



UNIVERSIDADE FEDERAL DO MARANHÃO
CENTRO DE CIÊNCIAS BIOLÓGICAS E DA SAÚDE
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA E LIMNOLOGIA
CURSO DE OCEANOGRAFIA

BÁRBARA COSTA DA SILVA

**DINÂMICA DA CORRENTE NORTE DO BRASIL E VÓRTICES EM
SUBSUPERFÍCIE AO LARGO DA MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA**

SÃO LUÍS/MA

2025

BÁRBARA COSTA DA SILVA

**DINÂMICA DA CORRENTE NORTE DO BRASIL E VÓRTICES EM
SUBSUPERFÍCIE AO LARGO DA MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Curso de Graduação em Oceanografia da
Universidade Federal do Maranhão para a
obtenção de Grau de Bacharel em Oceanografia.

Orientadora: Prof^a Dr^a Cláudia Klose Parise.

SÃO LUÍS/MA
2025

Ficha gerada por meio do SIGAA/Biblioteca com dados fornecidos pelo(a) autor(a).
Diretoria Integrada de Bibliotecas/UFMA

da Silva, Bárbara.

DINÂMICA DA CORRENTE NORTE DO BRASIL E VÓRTICES
ASSOCIADOS EM SUBSUPERFÍCIE AO LARGO DA MARGEM EQUATORIAL
BRASILEIRA / Bárbara da Silva. - 2025.

66 f.

Orientador(a): Claudia Parise.

Monografia (Graduação) - Curso de Oceanografia,
Universidade Federal do Maranhão, São Luís, Ma, 2025.

1. Corrente Norte do Brasil. 2. Margem Equatorial
Brasileira. 3. Vórtices Oceânicos. I. Parise, Claudia.
II. Título.

BÁRBARA COSTA DA SILVA

**DINÂMICA DA CORRENTE NORTE DO BRASIL E VÓRTICES EM
SUBSUPERFÍCIE AO LARGO DA MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Curso de Graduação em Oceanografia da
Universidade Federal do Maranhão para a
obtenção de Grau de Bacharel em Oceanografia.

Orientadora: Prof^ª Dr^ª Cláudia Klose Parise.

Aprovado em ____ de ____ de ____.

Prof^ª Dr^ª Cláudia Klose Parise

Universidade Federal do Maranhão (UFMA)

Orientadora

Dr. João Luiz Baptista Carvalho

Universidade Federal do Maranhão (UFMA)

Membro Interno

Dr. Fabricio Sanguinetti Cruz de Oliveira

Universidade Federal do Rio Grande (FURG)

Membro Externo

AGRADECIMENTOS

Antes de tudo, gostaria de agradecer à minha família, em especial à minha mãe, Neydiane. Sem você e sem o apoio da nossa família, esta etapa não teria sido concluída. Meu muitíssimo obrigada por tudo.

Agradeço ao meu namorado, Pablo Marlon, que ao longo desses nove anos juntos esteve mais uma vez ao meu lado, segurando minha mão e me lembrando de que tudo daria certo. Obrigada pelo apoio constante, pela paciência e por me ajudar para que eu pudesse me dedicar aos estudos.

Aos meus amigos, em especial ao pessoal do “cuoli”: Bia, Evelly, Priscila, Manu, Cadmo, Beatriz, Dandan, Luis, Chronos e Felipe, agradeço por tornarem essa trajetória mais leve, repleta de risadas, companheirismo e momentos que levarei para sempre comigo.

Agradeço, com enorme carinho, à minha orientadora, Claudia Parise, por toda a dedicação, paciência e confiança. Você me conduziu a uma evolução intelectual que foi também profundamente pessoal, mostrou que eu era capaz e acreditou que eu conseguiria chegar até aqui.

Agradeço ao Dr. Kevin I. Hodges pela valiosa ajuda e pelos ensinamentos relacionados ao uso do algoritmo TRACK.

Aos meus colegas de laboratório: Dani, Thainá, Heitor, Seba, Rivaldo, Leon, Daniel, Eduardo e Andrey, obrigada por compartilharem comigo os momentos de café, as conversas e os aprendizados científicos que tornaram o dia a dia mais especial.

Por fim, agradeço aos integrantes da banca examinadora, João Luiz Carvalho e Fabrício Sanguinetti, pela disponibilidade, atenção e valiosa contribuição para este trabalho.

“Brechas serão vossos caminhos pois tudo que é fácil é vão”

- Santclair

RESUMO

Este trabalho analisou a climatologia e a variabilidade sazonal da estrutura vertical das correntes oceânicas ao longo da Margem Equatorial Brasileira (MEB), com ênfase na Corrente Norte do Brasil (CNB), na Subcorrente Norte do Brasil (SNB) e na dinâmica associada à retroflexão e à formação de vórtices de mesoescala. Foram utilizados dados de reanálise oceânica do GLORYS12V1 para o cálculo dos perfis verticais de velocidade, diagramas T-S, transporte de volume por meio da função de corrente e estatísticas de vorticidade relativa, incluindo a identificação e o rastreamento de vórtices com o algoritmo TRACK. Os resultados evidenciam a predominância da componente zonal da circulação na região, com a CNB apresentando núcleos superficiais intensos e um deslocamento para latitudes mais ao norte em direção ao oeste. A sazonalidade da circulação mostra máximos de intensidade e variabilidade durante o verão boreal, enquanto o outono boreal caracteriza-se por um enfraquecimento geral do sistema. Os diagramas T-S permitiram identificar as principais massas d'água presentes ao longo dos transectos, destacando a forte influência do aporte continental do rio Amazonas na porção oeste da MEB. O transporte de volume revelou padrões complexos, com predomínio do escoamento para o norte e a presença de núcleos de circulação reversa em determinadas faixas longitudinais e latitudinais, refletindo a interação entre a circulação equatorial e a retroflexão da CNB. A análise da variância da vorticidade e das estatísticas de vórtices evidenciou intensa atividade de mesoescala ao longo da MEB, especialmente na região de retroflexão e nas proximidades da plataforma continental. Observou-se forte coerência entre os padrões de variância e a distribuição espacial de vórtices ciclônicos e anticiclônicos, com marcada modulação sazonal.

O estudo demonstra que a MEB é uma região de elevada complexidade dinâmica, onde processos de larga escala, mesoescala, topografia e forçantes atmosféricas atuam de maneira acoplada. A CNB emerge como elemento central na redistribuição de massa e propriedades, conectando a circulação equatorial à circulação tropical do Atlântico e desempenhando papel fundamental no balanço oceânico regional.

Palavras-chave: Dinâmica, Corrente Norte do Brasil, Vórtices em subsuperfície, Margem Equatorial.

ABSTRACT

This study analyzed the climatology and seasonal variability of the vertical structure of ocean currents along the Brazilian Equatorial Margin (BEM), with emphasis on the North Brazil Current (NBC), the North Brazil Undercurrent (NBUC), and the dynamics associated with retroflection and mesoscale eddy formation. Ocean reanalysis data from GLORYS12V1 were used to compute vertical velocity profiles, T–S diagrams, volume transport through the streamfunction, and relative vorticity statistics, including the identification and tracking of eddies using the TRACK algorithm. The results indicate the dominance of the zonal component of the circulation in the region, with the NBC exhibiting intense surface cores and a northward displacement toward the west. The seasonality of the circulation shows maxima in intensity and variability during boreal summer, while boreal autumn is characterized by a general weakening of the system. T–S diagrams allowed the identification of the main water masses along the transects, highlighting the strong influence of continental input from the Amazon River in the western portion of the BEM. Volume transport revealed complex patterns, with a predominance of northward flow and the presence of reversed circulation cores in specific longitudinal and latitudinal bands, reflecting the interaction between equatorial circulation and the NBC retroflection. The analysis of vorticity variance and eddy statistics evidenced intense mesoscale activity along the BEM, particularly in the retroflection region and near the continental shelf. A strong coherence was observed between variance patterns and the spatial distribution of cyclonic and anticyclonic eddies, with pronounced seasonal modulation.

The study demonstrates that the BEM is a region of high dynamical complexity, where large-scale and mesoscale processes, topography, and atmospheric forcing act in a coupled manner. The NBC emerges as a key element in the redistribution of mass and properties, linking equatorial circulation to the tropical Atlantic circulation and playing a fundamental role in the regional oceanic balance.

Keywords: Dynamics, North Brazil Current, Subsurface vortices, Equatorial Margin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Sistema de correntes geostróficas do Atlântico Sul e Equatorial, apresentado por Araújo (2022), as linhas tracejadas indicam correntes com núcleo em subsuperfície e as linhas contínuas indicam correntes com núcleo em superfície.

Figura 2. Área de estudo com desenho esquemático mostrando a Subcorrente Norte do Brasil (SNB), Subcorrente Equatorial (SE), Corrente Norte do Brasil (CNB), Subcorrente Norte Equatorial (SNE), e a Contracorrente Norte Equatorial (CCNE), baseado em estudos de Silveira, Miranda e Brown (1994), Schott, Fischer e Stramma (1998), Stramma e Schott (1999) e Araújo (2022), as linhas tracejadas mostram correntes com núcleo de subsuperfície e as linhas contínuas mostram correntes com núcleo em superfície, as linhas vermelhas representam os transectos e os pontos verdes utilizados para análises nesse estudo e as faixas pré selecionadas.

Figura 3. Perfil vertical médio da componente zonal de velocidade (u) ao longo de 4 transectos, a) 39°W ; b) 44°W ; c) 48°W ; d) 53°W ;

Figura 4. Perfis verticais da componente zonal (u) na longitude de 39°W com média climatológica, a) Inverno Boreal - DJF; b) Primavera Boreal - MAM; c) Verão Boreal - MAM; d) Outono Boreal - JJA;

Figura 5. Perfis verticais da componente zonal (u) na longitude de 44°W com média climatológica, a) Inverno Boreal - DJF; b) Primavera Boreal - MAM; c) Verão Boreal - MAM; d) Outono Boreal - JJA;

Figura 6. Perfis verticais da componente zonal (u) na longitude de 48°W com média climatológica, a) Inverno Boreal - DJF; b) Primavera Boreal - MAM; c) Verão Boreal - MAM; d) Outono Boreal - JJA;

Figura 7. Perfis verticais da componente zonal (u) na longitude de 53°W com média climatológica, a) Inverno Boreal - DJF; b) Primavera Boreal - MAM; c) Verão Boreal - MAM; d) Outono Boreal - JJA;

Figura 8. Perfis verticais da magnitude da velocidade (cm/s) na coluna à esquerda e do desvio padrão na coluna à direita, ao longo da longitude de 39°W , para as diferentes estações do ano: (a) inverno boreal (DJF), (b) primavera boreal (MAM), (c) verão boreal (JJA) e (d) outono boreal (SON);

Figura 9. Perfis verticais da magnitude da velocidade (cm/s) na coluna à esquerda e do desvio padrão na coluna à direita, ao longo da longitude de 44°W , para as diferentes estações

do ano: (a) inverno boreal (DJF), (b) primavera boreal (MAM), (c) verão boreal (JJA) e (d) outono boreal (SON);

Figura 10. Perfis verticais da magnitude da velocidade (cm/s) na coluna à esquerda e do desvio padrão na coluna à direita, ao longo da longitude de 48°W, para as diferentes estações do ano: (a) inverno boreal (DJF), (b) primavera boreal (MAM), (c) verão boreal (JJA) e (d) outono boreal (SON);

Figura 11. Perfis verticais da magnitude da velocidade (cm/s) na coluna à esquerda e do desvio padrão na coluna à direita, ao longo da longitude de 53°W, para as diferentes estações do ano: (a) inverno boreal (DJF), (b) primavera boreal (MAM), (c) verão boreal (JJA) e (d) outono boreal (SON);

