,67% do sinal, além de um sinal decadal na PC2 e PC3 abaixo de 0,02 (Figura 104).

Figura 104 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ugo (m s<sup>-1</sup>) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Norte em 15°N 035W.



A análise de EOF do **transporte de sal zonal** na ACAN em 15°N revela padrões muito semelhantes aos observados na velocidade geostrófica zonal nesta latitude embora apresente algumas diferenças nas porcentagens das Componentes Principais. A PC1 (azul - 71,41%) é marcada pela forte variabilidade anual de potência 0,16, enquanto a PC2 (laranja) e PC3 (amarelo) representam 15,69% e 7,10%, respectivamente. A PC2 captura uma parte significativa da variabilidade dos dados que está associada ao período sazonal e ao período entre 4 e 5 anos. A PC3 exibe forte variabilidade anual e sazonal, porém sua contribuição para a variabilidade total é menor (Figura 105).

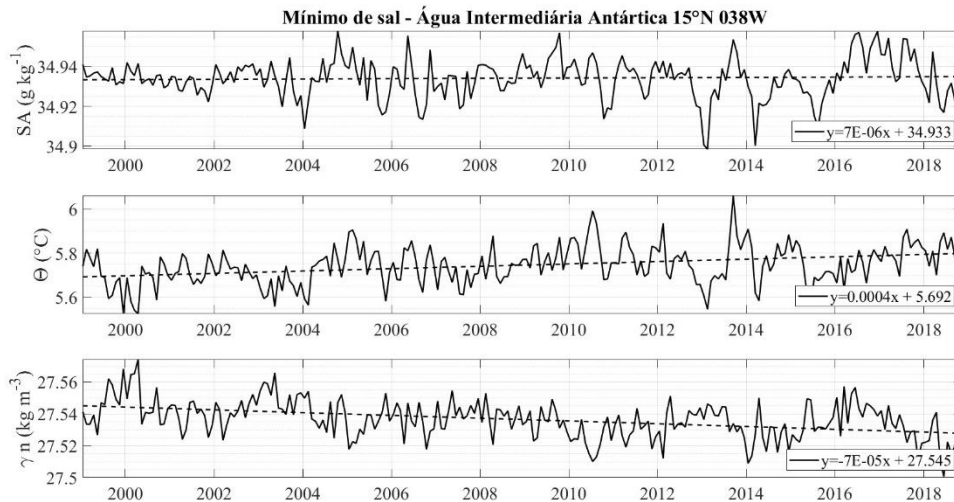
Figura 105 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) na região correspondente a 12°C na base da Água Central do Atlântico Norte em 15°N 035W.



### 5.5.3 MÍNIMO DE SAL - AIAA

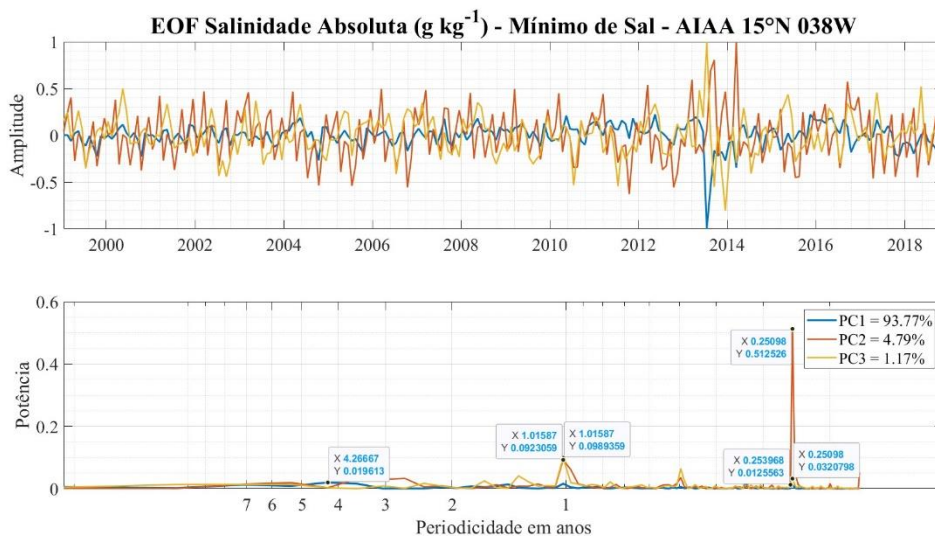
O núcleo da AIAA em 15°N, marcado pelo mínimo de sal, apresenta par  $\Theta$ - $S_A$  médio 5,75°C e 34,93  $\text{g kg}^{-1}$ , e densidade neutra média de 27,54  $\text{kg m}^{-3}$ . A **salinidade absoluta** no núcleo da AIAA apresentou aumento de 0,002  $\text{g kg}^{-1}$ , a **temperatura conservativa** apresentou aumento de 0,11°C e a **densidade neutra** uma diminuição de 0,02  $\text{kg m}^{-3}$  (Figura 106). Embora as tendências de temperatura e densidade tenham sido estatisticamente confirmadas pelo **teste de Mann-Kendall**, as variações na salinidade absoluta não apresentaram significância estatística. Isso sugere que as variações na salinidade não seguem uma tendência clara e consistente durante o período analisado, ou pode ser que as flutuações sejam mais influenciadas por uma variabilidade sazonal ou fatores aleatórios que não foram capturadas pelo teste.

Figura 106 Séries temporais dessazonalizadas de Salinidade Absoluta -  $S_A$  ( $\text{g kg}^{-1}$ ), Temperatura Conservativa -  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), e Densidade neutra -  $\gamma^n$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $15^{\circ}\text{N}$   $035\text{W}$ . As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



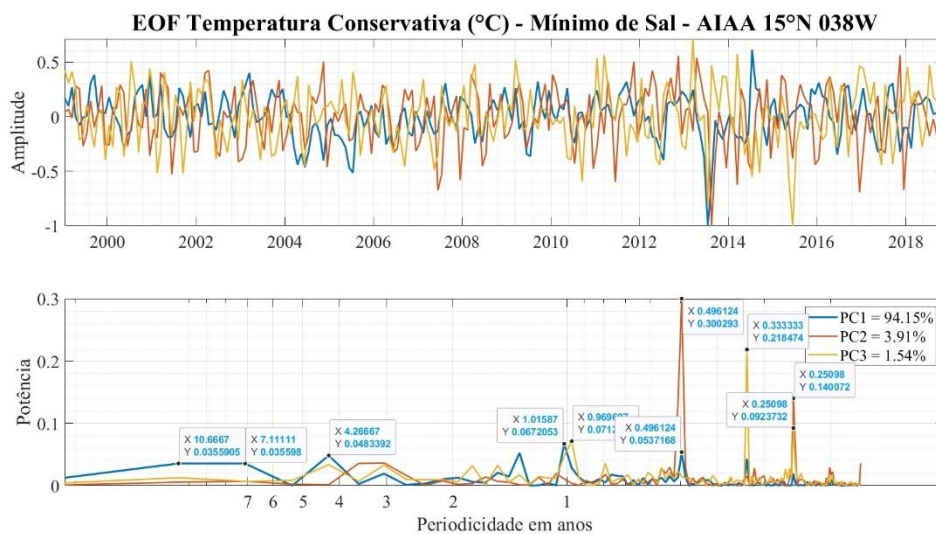
A **salinidade absoluta** do núcleo da AIAA em  $15^{\circ}\text{N}$  exibe uma variabilidade significativa apenas no período entre 2 e 3 meses com potência de 0,51, como indicado pela PC2 (laranja) que representa 4,79% da variabilidade total. A PC1 (azul), responsável por 93,77% do sinal, e a PC3 (amarelo), responsável por 1,17%, contribuem com uma variabilidade menos significativa no sinal total, porém ainda observada no período anual e anos de ENOS na PC2 e PC3. Isto indica que a salinidade é mais estável nesta latitude (Figura 107).

Figura 107 EOF da Salinidade Absoluta ( $\text{g kg}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $00^{\circ}\text{N}$   $035\text{W}$ .



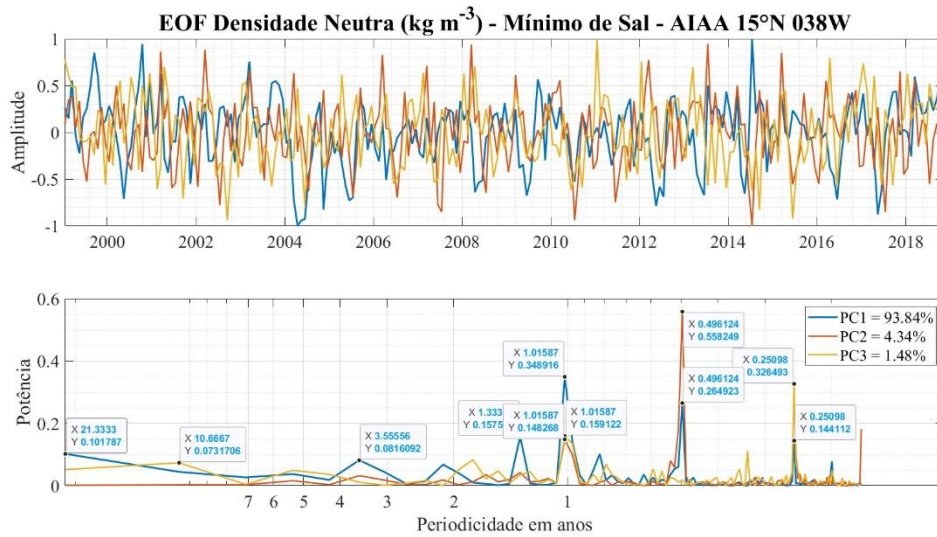
A **temperatura conservativa** do núcleo da AIAA em 15°N apresenta as maiores potências em períodos sazonais – abaixo de 1 ano. A maior potência da série é encontrada na PC2 (laranja - 3,91%) com o valor de 0,30, seguida por uma potência de 0,22 na PC3 (amarelo - 1,54%). No entanto, a maior parte da variabilidade total é capturada pela PC1 (azul), que representa 94,15% do sinal e mostra potências abaixo de 0,1 em períodos anuais, nos anos de ENOS e em um período aproximadamente decadal (Figura 108).

Figura 108 EOF da Temperatura Conservativa –  $\Theta$  (°C) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em 15°N 035W.



A **densidade neutra** correspondente ao núcleo da AIAA em 15°N tem uma variabilidade mais pronunciada quando comparada com a salinidade absoluta e a temperatura conservativa. A PC1 representa 93,84% do sinal da densidade neutra e mostra uma forte variabilidade anual e em 5 meses, com potências de 0,35 e 0,26 respectivamente. Além disso, essa variabilidade é corroborada pelas PC2 (laranja - 4,34%) e PC3 (amarelo - 1,48%), sugerindo uma consistência nos padrões de variação ao longo desses diferentes períodos. A PC1 ainda apresenta variabilidade no período entre 3 e 4 anos com potência de 0,08 e em aproximadamente 20 anos com potência de 0,1 (Figura 109).

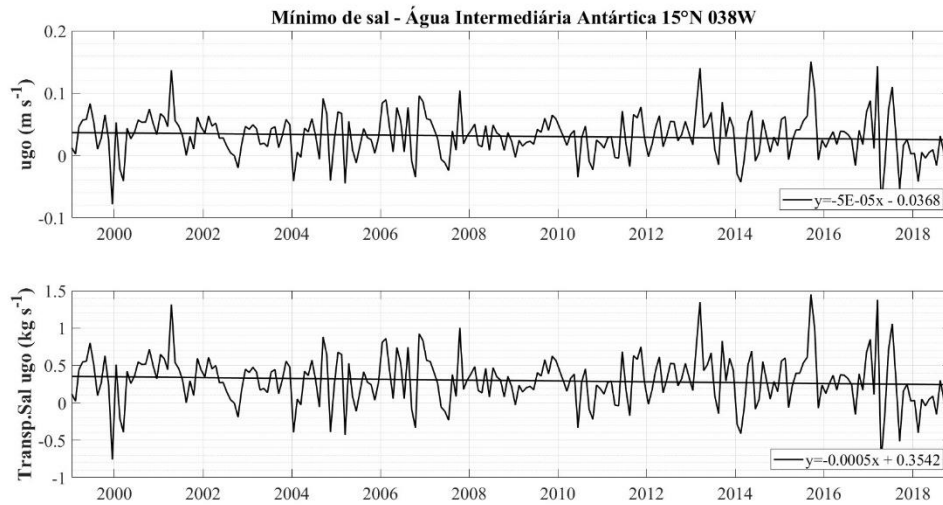
Figura 109 EOF da Densidade Neutra ( $\text{kg m}^{-3}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $15^{\circ}\text{N } 035^{\circ}\text{W}$ . A PC1 é representada pela cor azul, a PC2 pela cor laranja e a PC3 pela cor amarela.



A **velocidade geostrófica zonal** do núcleo da AIAA em  $15^{\circ}\text{N}$  flui para leste, com uma média de  $0,03 \text{ m s}^{-1}$  e uma tendência de diminuição de  $0,01 \text{ m s}^{-1}$  ao longo do período analisado. O **transporte de sal** associado ao núcleo desta massa d'água apresentou uma média de  $0,30 \text{ kg s}^{-1}$  com uma diminuição de  $0,11 \text{ kg s}^{-1}$  (Figura 110). Os resultados do teste de **Mann-Kendall** confirmaram as tendências lineares observadas nos dados, indicando uma redução tanto na velocidade zonal quanto no transporte de sal ao longo do tempo.

Figura 110 Séries temporais dessazonalizadas de Velocidade Geostrófica Zonal – ugo ( $\text{m s}^{-1}$ ) e transporte de sal associado ( $\text{kg s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água

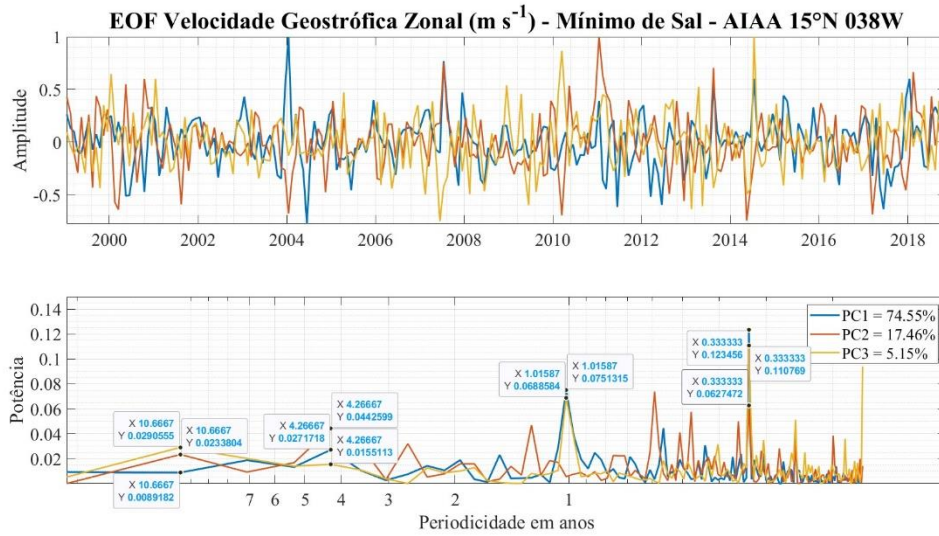
Intermediária Antártica em 15°N 035W. As linhas tracejadas em cada gráfico representam as tendências observadas nos dados.



Na análise das componentes principais da série de **velocidade geostrófica zonal** do núcleo da AIAA em 15°N, a PC1 (azul), que responde por 74,55% dos dados, exibe maior potência no período de 3 meses, corroborada pela ocorrência da PC2 (laranja - 17,46%) e PC3 (amarelo - 5,15%). Além desta variabilidade forte sazonal, a influência anual é consistente no sinal encontrado na PC1 e na PC3 que apresentam potências de 0,075 e 0,068, respectivamente. Observa-se uma variabilidade das 3 PCs nos anos característicos de eventos ENOS, entre 2 e 7 anos, e no período decadal, com potências abaixo de 0,044 (

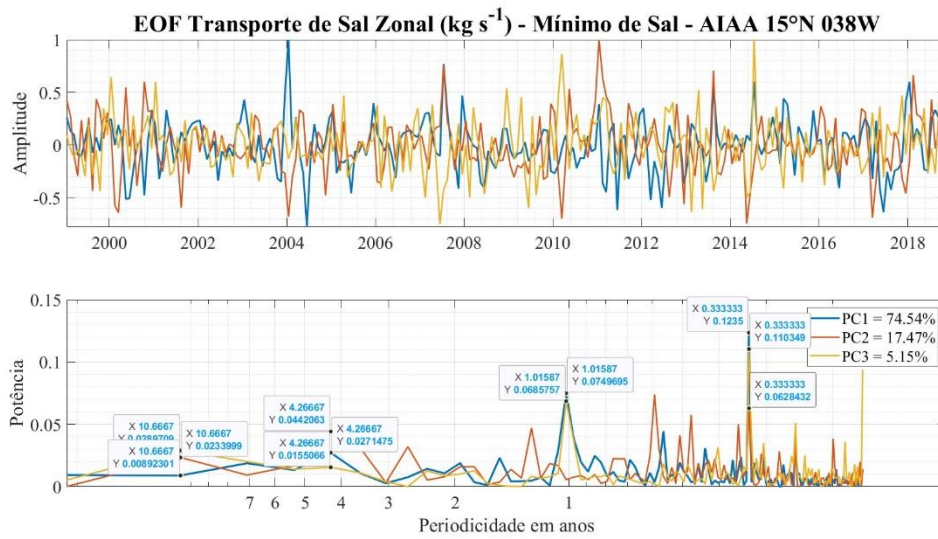
Figura 111).

Figura 111 EOF da Velocidade Geostrófica Zonal ( $\text{m s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $15^{\circ}\text{N}$   $035^{\circ}\text{W}$ .



A variabilidade do **transporte de sal zonal** no núcleo da AIAA em  $15^{\circ}\text{N}$  é muito similar à velocidade geostrófica zonal, com pequenas diferenças nas porcentagens das PCs. A PC1 (azul) é responsável por 74,54% da variabilidade encontrada e exibe a maior potência do sinal (0,12) em torno de 3 meses corroborada pela ocorrência da PC2 e PC3 com potências de 0,06 e 0,11, respectivamente, o que mostra a grande influência sazonal nestes dados. A PC2 (laranja) responde por 17,47% e se sobrepõe à PC1 e PC3 (amarelo) no período condizente com o ENOS, com potências abaixo de 0,044. Enquanto a PC3 que responde por 5,15% do sinal apresenta maior influência nos dados no período decadal (Figura 112).

Figura 112 EOF do Transporte de Sal Zonal ( $\text{kg s}^{-1}$ ) no mínimo de sal encontrado na Água Intermediária Antártica em  $15^{\circ}\text{N } 035\text{W}$ .



Em síntese, observou-se uma tendência de diminuição na salinidade na ACAN, alinhada aos ciclos de gelo e degelo do Atlântico Norte setentrional, enquanto houve aumento da salinidade na AT e na AIAA. A temperatura apresentou um aumento consistente em todas as massas d'água, acompanhado por uma diminuição nos valores de densidade neutra. Quanto a velocidade e ao transporte de sal, verificou-se uma diminuição do transporte nas massas d'água mais profundas, contrastando com um aumento na AT.

## 6. DISCUSSÃO

O oceano é um fluido em constante movimento com fenômenos que ocorrem em escalas espaciais e temporais muito variáveis. Processos de mistura molecular e ondas capilares ocorrem em pequenas escalas, enquanto ondas e marés ocorrem em escalas de tempo em torno de um dia, e podem ter desde centenas de metros a milhares de quilômetros. Fortes correntes oceânicas e a ocorrência de vórtices de mesoescala, como os ocorrem no Oceano Atlântico Equatorial, são encontrados em escalas espaciais de dezenas a centenas de quilômetros e com escalas de tempo semanais a anuais. As escalas de tempo da circulação movida pelo vento e da circulação termohalina são semelhantes, aproximadamente decadal ao redor dos giros oceânicos e centenária ao longo dos oceanos (TALLEY *et al.*, 2011)

A variabilidade natural do clima influencia a circulação e as propriedades físico-químicas da água do mar em diferentes latitudes e em diferentes escalas de tempo. Muitas perturbações atmosféricas que ocorrem em uma determinada região, podem afetar o clima de regiões distantes no globo, exercendo um papel significativo na determinação das propriedades das massas d'água. As ligações entre os padrões atmosféricos e as anomalias climáticas a grandes distâncias são chamadas de teleconexões atmosféricas (REBOITA *et al.*, 2021).

A variabilidade interanual do oceano superior no Oceano Atlântico pode ser entendida através de três principais modos climáticos com variabilidade predominantemente interanual: o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), o Modo Zonal Atlântico (AZM) e o Modo Meridional Atlântico (AMM). Estes modos têm sua frequência relativamente alta definida pela dinâmica tropical e incluem forte feedback entre a atmosfera e o oceano.

O ENOS é o mais energético deles a nível global, com um padrão que se estende do Oceano Pacífico Tropical leste e central, ao Oceano Pacífico Tropical oeste e o Oceano Índico oriental (com sinal oposto), e ao Oceano Atlântico Tropical (com sinal oposto), com uma assinatura sobre a América do Norte e no Atlântico Tropical oeste. No Atlântico Tropical, o ENOS modula as condições de TSM e salinidade. Durante os eventos de El Niño, há um aumento nos valores de TSM e diminuição da salinidade no Atlântico Tropical, especialmente na região central e leste deste oceano, enquanto nos eventos de

La Niña, ocorre o oposto, com uma diminuição na TSM e aumento da salinidade nessas regiões devido aos padrões de circulação oceânica alterados associados a esses fenômenos. Os eventos têm periodicidade entre 2 e 7 anos, com uma média de cerca de 3 a 4 anos entre eventos fortes e essa variabilidade é observada nos dados em todas as massas d'água e latitudes ao longo do transecto 038W. A influência do ENOS é observada em maior potência em 15°N e em menor potência na região equatorial, onde a variabilidade de curto prazo domina a circulação no oceano superior.

O AZM, também conhecido como Niño do Atlântico ou modo equatorial do Atlântico, está associado a anomalias de TSM próximas ao equador, com picos no lado leste da bacia (ZEBIAK, 1993; POLO *et al.*, 2008; LÜBBECKE *et al.*, 2018), exibindo um feedback típico de Bjerknes, um componente chave nos processos que impulsionam estes eventos climáticos. Este feedback refere-se a um mecanismo de retroalimentação entre a TSM e os ventos atmosféricos nos trópicos. Durante o ciclo sazonal, uma língua fria é observada no Atlântico equatorial leste a cada verão boreal, ocupando uma grande extensão da região equatorial com temperaturas abaixo de 24°C. Ao contrário, a região de águas quentes na parte oeste do Atlântico apresenta temperaturas em torno de 28°C e é espacialmente mais restrita. Durante um evento AZM, o aquecimento anômalo das águas superficiais do Atlântico equatorial leste diminui a diferença de temperatura entre o oeste e o leste do oceano.

Este aumento da TSM no leste do Oceano Atlântico por sua vez leva a um aquecimento atmosférico sobre essa região. Esse aquecimento reduz o gradiente de pressão atmosférica que, conseqüentemente, enfraquece os ventos alísios, que normalmente empurram as águas superficiais mais quentes para o oeste. Como resultado desse enfraquecimento dos ventos, as águas mais quentes são capazes de se espalhar para leste, contribuindo ainda mais para o aquecimento da região e a intensificação do evento de Niño Atlântico. Essa dinâmica atmosférica e oceânica é fundamental para o desenvolvimento e a manutenção desses eventos de variabilidade climática no Oceano Atlântico (WANG, 2002). A variabilidade do Niño Atlântico ocorre em uma escala de tempo predominantemente interanual, geralmente em torno de 30 meses, embora também possa apresentar outros períodos de variabilidade.

O AMM é caracterizado por variações nas anomalias de TSM em cada hemisfério do equador, com sinais opostos. Essa variação forma um dipolo de temperatura ao longo da bacia do Atlântico, com uma região mais quente em um hemisfério e uma região mais

fria no outro. Essas anomalias de temperatura estão intimamente associadas a padrões de vento específicos, que também exibem variações opostas em cada hemisfério. Juntas, as anomalias de TSM e vento formam um padrão distinto de dipolo que caracteriza o AMM e desempenha um papel importante na modulação das condições climáticas em toda a região do Atlântico.

Durante eventos positivos de AMM, a ZCIT que está no hemisfério norte se desloca ainda mais para o norte (RUIZ-BARRADAS, CARTON, NIGAM, 2000; CHIANG e VIMONT, 2004; FOLTZ *et al.*, 2019). O AMM apresenta um ciclo sazonal, com pico na primavera boreal, além de variabilidade interanual e decadal. A variação decadal no AMM foi atribuída a um ciclo de realimentação entre vento, evaporação e TSM, embora o feedback seja considerado fraco (SUTTON, JEWSON, ROWELL, 2000; CHIANG e VIMONT, 2004). Além disso, forçantes externas, como o NAO ou o ENOS, parecem ser necessárias para a manutenção desta variabilidade decadal do AMM.

Os modos climáticos com variabilidade predominantemente decadal são a Oscilação do Atlântico Norte (NAO) e a Oscilação do Ártico (AO ou Modo Anular do Norte, NAM), a Oscilação Antártica (AAO ou Modo Anular do Sul, SAM), e a Oscilação Decadal do Pacífico (PDO). Esses modos não tendem a apresentar fortes feedbacks entre o oceano e a atmosfera.

A variabilidade do NAO também pode incluir escalas de tempo sazonais a multidecadais e está intimamente relacionado com a AO (NAM), enquanto no Atlântico Sul, a variabilidade climática aproximadamente decadal está associada a AAO (DELWORTH e MANN, 2000; VISBECK, 2002). Como as águas do Atlântico Norte formam massas d'águas intermediárias (i.e., Mar de Labrador) e profundas (i.e., Água Profunda do Atlântico Norte), suas propriedades são altamente variáveis ao longo da coluna d'água em resposta às fases positivas e negativas da NAO (DICKSON *et al.*, 1996). O padrão NAO (AO) conecta o Oceano Atlântico meridionalmente com o Ártico e apresenta pouca assinatura no Hemisfério Sul e no Atlântico Tropical.