Figura 12. Diagramas Temperatura–Salinidade (T–S) referentes aos quatro pontos analisados. As colunas representam, da esquerda para a direita, os pontos P1, P2, P3 e P4. As linhas correspondem às estações do ano no Hemisfério Norte, sendo: (a) inverno boreal, (b) primavera boreal, (c) verão boreal e (d) outono boreal;

Figura 13. Transporte de volume (Sv) entre a faixa longitudinal de 35°W a 40°W, durante a) inverno boreal; b) primavera boreal; c) verão boreal; d) outono boreal;

Figura 14. Transporte de volume (Sv) entre a faixa longitudinal de 40°W a 45°W, durante a) inverno boreal; b) primavera boreal; c) verão boreal; d) outono boreal;

Figura 15. Transporte de volume (Sv) entre a faixa longitudinal de 45°W a 50°W, durante a) inverno boreal; b) primavera boreal; c) verão boreal; d) outono boreal;

Figura 16. Transporte de volume (Sv) entre a faixa longitudinal de 50°W a 55°W, durante a) inverno boreal; b) primavera boreal; c) verão boreal; d) outono boreal;

Figura 17. Variância temporal da vorticidade relativa filtrada, durante a) inverno boreal; b) primavera boreal; c) verão boreal; d) outono boreal;

Figura 18. Estatísticas de vórtices positivos (vorticidade positiva) relacionadas à *track density* ($10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), durante o inverno boreal (a), primavera boreal (b), verão boreal (c) e outono boreal (d);

Figura 19. Estatísticas de vórtices positivos (vorticidade positiva) relacionadas à *genesis density* ($10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), durante o inverno boreal (a), primavera boreal (b), verão boreal (c), outono boreal (d);

Figura 20. Estatísticas de vórtices positivos (vorticidade positiva) relacionados à *lysis density* ($10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), durante o inverno boreal (a), primavera boreal (b), verão boreal (c), outono boreal (d);

Figura 21. Estatísticas de vórtices negativos (vorticidade negativa) relacionados à *track density* ($10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), durante o inverno boreal (a), primavera boreal (b), verão boreal (c) e outono boreal (d);

Figura 22. Estatísticas de vórtices negativos (vorticidade negativa) relacionados à *gênese density* ($10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), durante o inverno boreal (a), primavera boreal (b), verão boreal (c), outono boreal (d);

Figura 23. Estatísticas de vórtices negativos (vorticidade negativa) relacionados à *lysis density* ($10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), durante o inverno boreal (a), primavera boreal (b), verão boreal (c), outono boreal (d);

LISTA DE ABREVIATURAS

AMOC – Atlantic Meridional Overturning Circulation

CCNE – Contra Corrente Norte Equatorial

CNB – Corrente Norte do Brasil

CSE – Corrente Sul Equatorial

cCSE – Ramo Central da Corrente Sul Equatorial

eCSE – Ramo Equatorial da Corrente Sul Equatorial

nCSE – Ramo Norte da Corrente Sul Equatorial

DJF – Dezembro–Janeiro–Fevereiro (inverno boreal)

JJA – Junho–Julho–Agosto (verão boreal)

MAM – Março–Abril–Maio (primavera boreal)

MEB – Margem Equatorial Brasileira

SE – Subcorrente Equatorial

SNB – Subcorrente Norte do Brasil

SON – Setembro–Outubro–Novembro (outono boreal)

Sv – Sverdrup ($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)

$\sigma\theta$ – Densidade potencial

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO

2. HIPÓTESE

3. OBJETIVOS

3.1 Objetivo Geral

3.2 Objetivos Específicos

4. JUSTIFICATIVA

5. REFERENCIAL TEÓRICO

6. METODOLOGIA

6.1 Dados Oceânicos

6.2 Métodos e Análises da Dinâmica do Oceano

6.3 Diagramas TS

6.4 Cálculo da Função de Corrente

6.5 Identificação e Rastreamento dos Vórtices Associados à CNB

7. RESULTADOS

7.1 Climatologia e Variabilidade da Estrutura Vertical das Correntes Oceânicas

7.2 Massas D'água Presentes na MEB Adjacente à Plataforma Continental

7.3 Transporte de Volume na MEB

7.4 Variância Associada aos Vórtices Oceânicos na MEB

7.5 Vórtices com Vorticidade Positiva Identificados e Rastreados na MEB

7.6 Vórtices de Vorticidade Negativa Identificados e Rastreados na MEB

8. CONCLUSÕES

TRABALHOS FUTUROS

REFERÊNCIAS

1. INTRODUÇÃO

A Corrente Norte do Brasil (CNB) é uma corrente de contorno oeste que compõe o ramo superior da Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico (CRMA), transportando água da bacia do Atlântico Sul para o Atlântico Norte (Drouin et al., 2021). Segundo Silveira, Miranda e Brown (1994), a CNB tem sua origem ligada à Subcorrente Norte do Brasil (SNB), uma corrente de subsuperfície que nasce a partir da bifurcação em nível picnoclínico (topo da picnoclina) da Corrente Sul Equatorial (CSE), a qual apresenta alta variabilidade sazonal (Stramma e Schott, 1999). Essa sazonalidade está ligada ao deslocamento meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), como visto em Rodrigues, Rothstein e Wimbush (2007). Esses autores também mostraram que a posição da bifurcação da CSE varia verticalmente. Em nível de superfície, essa bifurcação ocorre aproximadamente no paralelo de 15°S, dando origem à Corrente do Brasil (CB). O fluxo que segue para o sul compõe a CB e transporta águas superficiais em direção ao Atlântico Sul. Por outro lado, no nível picnoclínico, a CSE bifurca mais ao sul, em torno de 20°S. Nessa profundidade, forma-se um fluxo com núcleo em subsuperfície, que dá origem à SNB. Somada à variação sazonal da bifurcação da CSE descrita por Rodrigues, Rothstein e Wimbush (2007), Luko et al. (2021) observaram que, no verão austral, a SNB recebe maior transporte da CSE já que a CB nasce mais ao sul nessa estação do ano.

A CSE influencia diretamente na formação e estrutura da CNB, uma vez que seus diferentes ramos, central (cCSE) e equatorial (eCSE), contribuem para o escoamento para norte. À medida que a CSE se aproxima da margem oeste do Atlântico, parte de seu transporte é desviada para o norte, originando tanto a CNB, com núcleo em superfície, quanto a SNB, com núcleo em subsuperfície. A CNB se intensifica após cruzar o Cabo de São Roque, especialmente ao receber reforço dos ramos central e equatorial da CSE, passando a apresentar um núcleo superficial bem definido. Próximo ao Cabo do Calcanhar, a CNB sofre retroflexão, contribuindo para o escoamento para leste da Subcorrente Sul Equatorial (SSE). (Krelling, 2020; Araújo, 2022).

A sobreposição espacial entre o núcleo subsuperficial da SNB e o núcleo superficial da cCSE favorece a convergência vertical desses escoamentos, contribuindo para a consolidação da CNB como o principal fluxo de contorno oeste em direção ao noroeste do Atlântico Tropical (Krelling, 2020; Araújo, 2022). Esse sistema reforça a dinâmica baroclínica da região, influenciando a circulação oceânica e os processos de transporte de massa e calor ao longo da Margem Equatorial Brasileira (MEB). Na escala climática, o

estudo de Marcello, Wainer e Rodrigues (2018) mostrou uma tendência para sul da bifurcação da CSE entre as décadas de 1970 a 2010, estando em 11°S no início da série e chegando a 15°S no final da série, o que implica em maior transporte de água da bacia do Atlântico Sul para o Atlântico Norte, cuja ligação é feita através do transporte da CNB. Dada a importância da CNB para a CRMA, e apesar do núcleo dessa corrente estar em superfície, a mesma é descrita ocupando até os 1200 m superiores do oceano (e.g. Stramma, Fisher e Reppin, 1995).

A SNB tem uma atividade de mesoescala associada a vórtices em subsuperfície, que está ligada à sua interação com as características geográficas da MEB e às variações de linha de costa, conforme encontrado para o Vórtice Potiguar (Krelling, 2020) e o Vórtice de Barreirinhas (Sousa et al. 2021). A literatura disponível que descreve a dinâmica da região abrange tanto o estado médio quanto condições sinóticas da circulação oceânica. Estudos como os de Lumpkin e Garzoli (2005) e Stramma e Schott (1999) caracterizam o estado básico da CNB, enquanto observações sinóticas, como as de Goes et al. (2005), registradas durante um cruzeiro em fevereiro, evidenciaram uma retroflexão aparente da CNB adjacente à Plataforma Continental do Maranhão (PC-MA). Além disso, diversos trabalhos investigam a ocorrência de vórtices associados à CNB em diferentes escalas espaciais. Johns, Lee e Schott (1990) analisaram estruturas de mesoescala, enquanto Sousa et al. (2021), ao estudar a Bacia de Barreirinhas, identificou vórtices de submesoescala atuando de forma independente na vertical, devido à forte estratificação da coluna d'água. De forma complementar, Napolitano, Carton e Gula (2024) demonstraram que os vórtices gerados na retroflexão superficial da CNB podem atuar em diferentes camadas estratificadas, mas interagir e acoplar-se verticalmente. Esse acoplamento favorece uma maior estabilidade, prolonga o tempo de vida dessas estruturas e intensifica o transporte de volume do Atlântico Sul em direção ao Giro do Atlântico Norte.

A dinâmica da CNB e dos vórtices associados tem sido estudada por meio de observação e modelagem, que evoluíram de registros hidrográficos e de cruzeiros oceanográficos para plataformas mais abrangentes. Observações in situ com boias de deriva e seções hidrográficas pioneiras forneceram as primeiras informações sobre o transporte e variabilidade da CNB (Johns et al., 1990; Stramma & Schott, 1999). Posteriormente, o uso de altimetria por satélite revolucionou a compreensão da circulação de mesoescala, permitindo identificar retroflexões e vórtices com grande resolução temporal (Lumpkin e Garzoli, 2005). Além disso, o avanço dos sistemas de assimilação de dados permitiu integrar essas observações dispersas em produtos globais de reanálise, que fornecem séries temporais

contínuas e espacialmente completas da circulação oceânica. Nesse contexto, bases de dados como o GLORYS12V1 destacam-se pela alta resolução espacial e pela capacidade de representar feições-chave ao longo da Margem Equatorial Brasileira, sendo ferramentas fundamentais para a investigação do papel da CNB no sistema de circulação atlântica (Jean-Michel et al., 2021).

2. HIPÓTESE

Com base nas evidências apresentadas por Napolitano, Carton e Gula (2024), que identificaram a presença de vórtices subsuperficiais associados à retroflexão da Corrente Norte do Brasil (CNB), levanta-se a hipótese de que uma retroflexão também possa ocorrer em subsuperfície ao largo da Plataforma Continental do Maranhão (PC-MA), em uma latitude mais ao sul do que a retroflexão superficial tradicionalmente observada (John's, Lee e Schott, 1990). Essa retroflexão subsuperficial poderia apresentar variações sazonais e decadais, além de se comportar de maneira distinta da retroflexão superficial, influenciando o transporte de massas d'água e propriedades físicas entre o Atlântico Sul e o Giro do Atlântico Norte. Considera-se ainda que flutuações na intensidade da CSE influenciam diretamente o volume transportado pela CNB, e que os vórtices atuem como agentes de redistribuição e intensificação desse transporte.