Diversos autores como Dickson *et al.* (1988), Belkin (2004), Deser, Holland, Reverdin e Timlin (2002) e Talley (2016) relataram variações decadais de temperatura e salinidade em águas intermediárias no Oceano Atlântico Norte. Eles destacam pulsos de água mais fresca na metade de 1970, 1980 e 1990 ao redor da Groenlândia, no Mar de Labrador. Segundo Dickson *et al.* (2002), na década de 1960, durante a fase negativa do

NAO, as águas do mar de Labrador estavam quentes e salinas em todas as profundidades. Em 1990, durante a fase positiva do NAO, as águas se tornaram mais frias, menos salinas e mais densas. Já no final de 1990, a temperatura e a salinidade voltaram a aumentar em resposta a um declínio do NAO (YASHAYAEV e CLARKE, 2008; SCHOTT *et al.*, 2009).

A Oscilação Antártica, ou Modo Anular do Sul (SAM), e a PDO exibem padrões espaciais e características semelhantes com o padrão interanual do ENOS. Esses três fenômenos mostram assinaturas marcantes no Oceano Pacífico, no Oceano Índico e na região da Antártica, sugerindo uma conexão zonal entre o Pacífico e o Índico, e uma conexão meridional entre o Pacífico e a Antártica. No entanto, esses padrões têm pouca correlação com o Ártico (TALLEY, 2011).

O SAM é o principal modo de variabilidade climática decadal atuante no Hemisfério Sul (THOMPSON e WALLACE, 2000). Esta oscilação é caracterizada por perturbações de altura geopotencial (semelhante à altura dinâmica) em forma de anel (anular) com sinais opostos entre a Antártica (altas latitudes) e entre as latitudes 40°S a 50°S (médias latitudes) (THOMPSON e WALLACE, 2000; REBOITA, AMBRIZZI e ROCHA, 2009; FOGT e MARSHALL, 2020).

A fase positiva do SAM é definida pela presença de anomalias negativas de altura geopotencial, o que significa que os ventos de oeste estão mais intensos e posicionados mais ao sul (ROEMMICH *et al.*, 2007). O padrão de temperatura e salinidade superficiais é mais complexo e responde às mudanças no padrão dos ventos zonais e meridionais. Ventos de oeste mais fortes levam a aceleração dos fluxos zonais da Corrente Circumpolar Antártica que se estendem a grandes profundidades (transporte de Ekman mais intenso), e conseqüentemente um aprofundamento da termoclina e mudanças nos padrões de ressurgência ao redor da Antártica (HALL e VISBECK, 2002). De acordo com os estudos conduzidos por Gille (2002) e Fyfe (2006), este deslocamento para o sul resultou na intrusão de águas mais quentes em profundidade de aproximadamente 900m no lado norte da ACC nas últimas décadas. A mudança na ACC também pode ter resultado em um aumento na atividade de vórtices, o que poderia aumentar o transporte de calor em direção ao polo (MEREDITH e HOGG, 2006).

As análises espectrais conduzidas por Yuan e Yonekura (2011), revelaram que uma variabilidade estatisticamente significativa com períodos de 8 a 16 anos aparece nos

índices de SAM com base em cerca de 50 anos de dados de reanálise e TSM observada. De acordo com TALLEY *et al.* (2011), o índice SAM vinha subindo ruidosamente há mais de 40 anos, atingindo um máximo no início dos anos 2000 e começou a declinar após este período. Condições reversas são identificadas na fase negativa do SAM (SENGUPTA e ENGLAND, 2006).

O modo climático centenário é a Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO), que influencia a TSM em toda a Bacia do Atlântico. Ela é caracterizada por flutuações nas temperaturas do oceano ao longo de períodos de várias décadas, alternando entre fases positivas e negativas. Quando o índice é positivo, o Atlântico Norte como um todo está quente e o Atlântico Sul está frio, configurando um modo dipolo inter-hemisférico. A AMO está associada à variabilidade da AMOC. Durante suas fases positivas, estima-se que a AMOC seja mais intensa, levando à redistribuição das águas oceânicas e influenciando os padrões climáticos em todo o mundo. Além disso, a AMO exerce influência sobre o Oceano Ártico. Nas fases positivas da AMO, o Ártico tende a experimentar temperaturas mais altas, o que pode contribuir para o derretimento do gelo marinho e a liberação de calor latente na água do mar. Esse calor adicional pode aumentar a temperatura da água próxima à superfície do oceano, modificando o padrão de estratificação da coluna d'água. A escala de tempo deste modo de variabilidade é estimada em períodos de 65 a 80 anos, no entanto, os registros de TSM abrangem apenas dois ciclos completos, uma vez que os valores mensais do índice estão disponíveis desde 1856 no site da NOAA-ESRL.

Um modo inter-hemisférico conhecido como o "bipolar seesaw" foi proposto para explicar a variabilidade de longo prazo (milenares) em registros paleoclimáticos ao final da última glaciação, durante o intervalo do Younger Dryas que ocorreu entre aproximadamente 12.900 e 11.600 anos atrás. Esse período, caracterizado por temperaturas frias, interrompeu a tendência de aquecimento predominante no Hemisfério Norte no final do Pleistoceno, que durou de 2,6 milhões a 11.700 anos atrás (BROECKER, 1998). Esses registros incluem sinais nos Hemisférios Norte e Sul que estão fora de fase entre si. Isso poderia ser explicado por um modo climático com estrutura norte-sul, semelhante ao da AMO.

Para analisar modos centenários e milenares é essencial dispor de conjuntos de dados que tenham grandes coberturas espaciais e temporais. Esses modos de variabilidade oceânica e climática ocorrem em escalas temporais muito maiores do que as variações

existentes e requerem uma análise robusta, além da coleta de dados contínua e consistente, e o acesso a séries temporais históricas confiáveis. É necessário empregar métodos estatísticos e análises especiais para identificar e caracterizar esses modos de variabilidade em meio ao ruído e às flutuações naturais dos dados.

Observar a mudança de um parâmetro em uma determinada região a partir de observações *in situ* é desafiador. Seja pela esparsa cobertura amostral ou pela qualidade dos dados disponível (evolução instrumental), séries temporais longas apresentam muitas lacunas em regiões oceânicas. São necessárias décadas de dados para criar climatologias que possam fornecer informações sobre extremos e anomalias marítimas em escalas de tempo mais curtas e discernir tendências nos dados, que não são uniformes globalmente. A combinação de dados de diferentes plataformas ajuda a suprir importantes lacunas de informação sobre os processos que ocorrem no oceano, dando suporte às reconstruções climáticas (ROUGHAN *et al.*, 2022). Entretanto a detecção de tendências de longo prazo indicativas de mudanças climáticas só foi possível a partir de interpolações de dados em áreas muito grandes (TALLEY *et al.* 2015).

Uma das principais razões para essa necessidade é a variação dos valores de referência utilizados para identificar massas d'água, os quais podem divergir entre diferentes autores e regiões estudadas. No contexto específico do transecto 038W do Projeto PIRATA-BR, as massas d'água exibiram uma ampla gama de valores médios de temperatura, salinidade e densidade neutra dependendo da latitude onde se encontravam (Tabela 1). Essas diferenças foram observadas durante a fase preliminar de processamento de dados de CTD, destacando a importância de ajustar e atualizar constantemente os valores de referência para refletir as condições reais do oceano em determinado período e fornecer aos pesquisadores qualidade e confiabilidade nas análises. A atualização contínua dos valores de referência e a análise sistemática dos dados garantem que as interpretações e conclusões baseadas nessas medições sejam precisas e confiáveis, permitindo uma melhor compreensão do papel do oceano no sistema climático global e suas implicações para o meio ambiente e sociedade.

Tabela 1 Valores médios de salinidade absoluta - SA (g kg<sup>-1</sup>), temperatura conservativa –  $\Theta$  (°C), densidade neutra –  $\gamma_n$  (kg m<sup>-3</sup>), velocidade geostrofica zonal e transporte de sal (kg s<sup>-1</sup>) encontrados ao longo do transecto 038'W.

Massa d'água	Propriedade	00°N 035W	04°N 038'W	08°N 038'W	12°N 038'W	15°N 038'W
<b>Máximo Sal Subsuperfície</b>	S <sub>A</sub> (g kg <sup>-1</sup> )	36,63 ( $\sigma=0,08$ )	36,13 ( $\sigma=0,07$ )	36,41 ( $\sigma=0,08$ )	36,58 ( $\sigma=0,08$ )	36,58 ( $\sigma=0,08$ )
	CT (°C)	27,55 ( $\sigma=0,32$ )	25,43 ( $\sigma=1,60$ )	27,52 ( $\sigma=0,44$ )	23,72 ( $\sigma=1,88$ )	19,80 ( $\sigma=1,14$ )
	Y <sub>N</sub> (kg m <sup>-3</sup> )	23,30 ( $\sigma=0,14$ )	24,2 ( $\sigma=0,48$ )	23,07 ( $\sigma=0,22$ )	24,76 ( $\sigma=0,54$ )	25,71 ( $\sigma=0,30$ )
	UGO (m s <sup>-1</sup> )	-0,19 ( $\sigma=0,11$ )	0,11 ( $\sigma=0,14$ )	0,05 ( $\sigma=0,10$ )	-0,02 ( $\sigma=0,03$ )	-0,02 ( $\sigma=0,03$ )
	TSal (kg s <sup>-1</sup> )	-0,92 ( $\sigma=0,84$ )	0,92 ( $\sigma=1,24$ )	0,44 ( $\sigma=0,85$ )	-0,22 ( $\sigma=0,31$ )	-0,18 ( $\sigma=0,26$ )
<b>Água tipo 12°C ACAS</b>	S <sub>A</sub> (g kg <sup>-1</sup> )	35,35 ( $\sigma=0,04$ )	35,37 ( $\sigma=0,05$ )	35,49 ( $\sigma=0,09$ )	N/A	N/A
	CT (°C)	12,21 ( $\sigma=0,32$ )	12,39 ( $\sigma=0,54$ )	12,9 ( $\sigma=0,73$ )	N/A	N/A
	Y <sub>N</sub> (kg m <sup>-3</sup> )	26,75 ( $\sigma=0,05$ )	26,73 ( $\sigma=0,09$ )	26,72 ( $\sigma=0,12$ )	N/A	N/A
	UGO (m s <sup>-1</sup> )	-0,08 ( $\sigma=0,04$ )	0,11 ( $\sigma=0,07$ )	-0,008 ( $\sigma=0,05$ )	N/A	N/A
	TSal (kg s <sup>-1</sup> )	-0,78 ( $\sigma=0,41$ )	0,90 ( $\sigma=0,60$ )	-0,08 ( $\sigma=0,49$ )	N/A	N/A
<b>Água tipo 12°C ACAN</b>	S <sub>A</sub> (g kg <sup>-1</sup> )	N/A	N/A	N/A	35,48 ( $\sigma=0,06$ )	35,61 ( $\sigma=0,07$ )
	CT (°C)	N/A	N/A	N/A	12,08 ( $\sigma=0,35$ )	12,69 ( $\sigma=0,44$ )
	Y <sub>N</sub> (kg m <sup>-3</sup> )	N/A	N/A	N/A	26,88 ( $\sigma=0,07$ )	26,86 ( $\sigma=0,09$ )
	UGO (m s <sup>-1</sup> )	N/A	N/A	N/A	0,01 ( $\sigma=0,03$ )	0,009 ( $\sigma=0,03$ )
	TSal (kg s <sup>-1</sup> )	N/A	N/A	N/A	0,13 ( $\sigma=0,30$ )	0,17 ( $\sigma=0,33$ )
<b>Mínimo de sal AIAA</b>	S <sub>A</sub> (g kg <sup>-1</sup> )	34,67 ( $\sigma=0,01$ )	34,73 ( $\sigma=0,01$ )	34,82 ( $\sigma=0,01$ )	34,93 ( $\sigma=0,01$ )	34,93 ( $\sigma=0,01$ )
	CT (°C)	5,39 ( $\sigma=0,12$ )	5,14 ( $\sigma=0,09$ )	5,66 ( $\sigma=0,12$ )	5,75 ( $\sigma=0,09$ )	5,75 ( $\sigma=0,09$ )
	Y <sub>N</sub> (kg m <sup>-3</sup> )	27,38 ( $\sigma=0,02$ )	27,46 ( $\sigma=0,01$ )	27,46 ( $\sigma=0,01$ )	27,54 ( $\sigma=0,01$ )	27,54 ( $\sigma=0,01$ )
	UGO (m s <sup>-1</sup> )	0,05 ( $\sigma=0,03$ )	-0,07 ( $\sigma=0,05$ )	-0,01 ( $\sigma=0,04$ )	0,03 ( $\sigma=0,04$ )	0,03 ( $\sigma=0,04$ )
	TSal (kg s <sup>-1</sup> )	0,51 ( $\sigma=0,28$ )	-0,71 ( $\sigma=0,48$ )	-0,07 ( $\sigma=0,41$ )	0,30 ( $\sigma=0,35$ )	0,30 ( $\sigma=0,35$ )

Os dados oceanográficos revelam um aumento consistente na temperatura e na salinidade, acompanhado por uma redução nos valores de densidade, ao longo de duas décadas de análise no Oceano Atlântico Tropical Oeste. Essas tendências foram observadas na Água Tropical, Água Central do Atlântico Sul e Água Intermediária Antártica que fluem para Norte ao longo do equador. Apenas a Água Central do Atlântico Norte apresentou uma diminuição nos valores de salinidade e da densidade, mantendo a tendência de aumento de temperatura. Em 4°N, a Água Central do Atlântico Sul apresentou uma diminuição na temperatura e um aumento de densidade, associados um aumento de velocidade e do transporte de sal para leste. Observou-se também uma redução geral nas velocidades e nos transportes tanto para leste quanto para oeste da bacia, exceto nos máximos de sal em subsuperfície localizados em 08°N, 12°N e 15°N que apresentaram uma aceleração ao longo dos anos, o que indica que esta camada está fluindo mais rapidamente no Oceano Atlântico Norte.

Além destas tendências, os dados respondem a diferentes variabilidades dependendo das forçantes a que estão sujeitas em cada latitude. Os principais padrões de variabilidade identificados nos dados estavam relacionados a períodos sazonais, anuais, intervalos correspondentes aos eventos do ENOS (2 a 7 anos) e variações decadais. No Equador, as propriedades analisadas apresentaram grande variabilidade sazonal e anual em todas as massas d'água o que poderia estar associado com a variação sazonal da ZCIT. A influência do ENOS é percebida principalmente no máximo de sal em subsuperfície e na AIAA, enquanto a ACAS apresenta variabilidade associada a períodos decadais. Em 4°N, as propriedades também observam grande variabilidade sazonal e anual em todas as massas d'água, além disso as variabilidades associadas ao período de ENOS se sobrepõe ao decadal, período observado principalmente na ACAS.

Em 8°N os dados em subsuperfície apresentam diferentes variabilidades. A salinidade responde principalmente à influência de um período associado ao ENOS, e em menor escala a variações sazonais e anuais. A temperatura e a densidade por sua vez respondem juntas às mesmas variabilidades anuais e decadais, e a uma pequena variabilidade induzida em anos de ENOS. E a velocidade a períodos sazonais e anuais. Na ACAS, a salinidade responde mais fortemente a uma variabilidade sazonal e em menor escala decadal, enquanto a temperatura e a densidade a uma variabilidade decadal e em anos de ENOS o que poderia estar associado a variações no balanço E-P em sua região de formação. Na AIAA, a densidade e a velocidade respondem mais significativamente a

períodos sazonais, anuais e períodos relativos ao ENOS e com menos influência a períodos decadais. A salinidade varia no período sazonal e decadal, enquanto a temperatura no período decadal e em menor escala no anual.

Em 12°N, as propriedades do máximo de sal em subsuperfície na Água Tropical estão sujeitas a variabilidades sazonais e anuais de forma mais acentuada, além de períodos relativos ao ENOS e decadais em menor escala. Porém, na ACAN, a variabilidade depende do parâmetro analisado. Enquanto a salinidade responde de maneira mais significativa a uma variabilidade anual e sazonal, a temperatura mostra uma resposta predominante a uma variabilidade decadal, possivelmente associada ao transporte no Giro Subtropical do Atlântico Norte. A densidade, por sua vez, demonstra resposta a períodos de ENOS e anuais, enquanto a velocidade está mais relacionada a períodos sazonais e anuais. Na AIAA, tanto a temperatura, salinidade quanto a densidade respondem de forma mais acentuada a períodos anuais e períodos relativos ao ENOS.

Em 15°N, a variabilidade anual e o período relativo ao ENOS predominam nos dados de salinidade e densidade neutra da AT. Os dados de temperatura respondem mais significativamente ao período do ENOS, seguido por uma variabilidade decadal. O sinal decadal também é observado nos dados de densidade e velocidade. A ACAN apresenta uma variabilidade decadal da salinidade seguida por uma influência do período relativo ao ENOS. Enquanto a temperatura e a densidade neutra respondem juntas a mudanças no período que abrange os anos de ENOS e anual. A AIAA responde ao padrão do ENOS e anual nos dados de salinidade e temperatura, enquanto a densidade e a velocidade respondem juntas a um padrão de variabilidade anual e sazonal.

É importante destacar que todas as correntes zonais e transportes de sal analisados nas regiões de estudo das massas d'água respondem principalmente a variabilidades de tempo mais curtas, entre períodos sazonais e anuais, exceto em 4°N, onde a resposta é mais significativa em relação a períodos anuais e em anos associados aos eventos de ENOS. Estas variações de curto prazo podem estar relacionadas a variação do posicionamento da ZCIT e intensidade dos ventos alísios.

Esse cenário sugere uma modificação significativa nas características físicas dessas massas d'água ao longo do tempo, o que pode ter implicações importantes para o transporte de sal e calor associados à AMOC. No entanto, muitas investigações ainda precisam ser feitas para progredir na compreensão e monitoramento dos processos

oceanográficos nas regiões equatoriais. O período de monitoramento da região é recente e se faz necessário uma atuação conjunta para aumentar o esforço amostral, incrementar os modelos matemáticos e melhorar a nossa compreensão do sistema climático. Além disso, não é possível identificar se a variabilidade observada nos dados é resultante de processos de mistura na região equatorial ou nas regiões de formação de massas d'água em médias e altas latitudes.

Os artigos que abordam variabilidade de massas d'água na região, como FOLTZ *et al.* 2019, destacam principalmente a influência do AZM e do AMM no oceano superior. E relatam uma forte variabilidade do oceano em escalas de tempo sazonais a multidecadais, além de forçantes significativas do ENOS, NAO e do Anticiclone do Atlântico Sul (ENFIELD e MAYER, 1997; CZAJA, VAN DER VAART e MARSHALL, 2002; CHANG *et al.*, 2006; ILLIG e DEWITTE, 2006; LÜBBECKE *et al.*, 2010; LÜBBECKE e MCPHADEN, 2012).

A SSM desempenha um papel importante na circulação oceânica global e na variabilidade do sistema climático e é um indicador dos padrões e variabilidades do fluxo de água doce na superfície e do ciclo hidrológico global (SCHMITT, 2008; YU, 2011). Além disso, é um fator importante na determinação da profundidade da camada mistura e na formação de camadas de barreira que afetam a troca de calor entre as águas quentes da camada mistura e as águas mais frias abaixo (SPRINTALL e TOMCZAK, 1992). A SSM superfície influencia a absorção de CO<sub>2</sub> e O<sub>2</sub> atmosféricos (SALISBURY e JÖNSSON, 2018; BATES e JOHNSON, 2020), já que um aumento na salinidade reduz a solubilidade desses gases na água do mar.

Estudos conduzidos por Durack, Wijffels e Matear (2012) e Du, Zhang e Shi (2019) mostram um aumento da salinidade em regiões onde a evaporação excede a precipitação, e uma redução nos valores de salinidade em áreas de maior precipitação, o que indica uma intensificação do ciclo hidrológico nas últimas décadas. Enquanto Aubone, Palma e Piola (2021), utilizando um modelo de rastreamento de partículas, descobriram que as águas modais provenientes da região de máxima salinidade na superfície do mar têm origem a partir da recirculação no Atlântico Tropical Sul e Norte do Atlântico. Foi observada uma variabilidade sazonal da Água Tropical para norte, transportada pelo Sistema Subcorrente Norte do Brasil - Corrente Norte do Brasil, e para sul, pela Corrente do Brasil, que é modulada principalmente pela migração sazonal da

região de bifurcação da Corrente Sul Equatorial influenciada pela ZCIT. Água Tropical é um contribuinte significativo para o ramo superior da AMOC e para a variabilidade do Atlântico Tropical.

De acordo com McCarthy, McDonagh e King (2011), a ACAS e da AIAA em 24°S estão mais quentes e mais salinas desde 1958 devido à influência das águas do Oceano Índico. O aumento no Vazamento da Agulhas, devido ao deslocamento dos ventos de oeste do Hemisfério Sul em direção aos polos, influencia as características dessas massas d'água na borda leste do Oceano Atlântico Sul. Os autores sugerem que a salinização na termoclina observada entre 1958 e 2009 pode ser interpretada como evidência de oscilações naturais no ciclo hidrológico. No entanto, há maior contribuição do vazamento das agulhas no período compreendido entre 1983 e 2009 do que nos dados anteriores a este período e essas mudanças são corroboradas pelo aumento de salinidade observado também na AIAA.

As variações do núcleos da AIAA em 30°S foram investigadas por MCCARTHY *et al.* (2012) a partir de dados de derivadores Argo e de resultados do modelo AG01-R. Este trabalho demonstrou que a variabilidade da salinidade AIAA em escalas de tempo subdecadal é dominada por grandes e lentas anomalias de salinidade que se propagam para o oeste.

Segundo Yang e Zhigang (2014), observa-se uma variabilidade decadal nos dados de salinidade na região oeste do Oceano Atlântico Sul, com anomalias máximas localizadas na região da Confluência Brasil-Malvinas. Os autores atribuem essa oscilação decadal à influência de vórtices de mesoescala locais, que podem intensificar ou enfraquecer o fluxo de salinidade em direção ao polo sul, além de afetar a estratificação subsuperficial e a vorticidade potencial. Essas anomalias de vorticidade potencial podem facilitar ou bloquear o transporte de Água Tropical quente e salina que flui em direção ao polo sul. O enfraquecimento da estratificação subsuperficial favorece a ocorrência de anomalias de salinidade, desencadeando mudanças decadais nas propriedades da AIAA. O observaram que o processo de propagação de anomalias de salinidade associadas a vórtices ocorre ao longo de um período de 4 a 6 anos.

Schmidtke e Johnson (2012) analisaram dados de garrafas coletados entre 1925 e 1981, que revelaram um aquecimento multidecadal no núcleo da AIAA, com aumentos

de temperatura entre 0,058°C e 0,158°C por década, acompanhados por reduções na densidade de até 20,03 kg m<sup>-3</sup> por década. Essas mudanças são mais pronunciadas ao norte da Corrente Circumpolar Antártica, principalmente no sudeste dos Oceanos Pacífico e Atlântico, e tendem a diminuir em direção ao equador. As tendências de salinidade são geralmente pequenas, com seu sinal variando regionalmente. O núcleo da AIAA torna-se mais denso ao deslocar-se para o Hemisfério Norte devido a processos de mistura, com seu  $\sigma_\theta$  aumentando em 0,2–0,3 kg m<sup>-3</sup> de 50°S a 20°N. Em latitudes subtropicais, os autores observaram um gradiente zonal de densidade do núcleo da AIAA, com valores mais altos no Oceano Atlântico Leste. Todos os aumentos de densidade dessa massa d'água no seu trajeto em direção ao hemisfério norte ocorrem principalmente devido ao aumento da salinidade do núcleo da AIAA a leste no Atlântico Sul. Esta salinização supera os efeitos da redução na densidade causados pelo leve aquecimento dessa massa d'água.

Analisando as massas d'água provenientes do Oceano Atlântico Norte, Schweizer (2023) identificou uma tendência de redução na salinidade em profundidades de aproximadamente 0 a 500 metros ao longo das últimas décadas (2010 e 2020). A pesquisadora destaca que essas mudanças contrastam com períodos anteriores, especialmente nas décadas de 80 e 90, quando se observaram salinidades mais elevadas, sugerindo uma maior influência ACAN originadas no Oceano Atlântico Nordeste. Esta tendência pode estar relacionada à fase negativa da AMO, que ocorreu entre 1963 e 1995.

Desbruyères, Chafik e Maze (2021) relataram uma mudança decadal em larga escala na circulação do Oceano Atlântico Norte em 2016. Os conjuntos de dados observacionais que os autores analisaram revelaram que uma tendência de resfriamento em águas de origem subtropical e subpolar que prevaleceu desde 2006 se reverteu rapidamente em 2016 e um aquecimento em larga escala se estabeleceu nas porções central e oriental do domínio. E que essa mudança foi mais induzida por um aumento rápido no transporte de águas quentes subtropicais para a Corrente do Atlântico Norte, alinhado com um fortalecimento concomitante do transporte de calor da AMOC. Os autores previram que esse sinal de aquecimento se propagaria a oeste do giro ciclônico e para maiores profundidades por meio de processos de mistura e subducção. Esse sinal de aquecimento também pode influenciar a intensidade da transformação da massa d'água de leve para densa e a profundidade da mistura convectiva em mar aberto nessas regiões, e, portanto, a futura magnitude da AMOC e o transporte de propriedades relacionadas.

## 7. CONCLUSÃO

A proposta deste trabalho foi estimar os padrões de variabilidade temporal das propriedades físicas, da velocidade e do transporte de sal de três massas d'água que compõe o ramo superior da AMOC ao longo do Oceano Atlântico Tropical Oeste nos últimos 20 anos. Os dados observados de temperatura, salinidade, densidade e velocidade de correntes dos cruzeiros oceanográficos PIRATA-BR foram processados e interpolados aos dados observacionais provenientes do Copernicus Armour-3D a fim de compor uma climatologia mais abrangente ao longo do transecto 038'W que integra o Projeto PIRATA-BR. O transporte de sal foi calculado ao longo da seção e adicionado à climatologia. Foram escolhidos cinco pontos ao longo do transecto para observação das propriedades físicas e em cada ponto foram selecionadas a região de máxima salinidade na Água Tropical, a região profunda da ACAS/ACAN usando como referência a região compreendida entre as temperaturas de 12°C a 13°C, e o núcleo de mínima de salinidade da AIAA.