3. OBJETIVOS

3.1 Objetivo Geral

Descrever a dinâmica da Corrente Norte do Brasil (CNB) e dos vórtices oceânicos em subsuperfície associados ao largo da Margem Equatorial Brasileira (MEB).

3.2 Objetivos Específicos

- Descrever a estrutura baroclínica e a variabilidade (sazonal) da circulação oceânica associada ao estado básico da CNB e da perturbação gerada por vórtices turbulentos relacionados a sua retroflexão em subsuperfície;
- Descrever as massas d'água transportadas pela CNB ao largo da MEB;
- Calcular o transporte de volume (S_v) pela CNB em diferentes setores da MEB e sua variabilidade sazonal;

- Identificar, rastrear, quantificar e descrever as estatísticas dos vórtices de subsuperfície associados à CNB.

4. JUSTIFICATIVA

O Atlântico Equatorial Ocidental é uma região de grande importância para a dinâmica da circulação oceânica tropical, especialmente por abrigar estruturas como a CNB, que desempenha um papel crucial no transporte de calor e massa em direção ao hemisfério norte (Garzoli et al. 2003). Compreender os mecanismos de formação, intensificação e retroflexão dessa corrente é fundamental para o avanço do conhecimento sobre a variabilidade oceânica na região e sua interação com o clima da região norte e nordeste do Brasil. Apesar de sua relevância, os estudos realizados nessa região são baseados em observações pontuais (e.g. Goes et al. 2005), obtidas por meio de cruzeiros oceanográficos (e.g. Krelling, 2020), ou em simulações numéricas (e.g. Cerveira, 2020) e combinação de observação e simulação (e.g. Sousa et al. 2021). Além disso, é inédito buscar padrões de variabilidade nos vórtices da CNB. Este trabalho se propõe a preencher essa lacuna ao utilizar uma base de dados em alta resolução ($1/12^\circ$), abrangendo um período maior que 30 anos (janeiro de 1993 – dezembro de 2024), para investigar a variabilidade sazonal do transporte da CNB, com atenção especial à influência dos diferentes ramos da CSE e à possível existência de uma retroflexão subsuperficial antecipada, ocorrendo ao largo da PC-MA. Assim, a pesquisa contribui para uma melhor compreensão da dinâmica oceânica regional associada à CNB e seus vórtices associados em superfície e sub-superfície.

5. REFERENCIAL TEÓRICO

O Oceano Atlântico Tropical constitui uma das regiões mais dinâmicas do sistema oceânico global, caracterizado por intensas correntes zonais, forte variabilidade sazonal, além de um papel fundamental no transporte inter-hemisférico de calor, sal e momentum. A circulação nesta região integra o ramo superior da Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico (CRMA), conectando os giros subtropicais dos hemisférios sul e norte por meio de um complexo sistema de correntes equatoriais e de contorno oeste (Silveira, Miranda e Brown, 1994; Schott, Fischer e Stramma, 1998; Philander, 2001). A compreensão desse sistema evoluiu ao longo de décadas, partindo de descrições médias das correntes zonais equatoriais, avançando para interpretações dinâmicas associadas ao forçamento atmosférico, instabilidades hidrodinâmicas e, posteriormente, à identificação do papel central da mesoescala e dos vórtices oceânicos no balanço de transporte inter-hemisférico.

Os primeiros avanços teóricos sobre a circulação equatorial destacaram a importância do cisalhamento entre correntes zonais alternadas para a geração de instabilidades. Philander (2001) demonstrou que o sistema equatorial, composto por correntes para leste e oeste empilhadas verticalmente, é instável, podendo gerar ondas de instabilidade tropical (Tropical Instability Waves – TIWs) por mecanismos barotrópicos e baroclínicos. Observações iniciais da variabilidade de 10 a 40 dias no Atlântico equatorial foram reportadas por Dueing et al. (1975), reforçando a ideia de que flutuações de mesoescala são uma característica intrínseca do sistema. Por outro lado, Philander e Pacanowski (1980) estabeleceram um marco conceitual ao demonstrar que a circulação equatorial responde de forma ressonante às variações semestrais do vento e de forma quase estacionária às variações anuais, criando a base teórica para a interpretação da variabilidade sazonal da Corrente Sul Equatorial (CSE).

A Corrente Sul Equatorial (CSE) cruza o Atlântico de leste para oeste e apresenta uma expressiva extensão meridional. Molinari (1982) foi o primeiro a propor uma divisão da CSE em três ramos principais. Posteriormente, Stramma e Schott (1999) refinaram essa classificação, distinguindo quatro ramos: a sCSE, cCSE, eCSE e nCSE, com base em observações hidrográficas e de velocidade. Lumpkin e Garzoli (2005) consolidaram essa divisão e forneceram uma descrição detalhada das velocidades e transportes associados a cada ramo, destacando que os limites entre eles nem sempre são evidentes na superfície, pois muitas das correntes que separam esses ramos são predominantemente de subsuperfície. Esses autores também demonstraram que a maior intensidade média da CSE ocorre no núcleo da cCSE, em torno de 4°S, enquanto a nCSE apresenta a maior variabilidade sazonal e semestral, incluindo episódios de reversão. Recentemente, Araújo (2022) apresentou uma síntese atualizada deste sistema, consolidando a representação dos ramos da CSE e suas conexões com as subcorrentes zonais (Figura 1), evidenciando de forma mais refinada a conectividade entre o sistema de correntes de contorno e o interior do oceano.

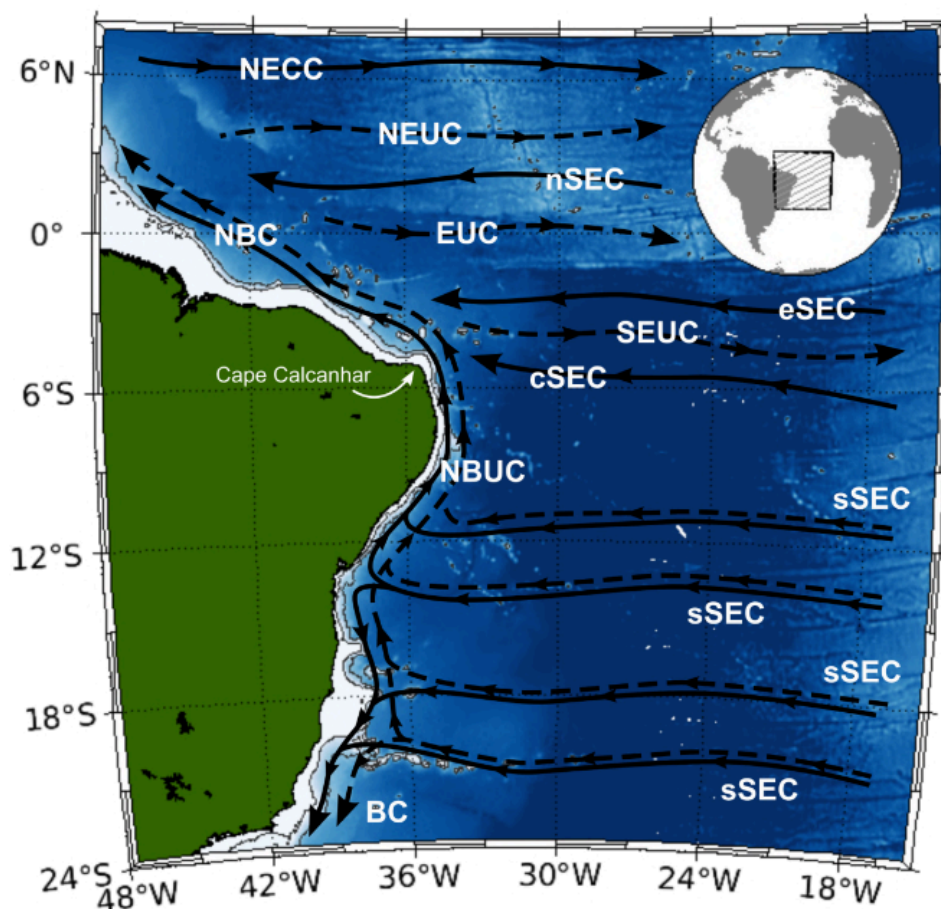


Figura 1. Sistema de correntes geostróficas do Atlântico Sul e Equatorial, apresentado por Araújo (2022), as linhas tracejadas indicam correntes com núcleo em subsuperfície e as linhas contínuas indicam correntes com núcleo em superfície.

A variabilidade da CSE foi atribuída principalmente a dois mecanismos: (i) a resposta ressonante às variações semestrais do vento equatorial, conforme proposto por Philander e Pacanowski (1980), e (ii) a variabilidade anual da tensão do vento no Atlântico Sul, que conecta o giro subtropical ao sistema equatorial por meio da Corrente Norte do Brasil (Lumpkin & Garzoli, 2005). A Subcorrente Norte do Brasil (SNB) é um elemento central da circulação de contorno oeste do Atlântico Sul. Estudos observacionais conduzidos por Peterson e Stramma (1991) indicaram que a sCSE atinge a costa brasileira entre aproximadamente 10°S e 20°S. Silveira et al. (1994) estabeleceram que, após a remoção do transporte de Ekman, a sCSE se bifurca em torno de 15–17°S, originando a Corrente do Brasil (CB), que flui para sul, e a SNB, que flui para norte em subsuperfície. Esses autores demonstraram que a SNB é uma corrente intensificada abaixo da superfície, com núcleo típico entre 100 e 200 m de profundidade, transportando águas tropicais, subtropicais e

centrais do Atlântico Sul. A natureza subsuperficial da SNB foi confirmada por diversos estudos subsequentes (Goes et al., 2005; Schott et al., 2005).

A variabilidade sazonal da posição da bifurcação da sCSE foi investigada numericamente por Rodrigues, Rothstein e Wimbush (2007), que relacionaram sua migração meridional à excursão anual da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Segundo esses autores, quando a bifurcação se desloca para sul (norte), o transporte da SNB aumenta (diminui), enquanto o transporte da CB diminui (aumenta). À medida que a SNB flui para norte, ela passa a receber contribuição significativa da cCSE, especialmente ao norte de aproximadamente 6–4°S. Silveira et al. (1994) foram os primeiros a relatar que a superposição dos núcleos da cCSE e da SNB resulta na formação da Corrente Norte do Brasil (CNB). Essa interpretação foi reforçada por Stramma et al. (1995) e formalizada por Schott et al. (1998).

Observações em 35°W revelaram que esse sistema pode apresentar uma estrutura de duplo núcleo, com um máximo subsuperficial associado à SNB e um máximo superficial associado à cCSE (Schott, Stramma e Fischer, 1995). O transporte total do sistema CNB/SNB pode ultrapassar 30 Sv, tornando-o um dos principais componentes do ramo superior da CRMA no Atlântico. À medida que a CNB se aproxima do equador, ela sofre retroflexões que alimentam diferentes correntes zonais equatoriais, dependendo da latitude e da profundidade. Schott, Fischer e Stramma (1998) demonstraram que, na camada superficial, a CNB retroflete entre 6°N e 8°N, alimentando a Contra-Corrente Norte Equatorial (CCNE), enquanto na camada termoclinica a retroflexão ocorre em torno de 4°N, contribuindo para o sistema SE-SNE.

Essas retroflexões não apenas redistribuem o transporte zonal, mas também desempenham papel crucial na geração de vórtices oceânicos de mesoescala, que se destacam da retroflexão e se propagam para noroeste ao longo da margem continental da América do Sul. O primeiro estudo a identificar explicitamente os vórtices associados à retroflexão da CNB foi realizado por Johns et al. (1990), com base em correntógrafos ancorados. Posteriormente, Didden e Schott (1993) confirmaram sua existência por meio de altimetria por satélite, enquanto Richardson et al. (1994) demonstraram o transporte lagrangeano desses vórtices utilizando bóias derivadoras.