A identificação dos padrões de variabilidade predominantes nos dados foi realizada por meio da análise da Função Ortogonal Empírica (EOF). As Componentes Principais (PCs) geradas pela análise da EOF permitiram quantificar a contribuição de cada padrão de variabilidade para a variação total observada nos dados. Esta abordagem possibilitou distinguir a existência de variações sazonais, anuais, interanuais e decadais nas propriedades das massas d'água, bem como associar os padrões de variabilidade observados a forçantes externas, como o ENOS. A contribuição de cada PC nos dados variou de região para região e em profundidade, pois cada massa d'água está sujeita a diferentes processos de mistura.

O ramo superior da AMOC é alimentado em parte pelo sistema de correntes equatoriais e é uma parte crucial do sistema climático global, responsável por transportar calor das regiões tropicais para as latitudes mais altas, influenciando o clima em larga escala. A diminuição do transporte de sal no Oceano Atlântico Tropical Oeste pode afetar a intensidade e a estrutura das correntes equatoriais, o que, por sua vez, pode ter várias implicações na circulação oceânica em latitudes mais altas e afetar a formação de massas d'água. Isso poderia gerar consequências significativas para os padrões climáticos regionais e globais, incluindo mudanças na distribuição de calor e na circulação atmosférica.

Os dados revelaram um oceano superior mais quente, mais salino, menos denso e mais lento nesta região, condizente com um ramo superior da AMOC mais enfraquecido nas últimas duas décadas. Diferente da ACAS, a ACAN apresentou uma diminuição da salinidade o que indica que águas menos salinas, porém mais quentes estão sendo formadas no Oceano Atlântico Norte setentrional. O resfriamento das águas por si só não pode atingir densidades suficientemente altas para que a massa d'água afunde e, conseqüentemente, ocorra a circulação vertical. A massa d'água deve ser salina o suficiente para que ela possa contribuir para a produção de massas d'água em altas latitudes. Mudanças na Circulação Meridional do Atlântico nas últimas décadas e séculos foram ocasionadas principalmente por mudanças na formação de massas d'água em altas latitudes.

É importante ressaltar que as variáveis oceanográficas analisadas estão sujeitas à variabilidade natural do estado climático e seus sinais foram interpretados como tendências a curto prazo, ao invés de serem considerados como parte de uma variação climática de longo prazo. A ampliação de observações precisas e de qualidade são essenciais para aumentar o entendimento do comportamento do sistema climático, desenvolver e validar modelos do sistema terrestre e atribuir causas a eventos climáticos extremos e tendências de longo prazo.

As pesquisas hidrográficas realizadas a bordo de navios continua sendo a principal abordagem para mapear a coluna d'água e obter medições de alta resolução de parâmetros físicos, químicos e biológicos do oceano. Mesmo com o avanço tecnológico dos últimos anos, os dados coletados por meio desses cruzeiros fornecem informações valiosas que não podem ser facilmente obtidas por outros métodos. A precisão dos sensores instalados em equipamentos autônomos também depende dos dados hidrográficos de navios como referência para calibração.

Além disso, é crucial revisar periodicamente os índices de temperatura, salinidade, densidade, oxigênio e outros parâmetros utilizados para identificar massas d'água. Esses índices de referência não são estáticos e podem variar significativamente de uma região para outra e ao longo do tempo como observado neste trabalho, sendo influenciados por uma ampla variedade de processos regionais. A atualização constante desses índices é fundamental para garantir a precisão e relevância das análises oceânicas, especialmente em um contexto de mudanças climáticas e alterações ambientais contínuas. Embora seja desafiador, o estudo desses modos de variabilidade é fundamental para

compreender padrões climáticos de longo prazo, prever mudanças futuras no clima e entender os impactos dessas mudanças no ambiente e na sociedade.

## BIBLIOGRAFIA

ALLEN, M. R. *et al.* **Global warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty: IPCC, 2018.** Disponível em: <https://archive.ipcc.ch/report/sr15/>.

ALLEY, R. B. *et al.* Abrupt Climate Change. **Science**, v. 299, p. 2005 - 2010. 2003. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1081056>.

ALVAREZ-SOLAS, J.; *et al.* Iceberg discharges of the last glacial period driven by oceanic circulation changes. **PNAS**, v. 110, n. 41, p. 16350-16354, 2013. [www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.13066221](http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.13066221)

AUBONE, A.; PALMA, E.D.; PIOLA, A.R. The surface salinity maximum of the South Atlantic. **Progress in Oceanography**, v. 191, 102499, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2020.102499>

BACON, S. *et al.* IAPSO Standard Seawater: Definition of the Uncertainty in the Calibration Procedure, and Stability of Recent Batches. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 24, p. 1785 - 1799, 2007. <https://doi.org/10.1175/JTECH2081.1>

BAEHR, J., KELLER, K., e MAROTZKE, J. Detecting potential changes in the meridional overturning circulation at 26°N in the Atlantic. **Climate Change**, v. 91, 11–27, 2008. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9153-z>

BATES, N.R.; JOHNSON, R.J. Acceleration of ocean warming, salinification, deoxygenation and acidification in the surface subtropical North Atlantic Ocean. **Communications Earth & Environment**, v. 1, n. 33, 2020. <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00030-5>

BELKIN, I. M. Propagation of the “Great Salinity Anomaly” of the 1990s around the northern North Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 31, L08306, 2004. <https://doi.org/10.1029/2003GL019334>

BIASTOCH, A. *et al.* Increase in Agulhas leakage Due to Poleward Shift of Southern hemisphere Westerlies. **Nature**, 462, 2009, pp. 495-8. <https://doi.org/10.1038/nature08519>

BINGHAM, R. J., e HUGHES, C. W. Signature of the Atlantic meridional overturning circulation in sea level along the east coast of North America. **Geophysical Research Letters**, v.36, L02603, 2009. <https://doi.org/10.1029/2008GL036215>

BOURLÈS, B.; MOLINARI, R.; JOHNS, E.; WILSON, W. D.; LEAMAN, K. D. Upper layer currents in the western tropical North Atlantic (1989-1991). **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. C1, p. 1361–1375, 1999. <https://doi.org/10.1029/1998JC900025>

BOYER, T. P., *et al.* Linear trends in salinity for the World Ocean. **Geophysical Research Letter**, v. 32, p. 1955–1998, 2005. <https://doi.org/10.1029/2004GL021791>

BRADLEY, R.S. **Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary.** Second Edition, Elsevier, International Geophysics Series, v.68, 641p., 1999. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-18310-1>

- BRANDT, P., *et al.* Atlantic Equatorial Undercurrent Intensification Counteracts Warming-Induced Deoxygenation. **Nature Geoscience**, v. 14, p. 278–282, 2021. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00716-1>
- BRETHERTON, F. P.; DAVIS, R. E.; e FANDRY, C. B. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. **Deep-Sea Research**, v. 23, p. 559-582, 1976. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(76\)90001-2](https://doi.org/10.1016/0011-7471(76)90001-2)
- BROECKER, Wallace S. Unpleasant surprises in the greenhouse? **Nature**, v. 328, p. 123–126, 1987. <https://doi.org/10.1038/328123a0>
- BROECKER, Wallace S. The Great Ocean conveyor. **Oceanography**, v. 4, n. 2, p. 79 – 89, 1991. <https://doi.org/10.5670/oceanog.1991.07>
- BROECKER, Wallace S. Paleocean circulation during the 1st deglaciation: A bipolar seasaw? **Paleoceanography**, v. 13, n. 2, p. 119–121, 1998. <https://doi.org/10.1029/97PA03707>
- BROECKER, Wallace S. **The Great Ocean Conveyor: Discovering the Trigger for Abrupt Climate Change**. Princeton, Princeton Univ. Press., 2010.
- BROWN, P.T.; CALDEIRA, K. Greater future global warming inferred from Earth's recent energy budget. **Nature**, v. 552, p. 45–50, 2017. <https://doi.org/10.1038/nature24672>
- BROWN, E. *et al.* **Ocean Circulation**. 2. ed. Open University, 2004. <https://doi.org/10.1016/B978-0-7506-5278-0.X5012-7>
- BRYDEN, H. L.; LONGWORTH, H. R.; CUNNINGHAM, S. A. Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N. **Nature**, v. 438, p. 655–657, 2005. <https://www.nature.com/articles/nature04385>
- BUCKLEY, M. W.; MARSHALL, J. Observations, inferences, and mechanisms of Atlantic Meridional Overturning Circulation variability: A review. **Reviews of Geophysics**, v. 54, p. 5 – 63, 2015. <https://doi.org/10.1002/2015RG000493>
- CAESAR, L.; *et al.* Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. **Nature**, v. 556, p. 191–196, 2018. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0006-5>.
- CASTRO, C. G., *et al.* Chemical characterization and modelling of water masses in the Northeast Atlantic. **Progress in Oceanography**, n.41, p. 249–279, 1998. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(98\)00021-4](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(98)00021-4)
- CHANG, P.; *et al.* The cause of the fragile relationship between the Pacific El Nino and the Atlantic Nino. **Nature**, v. 443, p. 324–328, 2006. <https://doi.org/10.1038/nature05053>
- CHIANG, J.C.H.; VIMONT, D.J. Analogous Pacific and Atlantic Meridional Modes of Tropical Atmosphere–Ocean Variability. **Journal of Climate**, v.17(21), 4143-4158, 2004. <https://doi.org/10.1175/JCLI4953.1>
- COOLEY, J.W.; TUKEY, J.W. An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. **Mathematics of computation**, v. 19, p. 297-301, 1965. <https://www.ams.org/journals/mcom/1965-19-090/S0025-5718-1965-0178586-1/S0025-5718-1965-0178586-1.pdf>

CORIO LIS DATA CENTER. Coriolis Operational Oceanography. <http://www.coriolis.eu.org>

CURRY, R.; DICKSON, B.; YASHAYA EV, I. A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. **Letters to Nature**, v. 426, p. 392–395, 2003. <https://doi.org/10.1038/nature02206>.

CZAJA, A., VAN DER VAART, P.; MARSHALL, J. A diagnostic study of the role of remote forcing in tropical Atlantic variability. **Journal of Climate**, v. 15, p. 3280–3290, 2002. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3280:ADSOTR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3280:ADSOTR>2.0.CO;2)

BARKER, S.; VAN DE FLIERDT, T. Timing and nature of AMOC recovery across Termination 2 and magnitude of deglacial CO<sub>2</sub> change. **Nature Communications**, v. 8, 14595, 2017. <https://www.nature.com/articles/ncomms14595>

DELWORTH e MANN. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. **Climate Dynamics**, v. 16, p. 661-676, 2000. <https://doi.org/10.1007/s003820000075>

DENGLER, M. *et al.* Break-up of the Atlantic deep western boundary current into eddies at 8S. **Nature**, v. 432, p. 1018–1020, 2004. <https://doi.org/10.1038/nature03134>

DESBRUYÈRES, D.; CHAFIK, L.; MAZE, G. A shift in the ocean circulation has warmed the subpolar North Atlantic Ocean since 2016. **Nature Communications Earth & Environment**, v.2, 48, 2021. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00120-y>

DESER, C.; *et al.* Decadal variations in Labrador Sea ice cover and North Atlantic Sea surface temperatures. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 107 (C5), p. 3-1-3-12, 2002. <https://doi.org/10.1029/2000JC000683>

DICKSON, B.; *et al.* Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades. **Nature**, v. 416, p. 832–837, 2002. <https://doi.org/10.1038/416832a>

DICKSON, R.R. Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. **Progress in Oceanography**, v. 38 (3), p. 241-295, 1996. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(97\)00002-5](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(97)00002-5).

DICKSON, R.R., *et al.* The “great salinity anomaly” in the Northern North Atlantic 1968–1982. **Progress in Oceanography**, v.20 (2), p. 103-151, 1988. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(88\)90049-3](https://doi.org/10.1016/0079-6611(88)90049-3).

DIETRICH, G., *et al.* **General Oceanography**. Segunda edição, Wiley-Interscience, New York, 1980.

DU, Y.; ZHANG, Y.; SHI, J. Relationship between sea surface salinity and ocean circulation and climate change. **Science China Earth Sciences**, v. 62, p. 771–782, 2019. <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9276-6>

DURACK, P. J.; WIJFFELS, S. E. Fifty-Year Trends in Global Ocean Salinities and Their Relationship to Broad-Scale Warming. **Journal of Climate**, v. 23, p. 4342–4362, 2010. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3377.1>.

DURACK, P. J.; WIJFFELS, S. E.; MATEAR, R. J. Ocean Salinities Reveal Strong Global Water Cycle Intensification During 1950 to 2000. **Science**, v. 336, p. 455–458, 2012. <https://doi.org/10.1126/science.1212222>.

- EMERY, W.J., MEINCKE, J. Global water masses: summary and review. **Oceanologica Acta**, v. 9, p. 383-391, 1986. Disponível em: <https://archimer.ifremer.fr/doc/00110/22090/19731.pdf>
- ENFIELD, D. B.; MAYER, D. A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 929–945, 1997. <https://doi.org/10.1029/96JC03296>
- FISCHER, J., SCHOTT, F.A. Seasonal transport variability of the Deep Western Boundary Current in the equatorial Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 27751-27769, 1997. <https://doi.org/10.1029/97JC02327>.
- FISCHER, J.; *et al.* Surveying the Upper Ocean with the Ocean Surveyor: A New Phased Array Doppler Current Profiler. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 20 (5), p. 742–751, 2003. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2003\)20<742:STUOWT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2003)20<742:STUOWT>2.0.CO;2)
- FOGT, R.; MARSHALL, G.J. The Southern Annular Mode: Variability, trends, and climate impacts across the Southern Hemisphere. **Climate Change**, v.11 (4), e652, 2020. <https://doi.org/10.1002/wcc.652>
- FOLTZ, G.R., *et al.* The Tropical Atlantic Observing System. **Frontiers in Marine Science**, v. 6, article 206, 2019. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00206>
- FRAJKA-WILLIAMS, E. Estimating the Atlantic MOC at 26°N using satellite altimetry and cable measurements. **Geophysical Research Letters**, v. 42, p. 3458–3464, 2015. <https://doi.org/10.1002/2015GL063220>
- FRIEDRICHS, M., MCCARTNEY, M., HALL, M. Hemispheric asymmetry of deep-water transport modes in the western Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p. 25,165-25,179, 1994. <https://doi.org/10.1029/94JC02087>
- FYFE, J. C. Southern Ocean warming due to human influence. **Geophysical Research Letters**, v. 33(19), L19701, 2006. <https://doi.org/10.1029/2006GL027247>
- GARRISON, Tom. **Oceanography: An Invitation to Marine Science**. Editora Brooks/Cole, Cengage Learning, 582 p., 2010.
- GARZOLI, S. L.; MATANO, R. The South Atlantic and the Atlantic Meridional Overturning Circulation. **Deep-Sea Research Part II**, p. 1–11, 2011. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2010.10.063>.
- GIAROLLA, E.; *et al.* The Atlantic Equatorial Undercurrent: PIRATA observations and simulations with GFDL Modular Ocean Model at CPTEC. **Geophysical Research Letters**, v. 32, L10617, 2005. <https://doi.org/10.1029/2004GL022206>
- GILLE, S. T. Warming of the Southern Ocean since the 1950s. **Science**, v. 295, p. 1275–1277, 2002. <https://www.science.org/doi/10.1126/science.1065863>
- GONG, X.; *et al.* Dependence of abrupt Atlantic meridional ocean circulation changes on climate background states. **Geophysical Research Letters**, v. 40 (14), p. 3491-3785, 2013. <https://doi.org/10.1002/grl.50701o>
- GOES, M.; MOLINARI, R.; DA SILVEIRA, I.; WAINER, I. Retroreflections of the North Brazil Current during February 2002. **Deep-Sea Research I**, v. 52, p. 647–667, 2005. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.10.010>

GONI, G. J.; RIZZOLI, P.M. **Interhemispheric water exchange in the Atlantic Ocean**. Elsevier Science, 1 ed, 2003.

GORDON, A. G., PIOLA, A. R. Atlantic Ocean upper layer salinity budget. **Journal of Physical Oceanography**, 1982. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<1293:AOULSB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<1293:AOULSB>2.0.CO;2).

GORDON, Arnold. L. Interocean exchange. In: **Ocean Circulation and Climate**, p. 303–314, 2001. Disponível em: [https://www.ldeo.columbia.edu/~agordon/publications/Gordon\\_interoceanExchange\\_2001.pdf](https://www.ldeo.columbia.edu/~agordon/publications/Gordon_interoceanExchange_2001.pdf).

GORDON, A.L. *et al.* Differences Among Subtropical Surface Salinity Patterns. **Oceanography**, v. 28, n. 1, p. 32–39, 2015. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2015.02>.

GO-SHIP. Global Ocean Ship-Based Hydrographic Investigations Program. **GO-SHIP Repeat Hydrography Manual: A collection of Expert Reports and Guidelines**. IOCCP Report No.14, ICPO Publication Series No.134, version 1.1, 2019. Disponível em: <https://www.go-ship.org/>

GOURETSKI, V.V.; JANCKE, K. Systematic errors as the cause for an apparent deep water property variability: global analysis of the WOCE and historical hydrographic data. **Progress in Oceanography**, n. 48, p. 337–402, 2001. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(00\)00049-5](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(00)00049-5)

GRASSHOFF, K.; KREMLING, K.; EHRHARDT, M. **Methods of Seawater Analysis**. 3rd ed. Weinheim: Wiley-VCH, 1999, 600 p.

GREENE, C. A.; *et al.* The Climate Data Toolbox for MATLAB. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, n. 20, p. 3774-3781, 2019. <https://doi.org/10.1029/2019GC008392>

GREENE, G.A.; GARDNER, A.S.; ANDREWS, N.C. Detecting seasonal ice dynamics in satellite images. **The Cryosphere**, n.14, p. 4365–4378, 2020. <https://doi.org/10.5194/tc-14-4365-2020>

HAARSMA, R.J.; *et al.* Influence of the meridional Overturning circulation on Tropical Atlantic climate and Variability. **Journal of Climate**, v. 21, p. 1403-1416, 2008. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1930.1>

HAARSMA, R.J.; *et al.* Impacts of Interruption of the Agulhas leakage on the Tropical Atlantic in coupled Ocean Atmosphere Simulations. **Climate Dynamics**, v. 36, p. 989-1.003, 2011. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0692-7>

HALL, A.; VISBECK, M. Synchronous Variability in the Southern Hemisphere Atmosphere, Sea Ice, and Ocean Resulting from the Annular Mode. **Journal of Climate**, v.15 (21), p. 3043–3057, 2002. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3043:SVITSH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3043:SVITSH>2.0.CO;2)

HANACHI, A.; JOLLIFFE, I.T.; STEPHENSON, D.B. Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. **International Journal of Climatology**, v. 27 (9), p. 1119-1152, 2007. <https://doi.org/10.1002/joc.1499>

HANAWA, K.; TALLEY, L. D. **Mode Waters**. Em: SIEDLER, G.; CHURCH, J.; GOULD, J., **Ocean Circulation and Climate: observing and modelling the global ocean**. International Geophysics Series, Academic Press, p. 373-386, 2001. Disponível em:

- HARTIN, C.A.; *et al.* Comparison of Subantarctic Mode Water and Antarctic Intermediate Water formation rates in the South Pacific between NCAR-CCSM4 and observations. **Geophysical Research Letters**, v.41(2), p.519-526, 2014. <https://doi.org/10.1002/2013GL058728>
- HARVEY, J., ARHAN, M. The Water Masses of the Central North Atlantic in 1983—84. **Journal of Physical Oceanography**, p. 1855–1875, 1988. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1988\)018<1855:TWMOTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1988)018<1855:TWMOTC>2.0.CO;2)
- HOGG, N. G., SIEDLER, G., ZENK, W. Circulation and variability at the southern boundary of the Brazil Basin, **Journal of Physical Oceanography**, v. 29, p. 145–157, 1999. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<0145:CAVATS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<0145:CAVATS>2.0.CO;2).
- HUMMELS, R. *et al.* Interannual to decadal changes in the western boundary circulation in the Atlantic at 11°S. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 18, p. 7615–7622, 2015. <https://doi.org/10.1002/2015GL065254>.
- ILLIG, S.; DEWITTE, B. Local coupled equatorial variability versus remote ENSO forcing in an intermediate coupled model of the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, v. 19, p. 5227–5252, 2006. <https://doi.org/10.1175/JCLI3922.1>
- JACKETT, D. R.; MCDUGALL, T. J. A Neutral Density Variable for the World's Oceans. **Journal of Physical Oceanography**, v. 27, n. 2, p. 237–263, 1997. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<0237:ANDVFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<0237:ANDVFT>2.0.CO;2).
- JONKERS, L.; *et al.* A reconstruction of sea surface warming in the northern North Atlantic during MIS 3 ice-rafting events. **Quaternary Science Reviews**, v. 29 (15–16), p. 1791-1800, 2010. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.03.014>
- KANNER, L.C.; *et al.* High-Latitude Forcing of the South American Summer Monsoon During the Last Glacial. **Science**, v. 335, p. 570-573, 2012. <https://www.science.org/doi/10.1126/science.1213397>
- KARSTENSEN, J.; STRAMMA, L.; VISBECK, M. Oxygen minimum zones in the eastern tropical Atlantic and Pacific oceans. **Progress in Oceanography**, v. 77 (4), p. 331-350, 2008. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.05.009>
- KATSUMATA, K., PURKEY, S.G., COWLEY, R., SLOYAN, B.M., DIGGS, S.C., MOORE II, T.S., TALLEY, L.D., SWIFT, J.H. GO-SHIP Easy Ocean: Gridded ship-based hydrographic section of temperature, salinity, and dissolved oxygen. **Scientific Data**, v. 9, 103, 2022. <https://doi.org/10.1038/s41597-022-01212-w>
- KENDALL, M. G. (1975). **Rank Correlation Measures**. Ed. Charles Griffin. London, 202p.
- KERR, R. *et al.* Three decades of deep-water mass investigation in the Weddell Sea (1984–2014): temporal variability and changes. **Deep-Sea Research Part II**, v. 149, p. 70-83, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2017.12.002>.
- LEBLOND, P.H.; MYSAK, L.A. **Waves in the Ocean**. *Geophysical Journal International*, v. 57(3), p. 748–749, 1979. <https://doi.org/10.1093/gji/57.3.748-a>
- LEE, T. N. *et al.* Moored observations of western boundary current variability and thermohaline circulation at 26.5°N in the tropical North Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 26, p. 962-983, 1996. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1996\)026<0962:MOOWBC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026<0962:MOOWBC>2.0.CO;2).

- LIU, M.; TANHUA, T. Water masses in the Atlantic Ocean: characteristics and distributions. **Ocean Science**, n. 17, p. 463–486, 2021. <https://doi.org/10.5194/os-17-463-2021>, 2021.
- LORENZ, E.N. Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Science Report 1, Statistical Forecasting Project, Department of Meteorology, MIT (NTIS AD 110268), 49 p, 1956. <http://bobweigel.net/csi763/images/pdf/Lorenz1956.pdf>
- LÜBBECKE, J.; MCPHADEN, M. J. On the inconsistent relationship between Atlantic and Pacific Niños. **Journal of Climate**, v. 25, p. 4294–4303, 2012. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00553.1>
- LÜBBECKE, J. F., *et al.* On the connection between Benguela and equatorial Atlantic Ninos and the role of the South Atlantic Anticyclone. **Journal of Geophysical Research - Oceans**, v. 115, C09015, 2010. <https://doi.org/10.1029/2009JC005964>
- LÜBBECKE, J.F.; *et al.* Equatorial Atlantic variability—Modes, mechanisms, and global teleconnections. **WIREs Climate Change**, v. 9(4), e527, 2018. <https://doi.org/10.1002/wcc.527>
- LUMPKIN, R., SPEER, K. Large-scale vertical and horizontal circulation in the North Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 33, p. 1902–1920, 2003. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)033<1902:LVAHCI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<1902:LVAHCI>2.0.CO;2)
- LUTJEHARMS, J. R. E., RUIJTER, W. P. M. The influence of the Agulhas Current on the adjacent coastal ocean: possible impacts of climate change. **Journal of Marine Systems**, v. 7, p. 321-226, 1996. [https://doi.org/10.1016/0924-7963\(95\)00010-0](https://doi.org/10.1016/0924-7963(95)00010-0).
- LUYTEN, J.R.; PEDLOSKY, J.; e STOMMEL, H. The ventilated Thermocline. *Journal of Physical Oceanography*, v.13, p. 292-309, 1982. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<0292:TVT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<0292:TVT>2.0.CO;2)
- MCCARTHY, G.; MCDONAGH, E.; KING, B. Decadal Variability of Thermocline and Intermediate Waters at 24°S in the South Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 41(1), p. 157-165, 2011. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4467.1>
- MCCARTHY, G. D., *et al.* On the sub-decadal variability of South Atlantic Antarctic Intermediate Water. *Geophysical Research Letters*, v.39 (10), L10605, 2012. <https://doi.org/10.1029/2012GL051270>
- MANN, H. B. Nonparametric tests against trend. **Journal of the econometric society**, v. 13, p. 245-259, 1945. <https://doi.org/10.2307/1907187>
- MARCOTT, S.A.; *et al.* Ice-shelf collapse from subsurface warming as a trigger for Heinrich events. **PNAS**, v. 108(33), n. 13415-9, 2011. <https://doi.org/10.1073/pnas.110477210>
- MASLIN, M.; SEIDOV, D; LOWE, J. Synthesis of the Nature and Causes of Rapid Climate Transitions During the Quaternary. **The Oceans and Rapid Climate Change: Past, Present, and Future**, v. 126, p. 9-52, 2001. <https://doi.org/10.1029/GM126p0009>
- MCDOUGALL, T.J.; e BARKER, P.M. **Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox**, 28p., 2011, SCOR/IAPSO WG127, ISBN 978-0-646-55621-5. <https://www.teos-10.org/software.htm>