A partir desses trabalhos iniciais, estudos numéricos pioneiros conduzidos por Fratantoni, Johns e Townsend (1995) e Ma (1996) permitiram estimar dimensões típicas, tempos de vida e taxas de formação dos vórtices. Trabalhos subsequentes mostraram que esses vórtices podem apresentar núcleos intensificados em superfície, em subsuperfície ou

ambos simultaneamente, além de estruturas verticais profundas, alcançando mais de 1000 m (Wilson, Johns e Garzoli, 2002; Johns, Zantopp e Goni, 2003; Garraffo et al., 2003). Estudos convergiram para o consenso de que os vórtices da CNB são responsáveis por pelo menos metade do transporte inter-hemisférico no ramo superior da CRMA (Goni & Johns, 2001; Garraffo et al., 2003).

Além da variabilidade sazonal, o sistema equatorial do Atlântico apresenta intensa variabilidade intrasazonal. Schott et al. (2005) observaram flutuações de 2–3 semanas na SNB, enquanto Foltz e McPhaden (2004) relacionaram oscilações oceânicas no Atlântico tropical à Oscilação Madden–Julian (MJO). Ondas equatoriais forçadas pelo vento, como ondas Kelvin e Yanai, foram descritas por Katz (1987), Han et al. (2008) e Bunge, Provost e Kartavtseff (2007). As TIWs foram sistematizadas por Schuckmann (2006), que mostrou seu papel na redistribuição de energia e propriedades no oceano superior. Estudos posteriores identificaram fontes distintas de energia para essas ondas associadas ao cisalhamento entre a nCSE, cCSE, CCNE e SE (Schuckmann, Brandt & Eden, 2008; Decco et al., 2018; Specht et al., 2021).

A compreensão dos processos de mistura associados à dinâmica equatorial foi complementada por estudos sobre instabilidade de cisalhamento. Mack e Schoeberlein (2003) destacaram que instabilidades relacionadas ao cisalhamento vertical ocorrem quando o número de Richardson (Ri) é inferior a 0,25. Stewart (2005) integrou esse critério à dinâmica oceânica, ressaltando que, embora a estratificação forte do oceano, episódios de turbulência são fundamentais para a redistribuição de propriedades e energia.

6. METODOLOGIA

6.1 Dados Oceânicos

Este estudo foi baseado nos dados da reanálise oceânica global GLORYS (versão 12V1), disponibilizados através do Serviço de Monitoramento Ambiental Marinho da Copernicus (do inglês, *Copernicus Marine Environment Monitoring Service* - CMEMS). Os dados do GLORYS possuem resolução horizontal de $1/12^\circ$ (~9 km) e 50 níveis verticais, as quais serão trabalhadas neste estudo através de saídas diárias. Serão utilizados dados das componentes zonal e meridional das velocidades das correntes oceânicas, salinidade e temperatura, para o período de janeiro de 1993 a junho de 2021. Para completar a série até dezembro de 2024, e assim cobrir o período mínimo de 30 anos estabelecido pela WMO para

a observação de padrões climáticos (WMO, 2011), foi utilizada a extensão provisória da mesma reanálise, denominada GLORYS12_MYINT. Esta versão interina fornece dados mais recentes, porém ainda não passou por todo o controle de qualidade aplicado à versão final, sendo indicada para análises preliminares ou operacionais. A grade configurada neste estudo engloba o domínio de 6°S a 10°N e de 30°W a 55°W (Figura 1) e os níveis variam da superfície à 2000m.

Considerando este domínio, a estrutura vertical das correntes na MEB foi analisada através de 4 transectos, os quais cobriram as longitudes de 39°W, 44°W, 48°W e 53°W. As massas d'água foram determinadas a partir de diagramas *TS* nos pontos localizados na borda da PC-MA ao longo de cada transecto (Figura 2).

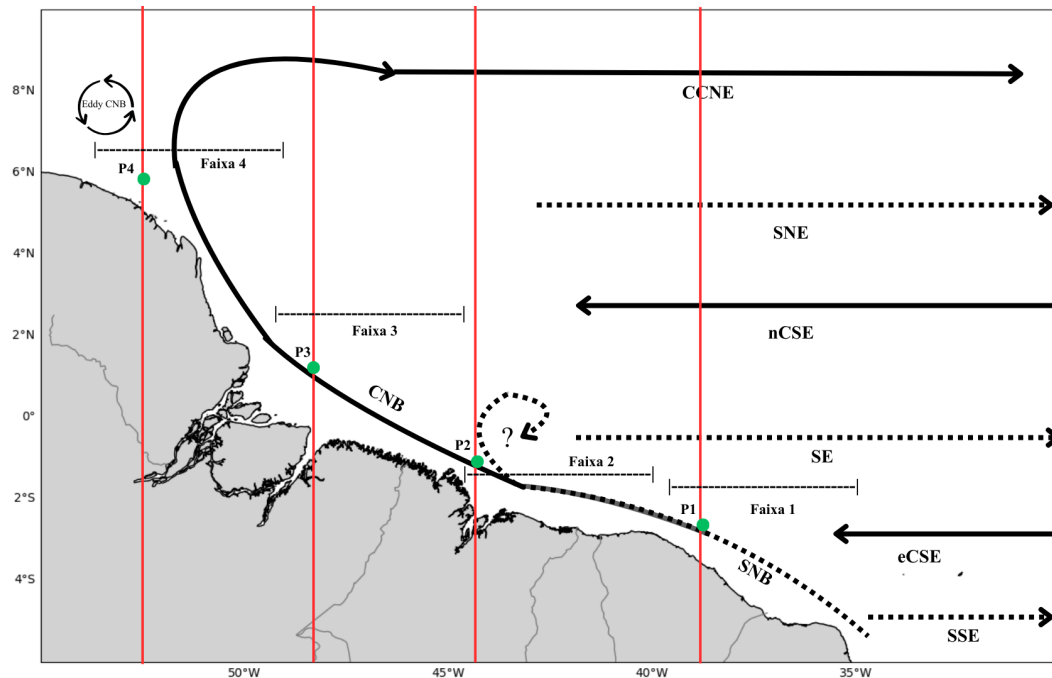


Figura 2. Área de estudo com desenho esquemático mostrando a Subcorrente Norte do Brasil (SNB), Subcorrente Equatorial (SE), Corrente Norte do Brasil (CNB), Subcorrente Norte Equatorial (SNE), e a Contracorrente Norte Equatorial (CCNE), baseado em estudos de Silveira, Miranda e Brown (1994), Schott, Fischer e Stramma (1998), Stramma e Schott (1999) e Araújo (2022), as linhas tracejadas mostram correntes com núcleo de subsuperfície e as linhas contínuas mostram correntes com núcleo em superfície, as linhas vermelhas representam os transectos e os pontos verdes utilizados para análises nesse estudo e as faixas pré selecionadas.

6.2 Métodos e Análises da Dinâmica do Oceano

O estado médio da dinâmica do oceano, na escala sazonal, foi analisado, inicialmente, a partir das componentes zonal (u) e meridional (v), com o objetivo de identificar a direção predominante das correntes presentes na área de estudo. Em seguida, foi avaliada a velocidade resultante da corrente oceânica (m/s), de característica quadridimensional, calculada a partir da raiz quadrada da soma dos quadrados das componentes u e v , conforme a equação 1:

$$V = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (\text{equação 1})$$

Calculamos a anomalia em relação a média observando as assinaturas das anomalias de cada estação em relação à climatologia (1993-2024), conforme equação 2:

$$V'(x, y, z, t) = V(x, y, z, t) - \bar{V}(x, y, z, t) \quad (\text{equação 2})$$

Com a anomalia (V'), também será calculado o desvio padrão (equação 3), que mede a variação da velocidade ao longo do tempo, em relação à sua média:

$$\sigma_V(x, y, z) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (V(x, y, z, t) - \bar{V}(x, y, z))^2} \quad (\text{equação 3})$$

Essa análise será realizada considerando-se a sazonalidade das correntes na região de estudo durante os 30 anos de dados: inverno boreal (dezembro, janeiro e fevereiro - DJF), primavera boreal (março, abril e maio - MAM), verão boreal (junho, julho e agosto - JJA) e outono boreal (setembro, outubro e novembro - SON).

6.3 Diagramas TS

A caracterização das massas d'água foi realizada a partir da análise das propriedades conservativas de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e salinidade (psu), utilizando-se o diagrama T-S (Temperatura-Salinidade), ferramenta clássica para a identificação e diferenciação de massas d'água. Essa abordagem segue a metodologia descrita por Emery e Meincke (1986), que

propõem a utilização de pares de propriedades conservativas para distinguir massas d'água em função da densidade potencial (σ_t).

Os dados de temperatura e salinidade foram obtidos em quatro pontos distintos, correspondendo a diferentes regiões de estudo, os pontos foram definidos na longitude de cada transecto e na latitude sob a quebra da plataforma continental, onde a linha de 150m e 1000m se aproximam, o ponto 1 está em 39°W e 2,5°S, o ponto 2 está em 44°W e 0°, o ponto 3 está em 48°W e 3,5°N e o ponto 4 está em 53°W e 7,5°N, organizados em médias sazonais representativas das quatro estações do ano. Para cada ponto, os valores foram plotados em diagramas T-S, sobrepostos às linhas de densidade constante (isopicnais) calculadas a partir da equação de estado da água do mar, conforme Pickard e Emery (1990).

A interpretação dos diagramas considerou a disposição e a inclinação das isopicnais: linhas mais paralelas indicam mistura conservativa e estabilidade da coluna d'água, enquanto linhas mais inclinadas refletem a presença de mistura não isopicnal e gradientes mais intensos de temperatura e salinidade, geralmente associados à atuação de vórtices de subsuperfície e processos de subducção.

A classificação das massas d'água observadas foi baseada nas faixas de temperatura e salinidade descritas por Mémerly et al. (2000) para o Atlântico Equatorial. Assim, águas com temperaturas entre 26 e 30 °C e salinidades entre 33 e 35 psu foram caracterizadas como Água Costeira Equatorial (AC), de origem continental e baixa salinidade. Valores de 25 a 28 °C e salinidade de 36 a 37 psu foram atribuídos à Água Tropical Superficial (ATS), típica do Atlântico tropical. Camadas subsuperficiais, com temperaturas entre 8 e 20 °C e salinidades de 34,5 a 36 psu, foram classificadas como Água Central do Atlântico Sul (ACAS), indicativa de mistura vertical e subducção associadas a vórtices ou intrusões subtropicais.

Os diagramas obtidos permitiram, portanto, distinguir espacial e sazonalmente as massas d'água predominantes, bem como identificar os padrões de mistura e as possíveis interações com estruturas dinâmicas de mesoescala na região equatorial.

6.4 Cálculo da Função de Corrente

A Função de Corrente, dada em Sverdrup (Sv), representa o transporte de volume acumulado na direção horizontal, ao longo de uma seção vertical do oceano, sendo calculada a partir da diferença entre duas linhas de corrente. Segundo o que é descrito em Klinger & Haine (2017), a função de corrente é determinada através da integração zonal e vertical da velocidade meridional do fluxo (equação 4):

$$\psi(x, z) = \int_{z_0}^z \int_{x_e}^{x_w} v(x, z) dx dz \quad (\text{equação 4})$$

A faixa de integração, tanto no sentido horizontal (x) quanto na profundidade (z), foi determinada com base na análise de perfis verticais de magnitude e desvio padrão. Esses perfis permitem identificar a localização e a extensão do núcleo principal da corrente, possibilitando a delimitação espacial das regiões de maior transporte. Assim, a função de corrente será calculada apenas em quatro faixas de longitude. A primeira faixa compreende o intervalo de 35°W a 40°W; a segunda, de 40°W a 45°W; a terceira, de 45°W a 50°W; e a quarta, de 50°W a 55°W. Em cada uma dessas faixas, será considerado um intervalo latitudinal de 3°-4°, a partir da borda da plataforma continental, em aproximadamente 150 m de profundidade, onde a corrente apresenta velocidades significativas e persistentes, representando de forma mais fiel o escoamento associado ao seu núcleo.

6.5 Identificação e Rastreamento dos Vórtices Associados à CNB

Para rastrear os vórtices da CNB foi utilizado o algoritmo TRACK (Hodges, 1994; 1995; 1999). O TRACK é um algoritmo de rastreamento de feições rotacionais ou circulares (*features*) em fluidos geofísicos (como o oceano e a atmosfera), estimados a partir de variáveis oceânicas como a altura da superfície do mar (ASM) ou a vorticidade relativa (ζ_r). Normalmente, o TRACK é usado para identificar e rastrear feições como sistemas meteorológicos, ciclônicos e anticiclônicos, ondas de leste e vórtices oceânicos.

Neste estudo o programa TRACK foi aplicado sobre o campo de vorticidade relativa (ζ_r), calculada a partir das componentes zonal e meridional da corrente oceânica. A profundidade do oceano foi selecionada em 150m a partir dos resultados do desvio padrão da corrente, o desvio padrão esteve associado com maior atividade nessa camada. Após o cálculo da vorticidade relativa nessa camada, aplicamos um filtro espectral (baseado em harmônicos esféricos) para remover os sinais de grande escala (como correntes de giro ou modos barotrópicos de baixa frequência) e manter as estruturas menores, como vórtices de mesoescala e submesoescala, considerou-se também um tempo de vida superior a 8 dias, e um deslocamento de pelo menos 1° de latitude/longitude do vórtice para que seja considerado na análise.

A partir de um limiar de vorticidade definido, utilizamos 10^5 pois elimina frequências pequenas que podem causar interferências no resultado final das trajetórias de vórtice,

superestimando ou subestimando, o programa TRACK inicia o processo de rastreamento dos vórtices, onde cada ponto no oceano é definido como sendo (ou não) um vórtice. O TRACK identifica os pontos do extremo da feição dentro de cada objeto, definidos por comparação entre os pontos adjacentes aos objetos. Para isso, é usada a técnica de interpolação *B-spline*, baseada no algoritmo de Dierckx (1980). Com isso, o programa cria as trajetórias dos objetos (vórtices), e as classifica/separa de acordo com a vorticidade relativa (positiva ou negativa). Neste estudo, foi adotado um limiar de vorticidade de $1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ para o rastreamento de feições ciclônicas e anticiclônicas. Esse valor foi definido com o objetivo de identificar estruturas rotacionais bem definidas, reduzindo a influência de flutuações de pequena amplitude e garantindo a detecção de feições coerentes em diferentes escalas espaciais.

Uma frequência mínima de dados de 6 horas é necessária para calcular com precisão as trilhas da ciclones extratropicais (Parise, 2014), enquanto uma frequência diária é demandada na análise de vórtices oceânicos. Depois da geração das trilhas dos vórtices, o algoritmo faz a combinação das trajetórias para eventos específicos, considerando a janela temporal. Com o dado combinado, o algoritmo calcula as estatísticas dos vórtices, a saber: tempo de vida dessas feições (dias), regiões de maior densidade de trajetórias dos vórtices ($10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), densidade de gênese ($10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), densidade de morte ($10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), velocidade média ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), intensidade média (10^{-5} s^{-1}) e taxa de crescimento e decaimento (dia^{-1}). É possível observar padrões de trajetórias dos vórtices que diferem em função dos níveis verticais escolhidos para a análise, indicando forte componente baroclínica.

7. RESULTADOS

7.1 Climatologia e Variabilidade da Estrutura Vertical das Correntes Oceânicas

Analisou-se o estado básico (média climatológica anual) da estrutura vertical da componente zonal (u) das correntes oceânicas na MEB ao longo dos 4 transectos, conforme os trabalhos de Silveira, Miranda e Brown (1994), Schott, Fischer e Stramma (1998), Stramma e Schott (1999) e Araújo (2022) que afirmam a predominância da componente zonal na área de estudo. Analisamos essa componente para identificar as latitudes em que os fluxos das correntes são mais intensos nos dados do GLORYS.

A Figura 2 apresenta os perfis verticais nos quatro transectos pré-definidos. Os resultados para o transecto de 39°W mostram que a CNB aparece com núcleo superficial,

estendendo-se até ~70 m de profundidade, entre as latitudes de 2,7°S e 1,2°S. Além da CNB, observa-se a presença da SNB, com núcleo entre 2,7°S e 1,5°S, se estendendo até 400 m, com maior intensidade entre as profundidades de 70 m e 200 m. Em subsuperfície, entre 0,5°S e 1,7°N, de ~30 a ~250 m, encontra-se o núcleo da SE, que é responsável por dividir os ramos equatorial e norte da CSE. A partir de 1,7°N até 3,5°N, observa-se o nCSE, mais expressivo em superfície. Já entre 3,5°N e 10°N destaca-se um fluxo para leste, resultante da soma da SNE e da CCNE. No transecto de 44°W, a CNB estende-se entre 0,5°S e 2°N, da superfície até 400 m. Nesse perfil, o núcleo da SNB já se fundiu ao da CNB. Mais ao norte, a SE flui para leste entre 2°N e 4,5°N, ocupando de ~80 a 400 m. Entre 3,5°N e 6,5°N observa-se a CCNE, da superfície até ~80 m. Em 48°W, a CNB aparece entre 2,5°N e 4,6°N, com sua intensidade diminuindo com a profundidade. Mais ao norte, entre 5°N e 8°N, destaca-se a ocorrência da CCNE. Em 53°W, nota-se o enfraquecimento e o estreitamento da componente zonal da corrente uma vez que, nesta faixa da MEB, ocorre uma mudança expressiva da direção do fluxo, que passa a atuar mais meridional do que zonalmente. A atuação da CNB predomina de 6,5°N a 8°N, enquanto que a CCNE atua entre 8°N e 10°N.

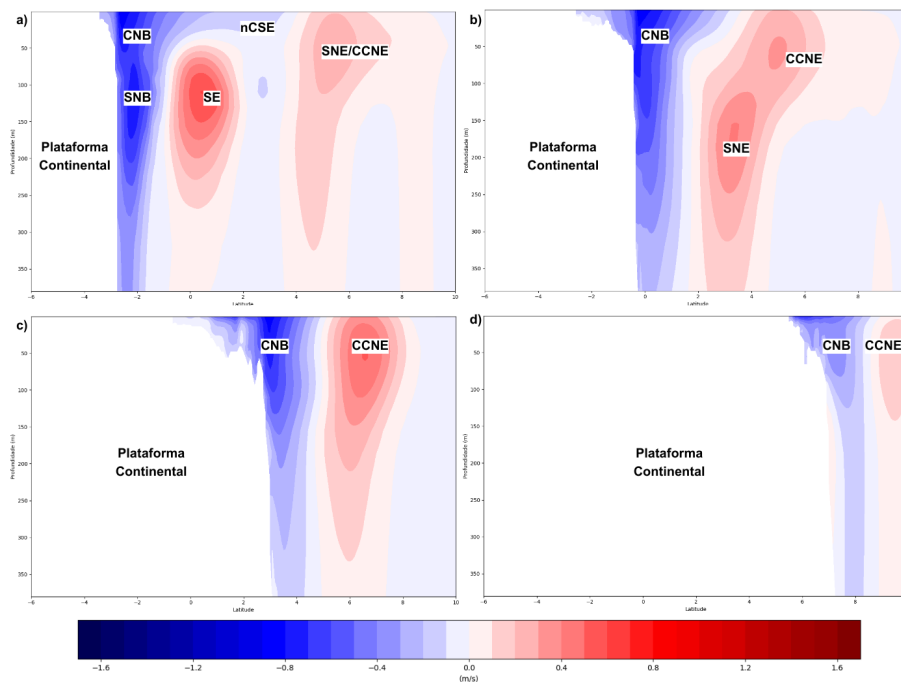


Figura 3. Perfil vertical médio da componente zonal de velocidade (u) ao longo dos 4 transectos: a) 39°W; b) 44°W; c) 48°W; d) 53°W.

A seguir, são mostradas as variações sazonais (DJF, MAM, JJA e SON) dos perfis verticais das correntes em cada um dos transectos, separadamente. Como a área de estudo

localiza-se mais no hemisfério norte que no sul, as estações do ano foram referenciadas como boreais.

A Figura 3 mostra a circulação sazonal para as estações do ano no transecto em 39°W, onde se observa a atuação das seguintes correntes: A CNB e SNB sobrepostas, a SE em subsuperfície, o nCSE em superfície mais ao norte e a SNE junto com a CCNE se somando entre superfície e subsuperfície. O padrão se difere durante a primavera boreal (MAM), quando o nCSE se desloca mais para norte. Esse comportamento está de acordo com o estudo de Rodrigues et al. (2007).

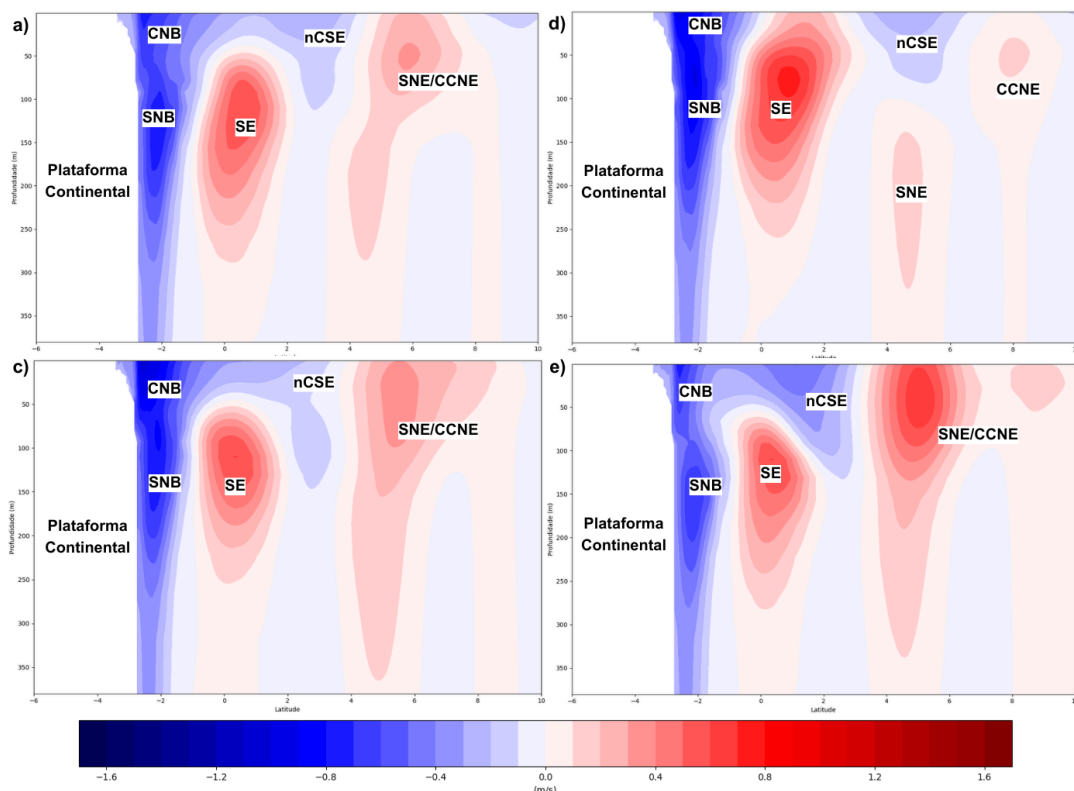


Figura 4. Perfis verticais (média climatológica sazonal) da componente zonal (u) na longitude de 39°W: a) Inverno boreal (DJF); b) Primavera boreal (MAM); c) Verão boreal (JJA); d) Outono boreal (SON).