- MEEHL, G.A.; *et al.* Model-based evidence of deep-ocean heat uptake during surface-temperature hiatus periods. **Nature Climate Change**, v. 1, p. 360-364, 2011. <https://doi.org/10.1038/nclimate1229>
- MEREDITH, M.P.; HOGG, A.M. Circumpolar response of Southern Ocean eddy activity to a change in the Southern Annular Mode. **Geophysical Research Letters**, v.33, L16608, 2006. <https://doi.org/10.1029/2006GL026499>
- MAMAYEV, O. I. **Temperature-salinity analysis of world ocean waters**. Amsterdam: Elsevier Scientific, 1975. 374 p.
- MANABE, S., STOUFFER, R.J. Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model. **Journal of Climate**, v.1, p. 841-866, 1988. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1988\)001<0841:TSEOAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1988)001<0841:TSEOAC>2.0.CO;2).
- MANABE, S., STOUFFER, R. J. 'Are Two Modes of Thermohaline Circulation Stable?'. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, v. 51A, p. 400-411, 1999. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v51i3.13461>.
- MAZEIKA, P. A. Thermal domes in the eastern tropical Atlantic Ocean. **Limnology and Oceanography**, v. 12, p. 537-539, 1967. <https://doi.org/10.4319/lo.1967.12.3.0537>
- MCDOUGALL, Trevor J. Neutral Surfaces. **Journal of Physical Oceanography**, v. 17, p. 1950-1964, 1987. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1987\)017<1950:NS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1987)017<1950:NS>2.0.CO;2).
- MEINEN, C. S. *et al.* Variability of the Deep Western Boundary Current at 26.5°N during 2004-2009. **Deep Sea Research II**, v. 85, p. 154-168, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.07.036>.
- MEINEN, C. S. *et al.* Characteristics and causes of Deep Western Boundary Current transport variability at 34.5° S during 2009-2014. **Ocean Science**, v. 13, n. 1, p. 175-194, 2017. <https://doi.org/10.5194/os-13-175-2017>.
- MIGNOT, J.; GANOPOLSKI, A.; LEVERMANN, A. Atlantic Subsurface Temperatures: Response to a Shutdown of the Overturning Circulation and Consequences for Its Recovery. **Journal of Climate**, v. 20, p. 4884-4898, 2007. <https://doi.org/10.1175/JCLI4280.1>
- MOLINARI, R.L. Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean: 1978-1980. **Journal of Geophysical Research Oceans**, v. 87 (C12), p. 9707-9714, 1982. <https://doi.org/10.1029/JC087iC12p09707>
- MOORE, G. W. K. *et al.* Decreasing intensity of open-ocean convection in the Greenland and Iceland seas. **Nature Climate Change**, v. 5, p. 877-882, 2015. <https://doi.org/10.1038/nclimate2688>.
- MÜLLER, P.J. *et al.* Calibration of the alkenone paleotemperature index UK'37 based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N-60°S). **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 62(10), p. 1757-1772, 1998. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00097-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00097-0)
- ORSI, A.H., SMETHIE, W.M., BULLISTER, J.L. Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. **Progress in Oceanography**, v. 43, p. 55-109, 1999. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00004-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00004-X)

- PARKER, L.M.; *et al.* Persistence of Positive Carryover Effects in the Oyster, *Saccostrea glomerata*, following Transgenerational Exposure to Ocean Acidification. **PLOS ONE**, v. 10(7), e0132276, 2015. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0132276>
- PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South-Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, n. 1, p. 1–73, 1991. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(91\)90006-8](https://doi.org/10.1016/0079-6611(91)90006-8).
- PICAUT, J.; HAYES, S. P.; MCPHADEN, M. J. Use of the geostrophic approximation to estimate time-varying zonal currents at the Equator. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, p. 3228–3236, 1989. <https://doi.org/10.1029/JC094iC03p03228>
- PMEL. **Global Tropical Moored Buoy Array**. Disponível em: <https://www.pmel.noaa.gov/tao/drupal/disdel/>
- POLLARD, R. T., *et al.* Vivaldi 1991 – A study of the formation, circulation and ventilation of Eastern North Atlantic Central Water. **Progress in Oceanography**, v. 37, p. 167–192, 1996. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(96\)00008-0](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(96)00008-0)
- POLO, I.; *et al.* Oceanic Kelvin waves and tropical Atlantic intraseasonal variability: 1. Kelvin wave characterization. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 113, C07009, 2008. <https://doi.org/10.1029/2007JC004495>
- RAHMSTORF, Stefan. Bifurcation of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. **Nature**, v. 378, p. 145–149, 1995. <https://doi.org/10.1038/378145a0>.
- RAHMSTORF, Stefan. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. **Nature**, v. 419, p. 207–214, 2002. <https://doi.org/10.1038/nature01090>.
- REBOITA, M.S., AMBRIZZI, T., ROCHA, R. P. da. Relationship between the southern annular mode and southern hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24(1), p. 48–55, 2009. <https://doi.org/10.1590/S0102-77862009000100005>
- REBOITA, M.S., *et al.* Trend and teleconnection patterns in the climatology of extratropical cyclones over the Southern Hemisphere. **Climate Dynamics**, v. 45, p. 1929–1944, 2015. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2447-3>
- REBOITA, M. S., *et al.* Impacts of Teleconnection Patterns on South America Climate: a Review. **Annals of the New York Academy of Sciences**, v. 1504 (1), p. 116–153, 2021. <https://doi.org/10.1111/nyas.14592>
- REID, Joseph L. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers, and transports. **Progress in Oceanography**, v. 33, p. 149–244, 1989. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(89\)90001-3](https://doi.org/10.1016/0079-6611(89)90001-3).
- RHEIN, M., STRAMMA, L., KRAHMANN, G. The spreading of Antarctic bottom water in the tropical Atlantic. *Deep-Sea Research – Part I*, v. 45, p. 507–527, 1998. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(97\)00030-7](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00030-7)
- RICHARDSON, P. L.; REVERDIN G. Seasonal cycle of velocity in the Atlantic North Equatorial Countercurrent as measured by surface drifters, current meters, and ship drifts. **Journal of Geophysical Research Oceans**, v. 92 (C4), p. 3691–3708, 1987. <https://doi.org/10.1029/JC092iC04p03691>

RICHARDSON, P. L.; *et al.* North Brazil Current retroflection eddies. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 99 (C3), p. 5081-5093, 1994. <https://doi.org/10.1029/93JC03486>

ROMANOU, A.; *et al.* Role of the ocean's AMOC in setting the uptake efficiency of transient tracers. **Geophysical Research Letters**, v. 44 (11) p. 5590-5598, 2017. <https://doi.org/10.1002/2017GL072972>

ROUGHAN, M., HEMMING, M., SCHAEFFER, A., AUSTIN, T., BEGGS, H., CHEN, M., FENG, M., GALIBERT, G., HOLDEN, C., HUGHES, D., INGLETON, T., MILBURN, S., RIDGWAY, K. Multi-decadal ocean temperature time-series and climatologies from Australia's long-term National Reference Stations. **Scientific Data**, n. 9, 157, 2022. <https://doi.org/10.1038/s41597-022-01224-6>

RÜHLEMANN, C; *et al.* Intermediate depth warming in the tropical Atlantic related to weakened thermohaline circulation: Combining paleoclimate data and modeling results for the last deglaciation. **Paleoceanography**, v.19(1), PA1025, 2004. <https://doi.org/10.1029/2003PA000948>

RUIZ-BARRADAS, A.; CARTON, J.A.; NIGAM, S. Structure of Interannual-to-Decadal Climate Variability in the Tropical Atlantic Sector. **Journal of Climate**, v.13, p. 3285-3297, 2000. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<3285:SOITDC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<3285:SOITDC>2.0.CO;2)

SALISBURY, J.E.; JÖNSSON, B.F. Rapid warming and salinity changes in the Gulf of Maine alter surface ocean carbonate parameters and hide ocean acidification. **Biogeochemistry**, v. 141, p. 401–418, 2018. <https://doi.org/10.1007/s10533-018-0505-3>

SANTOS, T.P.; *et al.* Prolonged warming of the Brazil Current precedes deglaciations. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 463, p. 1-12, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.014>

SCHANZE, J. J.; SCHMITT, R. W.; YU, L. L. The global oceanic freshwater cycle: A state-of-the-art quantification. **Journal of Marine Research**, v. 68, p. 569–595, 2010. <https://doi.org/10.1357/002224010794657164>.

SCHMIDTKO, S.; JOHNSON, G.C. Multidecadal Warming and Shoaling of Antarctic Intermediate Water. **Journal of Climate**, v. 25, p. 207 - 221, 2012. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00021.1>

SCHMITT, Raymond W. The ocean component of the global water cycle. **Reviews of Geophysics**, v. 33, n. S2, p. 1395–1409, 1995. <https://doi.org/10.1029/95RG00184>.

SCHMITT, Raymond W. Salinity and the Global Water Cycle. **Oceanography**, v. 21 (1), p. 12 - 19, 2008. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2008.63>.

SCHMITT, R. W.; BLAIR, A. A river of salt. **Oceanography**, v. 28, n. 1, p. 40–45, 2015. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2015.04>.

SCHNEIDER, D. P.; *et al.* Climate Data Guide Spurs Discovery and Understanding. **Eos Trans. AGU**, v. 94, p. 121–122, 2013. <https://doi.org/10.1002/2013eo130001>

SCHNEIDER, Karsten. Watch the ocean: Long-term monitoring is essential for working out how changes in the Atlantic Ocean current system will affect the planet. **Nature Editorials**, v. 556, p. 149-150, 2018.

SCHOTT, F. A., STRAMMA, L., FISCHER, J. The warm water inflow into the western tropical Atlantic boundary regime, spring 1994. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, p. 24 745–24 760, 1995. <https://doi.org/10.1029/95JC02803>

SCHOTT, F. A., FISCHER, J., STRAMMA, L. Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 28, p. 1904-1928, 1998. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<1904:TAPOTU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<1904:TAPOTU>2.0.CO;2).

SCHOTT, F. A. *et al.* The Shallow and Deep Western Boundary Circulation of the South Atlantic at 5°–11°S. **Journal of Physical Oceanography**, v. 35, n. 11, p. 2031–2053, 2005. <https://doi.org/10.1175/JPO2813.1>.

SCHOTT, F.A.; *et al.* Labrador Sea convection and subpolar North Atlantic Deep-Water export in the SODA assimilation model. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 56(6), p. 926-938, 2009. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2009.01.001>.

SCHWEIZER, Ellen. **Regional oxygen variability and trends within the North Atlantic Oxygen Minimum Zone (NA-OMZ)**. Dissertação de mestrado em Climate Physics: Meteorology and Physical Oceanography, Faculty of Mathematics and Natural Sciences of the Christian-Albrecht University of Kiel, 2023. Disponível em: [https://oceanrep.geomar.de/id/eprint/59577/1/Schweizer\\_Ellen\\_Master.pdf](https://oceanrep.geomar.de/id/eprint/59577/1/Schweizer_Ellen_Master.pdf)

SCUSSOLINI, P.; *et al.* Saline Indian Ocean waters invaded the South Atlantic thermocline during glacial termination II. **Geology**, v. 43(2), p. 139–142, 2015. <https://doi.org/10.1130/G36238.1>

SEN GUPTA, A.; ENGLAND, M.H. Coupled Ocean–Atmosphere–Ice Response to Variations in the Southern Annular Mode. **Journal of Climate**, v. 19, p. 4457- 4486, 2006. <https://doi.org/10.1175/JCLI3843.1>

SHAFFER, G.; OLSEN, S.M.; BJERRUM, C.J. Ocean subsurface warming as a mechanism for coupling Dansgaard-Oeschger climate cycles and ice-rafting events. **Geophysical Research Letters**, v.31(24), L24202, 2004. <https://doi.org/10.1029/2004GL020968>

SIEDLER, G.; *et al.* Seasonal changes in the tropical Atlantic circulation: Observations and simulations of the Guinea Dome. **Journal of Geophysical Research**, n. 97, p. 703 – 715, 1992. <https://doi.org/10.1029/91JC02501>

SILVEIRA I.C.A., MIRANDA L.B.; BROWN, W.S. On the origins of the North Brazil Current. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, 22, p. 22,501-22,512, 1994. <https://doi.org/10.1029/94JC01776>

SILVEIRA, I.C.A. *et al.* A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**, vol. 48, n. 2, p. 171-183, 2001. <http://dx.doi.org/10.1590/S1413-77392000000200008>.

SPRINTALL, J., TOMCZAK, M. On the formation of Central Water and thermocline ventilation in the southern hemisphere. **Deep Sea Research**, v. 40, p. 827–848, 1993. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(93\)90074-D](https://doi.org/10.1016/0967-0637(93)90074-D)

ST. LAURENT, L.; SCHMITT, R.W. The Contribution of Salt Fingers to Vertical Mixing in the North Atlantic Tracer Release Experiment. **Journal of Physical Oceanography**, v.

29, p. 1404-1424, 1999. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<1404:TCOSFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<1404:TCOSFT>2.0.CO;2).

STOUFFER, R. J. *et al.* Investigating the Causes of the Response of the Thermohaline Circulation to Past and Future Climate Changes. **Journal of Climate**, v. 19, p. 1365–1387, 2006. <https://doi.org/10.1175/JCLI3689.1>

STOCKER, T. F., WRIGHT, D. G., BROECKER, W. S. The influence of high-latitude surface forcing on the global thermohaline circulation. **Paleoceanography**, v. 7(5), p. 529–541, 1992. <https://doi.org/10.1029/92PA01695>.

STOMMEL, Henry. The abyssal circulation of the ocean. **Deep Sea Research**, v. 5, n. 1, p. 80–82, 1958.

STRAMMA, L., SCHOTT, F. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. **Deep-Sea Research II**, v. 46, p. 279–303, 1999. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(98\)00109-X](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(98)00109-X).

STRAMMA, L., IKEDA, Y., PETERSON, R. G. Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20°S. **Deep Sea Research Part A**, v. 37, p. 1875–1886, 1990. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90083-8](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90083-8).

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 863–883, 1999. <https://doi.org/10.1029/1999JC900139>.

STRAMMA, L., *et al.* Circulation, variability and near-equatorial meridional flow in the central tropical Atlantic. **Elsevier Oceanography Series**, v. 68, p. 1-22, 2003. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(03\)80141-1](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(03)80141-1)

STRAMMA, L., *et al.* Upper Ocean circulation in the western tropical Atlantic in boreal fall 2000. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, 52(2), 221–240, 2005. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.07.021>

STRAMMA, L.; *et al.* Expanding Oxygen-Minimum Zones in the Tropical Oceans. **Science**, v. 320, p.655-658, 2008. <https://www.science.org/doi/10.1126/science.1153847>

STRÍKIS, N. M.; *et al.* Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. **Geophysical Research Letters**, v. 42, p. 5477–5484A, 2015. <https://doi.org/10.1002/2015GL064048>

SVERDRUP, H. V., MARTIN, M. W., FLEMING, R. A. **The Oceans, Their Physics, Chemistry and General Biology**. Prentiss-Hall, New York, 1942. Disponível em: <https://publishing.cdlib.org/ucpressebooks/view?docId=kt167nb66r>.

SUCKOW, M.A.; WEISBROTH, S.H.; FRANKLIN, C.L. Open University. Oceanography Course (2002). **Seawater: its composition, properties, and behaviour**. 2nd ed. Oxford, UK: Butterworth Heinemann. ISBN 970CLC 175294335. <https://doi.org/10.1016/B978-0-7506-3715-2.X5000-X>

SUGA, T.; TALLEY, L. D. Antarctic Intermediate Water circulation in the tropical and subtropical South Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. C7, p. 13,441-13,453, 1995. <https://doi.org/10.1029/95JC00858>.

TALLEY, Lynne D. North Atlantic circulation and variability: Reviewed for the CNLS conference. **Physica D: Nonlinear Phenomena**, v. 98, p. 625 – 646, 1996. [https://doi.org/10.1016/0167-2789\(96\)00123-6](https://doi.org/10.1016/0167-2789(96)00123-6).

TALLEY, L. D.; *et al.* Salinity Patterns in the Ocean. The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change. In: **Encyclopedia of Global Environmental Change**, v. 1, p. 629–640, 2002.

TALLEY, Lynne D. Freshwater transport estimates and the global overturning circulation: Shallow, deep and throughflow components. **Progress in Oceanography**, v.78 (4), p. 257-303, 2008. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.05.001>.

TALLEY, L.D.; *et al.* **Descriptive Physical Oceanography**. Sixth Edition. Elsevier, 2011. ISBN 978-0-7506-4552-2. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-24322-4>

TALLEY, Lynne D. Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: Schematics and transports. **Oceanography**, v. 26, p. 80–97, 2013. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2013.07>.

TALLEY, L.D., *et al.* Changes in Ocean Heat, Carbon Content, and Ventilation: A Review of the First Decade of GO-SHIP Global Repeat Hydrography. **Annual Review of Marine Science**, v. 8:1, p. 185-215, 2016. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-052915-100829>

TEOS-10. **Thermodynamic Equation of Seawater**, 2010. Disponível em: <http://www.teos-10.org/>.

THOMPSON, D.W.J.; WALLACE, J.M. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. **Journal of Climate**, v. 13 (5), p. 1000-1016, 2000. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2)

THOMSON, R.E.; EMERY, W.J. **Data Analysis Methods in Physical Oceanography**. 3rd Edition, Elsevier Science, 2014. ISBN: 9780123877833. <https://doi.org/10.1016/C2010-0-66362-0>

THORNALLEY, D. J. R. *et al.* Anomalously weak Labrador Sea convection and Atlantic overturning during the past 150 years. **Nature**, v. 556, n. 7700, p. 227–230, 2018. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0007-4>.

TOMCZAK, M.; LARGE, D. G. Optimum multiparameter analysis of mixing in the thermocline of the eastern Indian Ocean. **Journal of Geophysical Research - Oceans**, n. 94, p. 16141–16149, 1989. <https://doi.org/10.1029/JC094iC11p16141>

TOMCZAK, M., GODFREY, J.S. **Regional Oceanography: An Introduction**. Elsevier Science, Oxford, England, 2003. Disponível em: <http://www.lei.furg.br/ocfis/mattom/regoc/pdfversion.html>

TRENBERTH, K.E., *et al.* **Challenges of a sustained climate observing system**. Climate Science for Serving Society: Research, Modeling and Prediction Priorities, edited by J. W. Hurrell and G. Asrar, Springer, Berlin, in press, 2013.

TRUJILLO, Alan, P. Essentials of oceanography Eleventh ed. Boston: Pearson. ISBN 9780321814050. OCLC 815043823, 2014.

- TSUCHIYA, Mizuki. Thermostads and circulation in the upper layer of the Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 16, p. 235–267, 1986. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(86\)90040-6](https://doi.org/10.1016/0079-6611(86)90040-6)
- TSUCHIYA, Mizuki. Circulation of the Antarctic Intermediate Water in the North Atlantic. **Journal of Marine Research**, v. 47, p. 747-755, 1989. <https://doi.org/10.1357/002224089785076136>.
- URBANO, D.F., DE ALMEIDA, R.A.F, NOBRE, P. Equatorial Undercurrent and North Equatorial Countercurrent at 38°W: A new perspective from direct velocity data. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, C04041, 2008. <https://doi.org/10.1029/2007JC00421>
- VAN AKEN, Hendrik M. The hydrography of the mid-latitude northeast Atlantic Ocean I: The deep-water masses. **Deep-Sea Research I**, v. 47, p. 757-788, 2000. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(99\)00092-8](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00092-8)
- VISBECK, Martin. The Ocean's Role in Atlantic Climate Variability. **Science**, v. 297, p. 2223-2224, 2002. <https://doi.org/10.1126/science.1074029>
- WACONGNE, Sophie. On the Difference in Strength between Atlantic and Pacific Undercurrents. **Journal of Physical Oceanography**, v. 20(5), p. 792-800, 1990. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1990\)020<0792:OTDISB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1990)020<0792:OTDISB>2.0.CO;2)
- WACONGNE, S.; PITON, B. The near-surface circulation in the northeastern corner of the South Atlantic Ocean. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, v. 39 (7–8), p. 1273-1298, 1992. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(92\)90069-6](https://doi.org/10.1016/0198-0149(92)90069-6)
- WANG, Chunzai. Atlantic Climate Variability and Its Associated Atmospheric Circulation Cells. **Journal of Climate**, v. 15(13), p. 1516–1536, 2002. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1516:ACVAIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1516:ACVAIA>2.0.CO;2)
- WILKS, D.S. **Statistical Methods in the atmospheric sciences**. 2th Edition. International Geophysics series, Elsevier, v.91, 2006, ISBN 13: 978-0-12-751966-1
- WILSON, W.D.; JOHNS, E.; MOLINARI, R. L. Upper layer circulation in the western tropical North Atlantic Ocean during August 1989. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. C11, p. 22,513-22,52, 1994. <https://doi.org/10.1029/94JC02066>
- WMO. World Meteorological Organization. 2022. <https://public.wmo.int/en/our-mandate/climate>
- WOA. World Ocean Atlas18. National Oceanographic and Atmosphere Agency. <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa18/>
- WORTHINGTON, L. V. **On the North Atlantic Circulation**. Johns Hopkins University Press, Edição 6, 110 p., 1976.
- WUNSCH, Carl. What Is the Thermohaline circulation? **Science**, v. 298 (5596), p. 1179-1181, 2002. <https://www.science.org/doi/10.1126/science.1079329>
- WÜST, Georg. Deep circulation in the expanse of the North Atlantic Ocean. **Hydrographic Review**, v. XIII, n. 2, p. 23 - 31, 1936. Disponível em: <https://journals.lib.unb.ca/index.php/ihr/article/download/27736/1882520492>
- YANG, X.Y.; ZHIGANG, H. Decadal change of Antarctic Intermediate Water in the region of Brazil and Malvinas confluence. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 88, p. 1-7, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.02.007>

- YASHAYAEV, I.; CLARKE, A. Evolution of North Atlantic Water Masses Inferred from Labrador Sea Salinity Series. **Oceanography**, v. 21, n. 1, 2008. [https://tos.org/oceanography/assets/docs/21-1\\_yashayaev.pdf](https://tos.org/oceanography/assets/docs/21-1_yashayaev.pdf)
- YU, Lisan. Global Variations in Oceanic Evaporation (1958 – 2005): The Role of the Changing Wind Speed. **Journal of Climate**, v. 20, p. 5376–5390, 2007. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1714.1>
- YU, Lisan. A global relationship between the ocean water cycle and near-surface salinity. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, 2011. <https://doi.org/10.1029/2010JC006937>
- YU, L.; WELLER, R. Objectively analyzed air–sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981–2005). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 88, p. 527–539, 2007. <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-4-527>
- YUAN, X.; YONEKURA, E. Decadal variability in the Southern Hemisphere. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116(D19), D19115, 2011. <https://doi.org/10.1029/2011JD015673>
- ZANNA, L. *et al.* Optimal excitation of interannual Atlantic meridional overturning circulation variability. **Journal of Climate**, v. 24, p. 413–427, 2011. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3610.1>
- ZEBIAK, Stephen E. Air–Sea Interaction in the Equatorial Atlantic Region. **Journal of Climate**, v. 6(8), p. 1567–1586, 1993. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<1567:AIITEA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1567:AIITEA>2.0.CO;2)
- ZENK, W.; KLEIN, B.; SCHRODER, M. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, v. 38, suplemento 1, p. S505-S530, 1991. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(12\)80022-7](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(12)80022-7)
- ZHANG, R.; DELWORTH, T. L. Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic thermohaline circulation. **Journal of Climate**, v. 18, p. 1853–1860, 2005. <https://doi.org/10.1175/JCLI3460.1>
- ZHANG, Rong. Coherent surface-subsurface fingerprint of the Atlantic meridional overturning circulation. **Geophysical Research Letters**, v. 35, L20705, 2008. <https://doi.org/10.1029/2008GL035463>
- ZHANG, D. *et al.* Multidecadal variability of the North Brazil Current and its connection to the Atlantic meridional overturning circulation. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. C4, p. 1–9, 2011. <https://doi.org/10.1029/2010JC006812>

## ANEXO A – RESUMO DAS COMISSÕES OCEANOGRÁFICAS PIRATA-BR

Tabela 2 Compilação dos diferentes tipos de aquisição de dados dos cruzeiros da PIRATA-BR realizados pela Marinha do Brasil (MB).

Cruzeiro	Navio	Período	Estação (boreal)	Latitude 38W	CTD	O <sub>2</sub> Winkler	Autosal Portasal	ADCP 75kHz	ADCP 150 kHz
I*	H40	19/01/1998 10/02/1998	Inverno	15N - 4N	S	N	S	N	N
II	H40	29/01/1999 15/03/1999	Inverno	15N - 3S	S	N	S	S	N
III	H40	23/02/2000 30/03/2000	Inverno	15N - 2S	S	N	N	S	N
IV	H40	01/04/2001 19/05/2001	Primavera	15N - 3S	S	N	N	S	N
V*	H40	04/04/2002 27/04/2002	Primavera	15N - 3S	S	N	N	S	N
VI	H40	24/06/2003 21/08/2003	Verão	15N - 3S	S	N	N	S	N
VII	H40	07/07/2004 30/08/2004	Verão	15N38W - 3S35W	S	N	N	S	N
VIII	H40	26/06/2005 08/09/2005	Verão	15N - 2S	S	N	S	S	N
IX	H40	23/10/2006 20/12/2006	Verão	15N - 2S	S	S	S	S	N
X	H40	13/03/2008 14/05/2008	Primavera	15N - 0	S	N	S	S	N
XI	H40	09/03/2009 12/04/2009	Primavera	15N - 4N	S	S	S	S	N
XII	H40	12/07/2010 02/09/2010	Verão	15N - 3S	S	S	S	S	N
XIII**	H40	Aug.2011	Outono	15N - 2S	S	?	?	?	N
XIV*	H40	Feb.2013	Primavera	15N38W - 00 35W	S	N	N	N	N
XV*	OS	Jul.2014	Verão	15N38W - 00 35W	N	N	N	S	N
XVI**	H39	Oct.2015	Outono	15N38W - 5S31W	N	N	N	S	S
XVII	H39	Oct.2017	Inverno	15N - 2S	S	S	S	S	S
XVIII	H39	Sep.2018	Outono	15N - 1S	S	S	S	S	S

\* Dado não disponibilizado

\*\* Relatório não disponibilizado