Em 44°W (Figura 5), a estação que mais se aproxima do estado médio é o verão boreal (c), quando a CNB permanece entre as mesmas latitudes e a SNE apresenta expressão em superfície devido à presença mais ao sul da CCNE. Observa-se com clareza o padrão de mudança latitudinal do nCSE durante a primavera boreal. No outono boreal, o nCSE apresenta maior intensificação vertical. O sistema CNB-SNB mostra-se mais intenso no verão boreal; nessa longitude, os núcleos desse sistema já se encontram fundidos. Entretanto, durante a primavera boreal, ainda é possível identificar os núcleos separados, o que evidencia

a influência do nCSE nesse processo de fusão, considerando que é nesse período que o nCSE migra em direção ao norte.

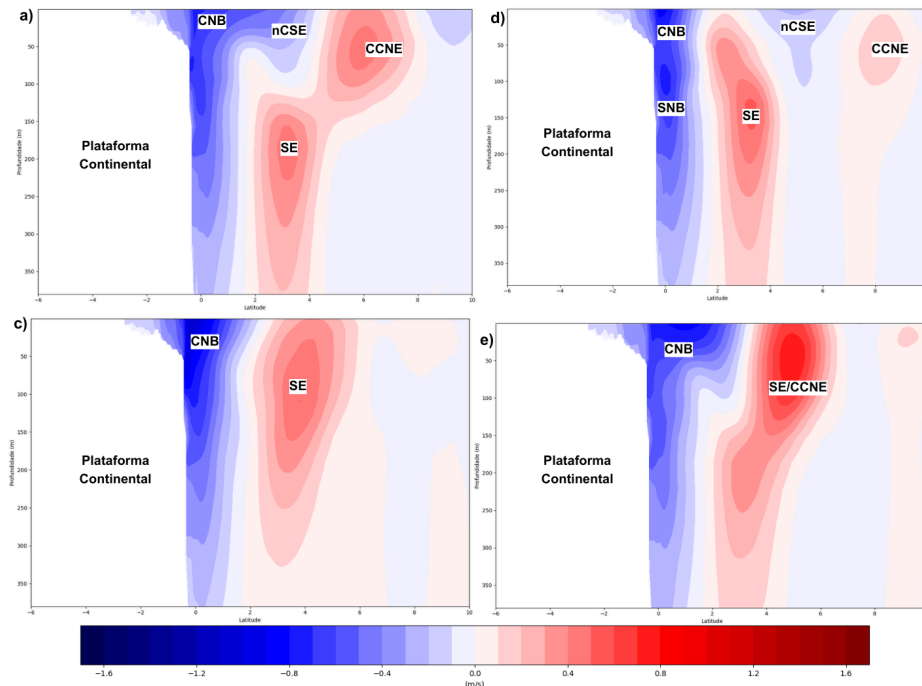


Figura 5. Perfis verticais (média climatológica sazonal) da componente zonal (u) na longitude de 44°W : a) Inverno boreal (DJF); b) Primavera boreal (MAM); c) Verão boreal (JJA); d) Outono boreal (SON).

Em 48°W observa-se um deslocamento cada vez mais para o norte da CNB acompanhada da CCNE (Figura 6), ambas aparecem mais intensificadas durante outono boreal, a CNB ocupa entre as latitudes de 3°N e 5°N .

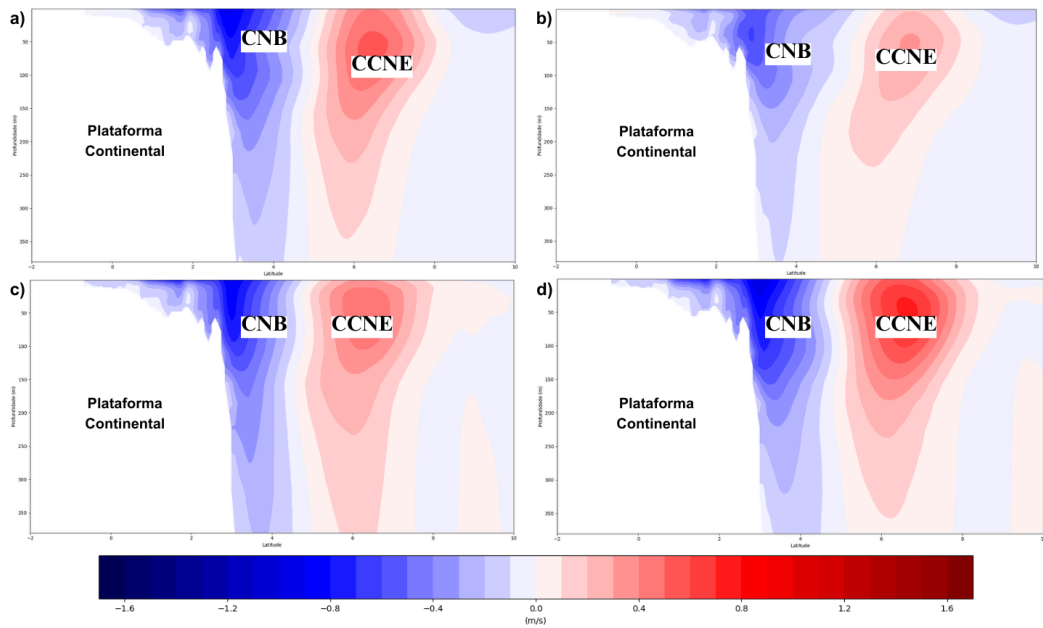


Figura 6. Perfis verticais (média climatológica sazonal) da componente zonal (u) na longitude de 48°W : a) Inverno boreal (DJF); b) Primavera boreal (MAM); c) Verão boreal (JJA); d) Outono boreal (SON).

No transecto de 53°W (Figura 7), a CNB aparece com seu núcleo com atuação maior em superfície, e a CNB está em sua posição mais ao norte, entre $\sim 7^{\circ}\text{N}$ e $8,5^{\circ}\text{N}$.

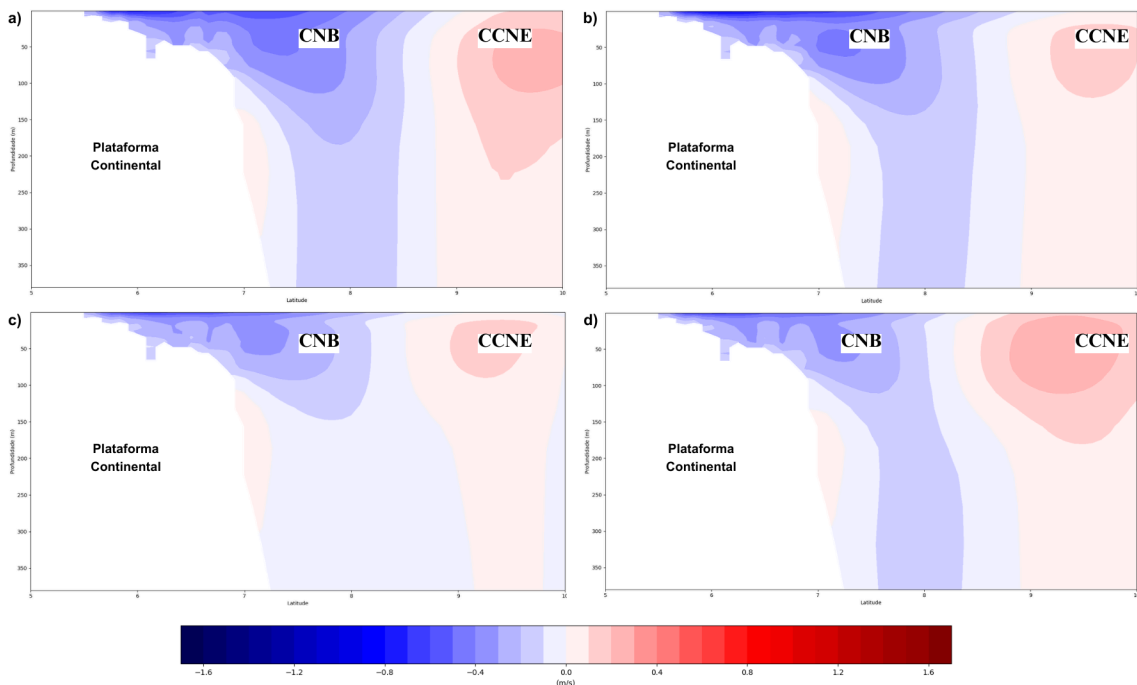


Figura 7. Perfis verticais (média climatológica sazonal) da componente zonal (u) na longitude de 53°W : a) Inverno boreal (DJF); b) Primavera boreal (MAM); c) Verão boreal (JJA); d) Outono boreal (SON).

Abaixo também são mostradas a média, desvio padrão e variações sazonais da magnitude das correntes resultantes em cada um dos transectos.

A análise dos perfis verticais da velocidade e desvio padrão, ao longo do transecto localizado em 39°W (Figura 8), evidencia a variabilidade sazonal do sistema Subcorrente Norte do Brasil–Corrente Norte do Brasil (SNB–CNB). Durante o inverno boreal (DJF), observa-se um núcleo bem definido em subsuperfície associado à SNB, concentrado entre aproximadamente 100 e 200 m de profundidade, com velocidades entre 80 e 100 cm/s. Também é identificado um núcleo mais raso, entre a superfície e 50 m, com magnitude próxima de 80 cm/s, característico da CNB. O desvio padrão para esse período indica maior variabilidade em subsuperfície, atingindo valores de até 21 cm/s na faixa de ~150 m e entre 1,3°S e 1,5°S.

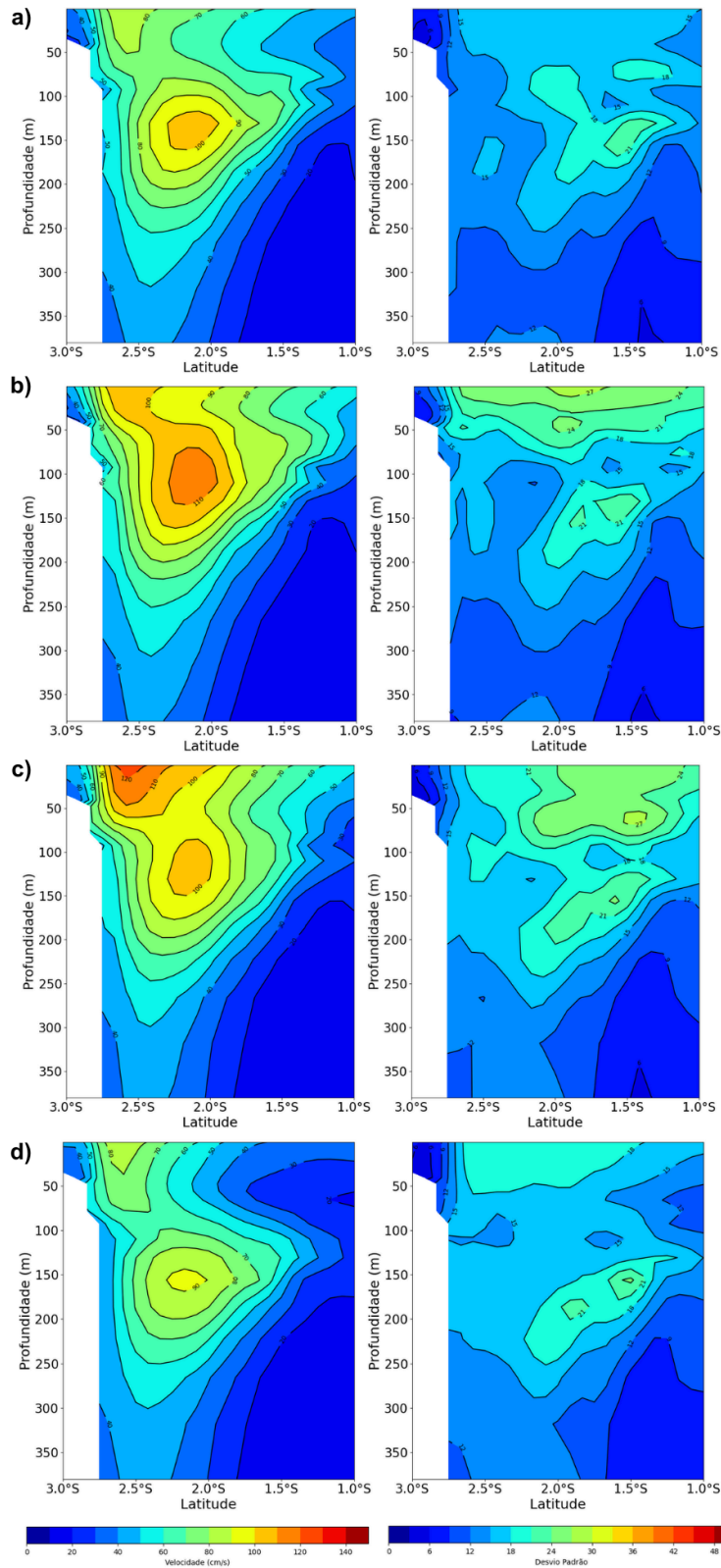


Figura 8. Perfis verticais da magnitude (cm/s) da corrente na coluna à esquerda e do desvio padrão na coluna à direita, ao longo da longitude de 39°W , para as diferentes estações do ano: (a) inverno boreal (DJF), (b) primavera boreal (MAM), (c) verão boreal (JJA) e (d) outono boreal (SON).

Na primavera boreal (MAM), ambos os ramos (SNB e CNB) tornam-se mais intensos e passam a apresentar maior acoplamento, com linhas de magnitude atingindo 100 cm/s. Apesar desse acoplamento, os núcleos ainda se mantêm distintos: a CNB apresenta um núcleo de aproximadamente 100 cm/s, enquanto a SNB atinge magnitudes mais elevadas, chegando a 110 cm/s. O desvio padrão associa-se principalmente à camada superior da coluna d'água, alcançando valores próximos a 27 cm/s, embora a variabilidade de subsuperfície (~21 cm/s) observada no inverno se mantenha.

Durante o verão boreal (JJA) ocorre o período de máxima intensidade do sistema. A CNB torna-se mais fortalecida, com magnitudes que atingem 120 cm/s, enquanto a SNB apresenta núcleo de aproximadamente 100 cm/s, sugerindo forte conexão entre ambas. Esse aumento de intensidade também se reflete no desvio padrão, que registra valores de até 27 cm/s associados à CNB, enquanto a SNB continua apresentando variabilidade de aproximadamente 21 cm/s.

No outono boreal (SON), verifica-se enfraquecimento de todo o sistema. A SNB reduz sua magnitude para cerca de 90 cm/s e a CNB apresenta valores em torno de 80 cm/s. O desvio padrão também diminui, concentrando-se principalmente na região da SNB, indicando menor variabilidade no restante do fluxo. De modo geral, os resultados demonstram que o sistema SNB–CNB apresenta maior intensidade e variabilidade durante o verão boreal, com núcleos bem definidos e velocidades máximas, enquanto o período de menor força ocorre no outono, quando tanto a magnitude da corrente quanto a variabilidade associada são reduzidas. Essa sazonalidade é consistente com a dinâmica esperada para o Atlântico Equatorial, refletindo a resposta do transporte meridional à atuação dos ventos e da circulação sazonal na região.

A análise do transecto localizado em 44°W (Figura 8) revela que, diferentemente do observado em 39°W, a SNB e a CNB encontram-se, na maior parte do ciclo anual, acopladas ao longo da coluna d'água. Apenas durante a primavera boreal (MAM) observa-se separação mais clara entre os dois núcleos, embora com intensidades moderadas.

No inverno boreal (DJF), a CNB domina a estrutura vertical, estendendo-se desde a superfície até aproximadamente 100 m, com magnitudes próximas de 90 cm/s. Abaixo dessa profundidade, a corrente mantém continuidade ao longo da coluna, porém com enfraquecimento progressivo: cerca de 70 cm/s a 200 m e ~40 cm/s até 300 m. O desvio padrão concentra-se em subsuperfície, atingindo ~27 cm/s a 150 m, entre 0° e 1°N. Também é observada variabilidade próxima à superfície, entre 1°N e 2°N, onde o desvio padrão chega a ~24 cm/s até cerca de 50 m.

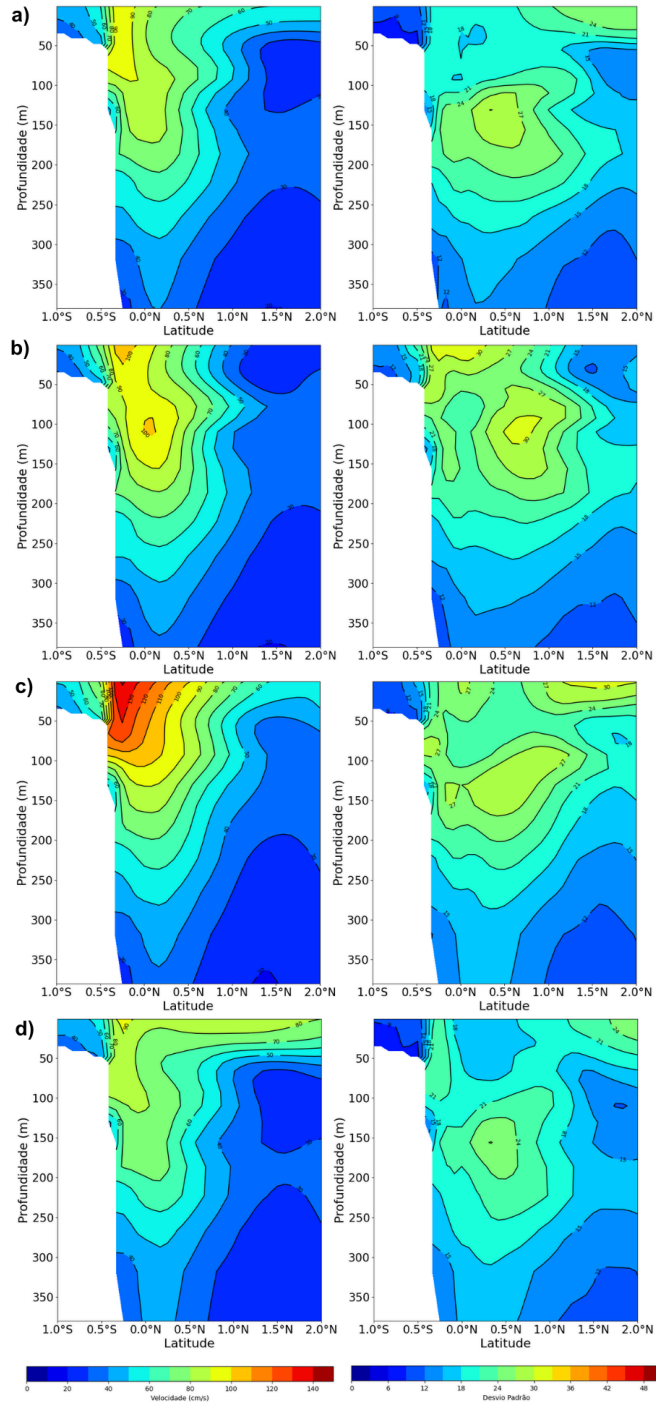


Figura 9. Perfis verticais da magnitude (cm/s) na coluna à esquerda e do desvio padrão na coluna à direita, ao longo da longitude de 44°W , para as diferentes estações do ano: (a) inverno boreal (DJF), (b) primavera boreal (MAM), (c) verão boreal (JJA) e (d) outono boreal (SON).

Durante a primavera boreal (MAM), as duas correntes apresentam núcleos ainda distinguíveis. A CNB exibe núcleo raso próximo à superfície, atingindo ~ 100 cm/s, enquanto

se mantém conectada à SNB por magnitudes ao redor de 90 cm/s. A SNB, por sua vez, apresenta também um núcleo de ~100 cm/s. O desvio padrão nesse período evidencia maior variabilidade superficial, entre 0° e 0,5°N, com valores próximos a 30 cm/s até ~30 m. Em subsuperfície, observa-se um segundo núcleo de variabilidade, deslocado para norte (~0,5°N a 1°N), também com desvio padrão de aproximadamente 30 cm/s.

O verão boreal (JJA) representa o período de maior intensificação da CNB no transecto. A corrente apresenta núcleo bem definido na superfície, alcançando ~130 cm/s nos primeiros 50 m, com diminuição gradativa para ~80 cm/s em 150 m. A variabilidade também é elevada nessa estação, com valores superficiais de até ~30 cm/s ao norte e ~27 cm/s ao sul de 1°N. Em subsuperfície, o desvio padrão mantém valores em torno de ~27 cm/s, principalmente próximo a 150 m entre 0° e 1°N.

No outono boreal (SON), verifica-se enfraquecimento da corrente, com a CNB reduzindo sua magnitude para ~80 cm/s entre a superfície e 100 m. Consequentemente, o desvio padrão também diminui, especialmente em subsuperfície, onde os valores atingem no máximo ~24 cm/s. De forma geral, o transecto em 44°W evidencia um sistema predominantemente acoplado entre CNB e SNB, com máxima intensidade no verão boreal e enfraquecimento no outono. A distribuição vertical do desvio padrão confirma que os períodos de maior velocidade são acompanhados por maior variabilidade, especialmente na camada superficial e na faixa de subsuperfície ao redor de 150 m.

O transecto em 48°W (Figura 10) representa a região onde a Corrente Norte do Brasil (CNB) apresenta suas maiores magnitudes ao longo de toda a análise. O núcleo principal permanece localizado próximo à superfície, aproximadamente entre 3°N e 4,5°N, com forte assinatura vertical.

Durante o inverno boreal (DJF), a CNB atinge velocidades de até 120 cm/s nos primeiros 50 m, mantendo características intensas de escoamento superficial. O desvio padrão concentra-se em duas faixas: uma próxima à superfície, com valores de até 27 cm/s até 50 m, e outra em subsuperfície, entre 150 e 200 m, onde atinge cerca de 33 cm/s, indicando maior variabilidade dinâmica nessa profundidade.

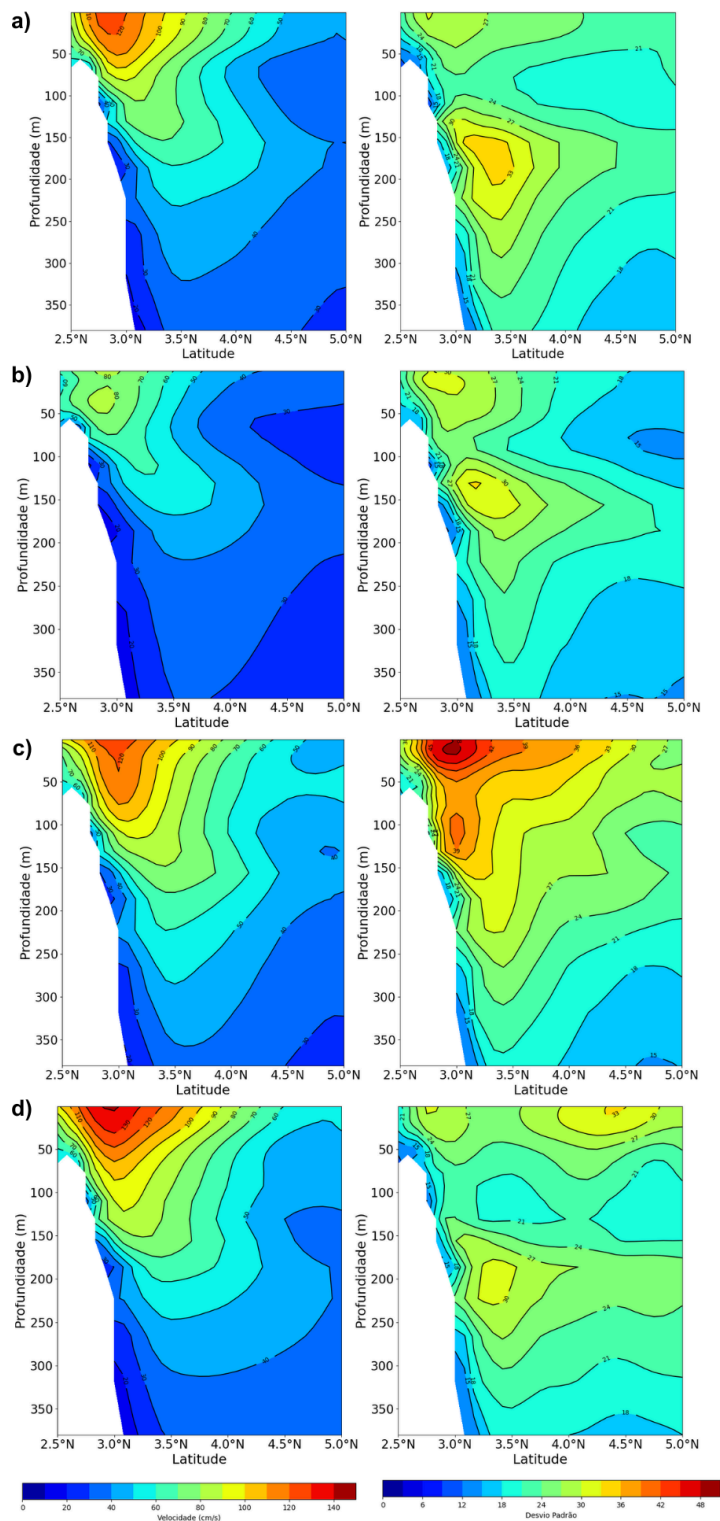


Figura 10. Perfis verticais da magnitude (cm/s) na coluna à esquerda e do desvio padrão na coluna à direita, ao longo da longitude de 48°W , para as diferentes estações do ano: (a) inverno boreal (DJF), (b) primavera boreal (MAM), (c) verão boreal (JJA) e (d) outono boreal (SON).

Na primavera boreal (MAM), observa-se o enfraquecimento mais expressivo da CNB nesse transecto. A magnitude reduz-se para aproximadamente 80 cm/s até 50 m e atinge apenas ~50 cm/s a 150 m. A variabilidade, entretanto, mantém padrão similar ao do inverno, com um desvio superficial de cerca de 30 cm/s e outro em subsuperfície, também em torno de 30 cm/s na faixa de ~150 m.

O verão boreal (JJA) marca a retomada da intensificação da CNB, com velocidades novamente atingindo ~120 cm/s até 50 m e ~80 cm/s até 130 m. Nesta estação ocorre o maior desvio padrão observado no transecto, alcançando aproximadamente 50 cm/s na superfície, evidenciando forte variabilidade da corrente. Em subsuperfície, os desvios permanecem elevados, atingindo ~39 cm/s, refletindo também instabilidade dinâmica abaixo da camada superficial.

No outono boreal (SON) ocorrem as maiores magnitudes registradas em todo o ciclo anual. A CNB atinge ~130 cm/s nos primeiros 30 m e ~90 cm/s até aproximadamente 100 m. O desvio padrão apresenta múltiplos núcleos de variabilidade: um na superfície entre 3°N e 3,3°N, com valores próximos a 27 cm/s; outro mais ao norte, entre 4°N e 5°N, com até 30 cm/s; e um terceiro núcleo em subsuperfície, entre 150 e 200 m, também com ~30 cm/s.

Portanto, o transecto de 48°W confirma que a intensidade da CNB aumenta significativamente em direção ao oeste, atingindo seus máximos durante o verão e outono, tanto na magnitude da velocidade quanto na variabilidade associada. A presença consistente de desvios elevados em subsuperfície sugere a atuação de processos dinâmicos que mantêm a instabilidade mesmo abaixo da camada superficial, possivelmente relacionados à interação com topografia, cisalhamento vertical e atividade de mesoescala.

No transecto localizado em 53°W (Figura 11), a Corrente Norte do Brasil apresenta um fluxo mais raso e lateralmente mais amplo, coerente com sua aproximação da região onde ocorre a retroflexão do escoamento para leste. Nesta longitude, o núcleo da CNB encontra-se deslocado para latitudes mais ao norte, aproximadamente entre 7°N e 9°N, refletindo o avanço da corrente em direção ao Atlântico Norte tropical antes de sua deflexão superficial. É também neste transecto que são observadas as menores magnitudes de velocidade ao longo da série longitudinal.

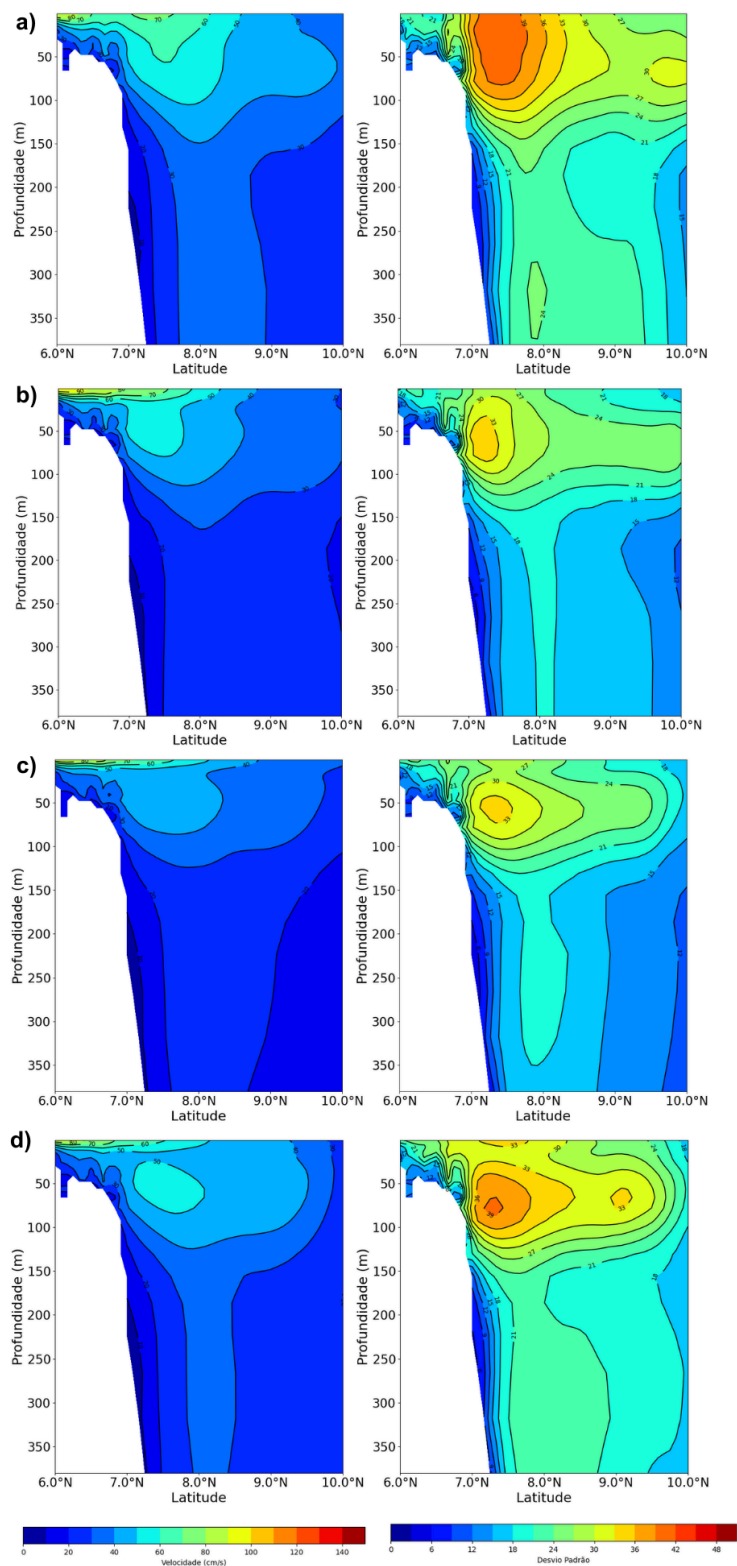


Figura 11. Perfis verticais da magnitude (cm/s) na coluna à esquerda e do desvio padrão na coluna à direita, ao longo da longitude de 53°W, para as diferentes estações do ano: (a) inverno boreal (DJF), (b) primavera boreal (MAM), (c) verão boreal (JJA) e (d) outono boreal (SON).

Durante o inverno boreal (DJF), a CNB apresenta magnitude máxima de ~60 cm/s nos primeiros 50 m, decrescendo para aproximadamente 30 cm/s a 150 m de profundidade. Apesar da menor intensidade relativa do fluxo, o desvio padrão registra valores elevados, atingindo ~39 cm/s na superfície até 50 m, evidenciando alta variabilidade na camada superior, possivelmente associada a instabilidades geradas pela retroflexão.

Na primavera boreal (MAM), o escoamento permanece enfraquecido, com velocidades próximas a 50 cm/s até 50 m e reduzindo para ~30 cm/s a 100 m. A variabilidade mantém padrão semelhante ao da estação anterior, com desvio padrão de aproximadamente 33 cm/s entre 30 e 50 m, indicando persistência da instabilidade superficial.

O verão boreal (JJA) marca o período de menor intensidade do fluxo nesse transecto, com magnitudes próximas de 40 cm/s até 50 m. Contudo, o desvio padrão continua elevado, mantendo valores em torno de 33 cm/s, reforçando que, embora mais lento, o escoamento permanece dinamicamente instável em superfície.

Durante o outono boreal (SON), observa-se ligeira intensificação da corrente, com velocidades de ~50 cm/s até 50 m. O desvio padrão volta a atingir valores próximos de 39 cm/s na camada superficial, sugerindo que mesmo nas fases mais energéticas desta longitude, a instabilidade permanece forte e predominantemente restrita à superfície.

7.2 Massas D'água Presentes na MEB Adjacente à Plataforma Continental

A seguir, são analisados os diagramas T-S (Figura 12) com o objetivo de identificar as massas d'água presentes adjacentes à plataforma continental ao longo dos diferentes transectos considerados.

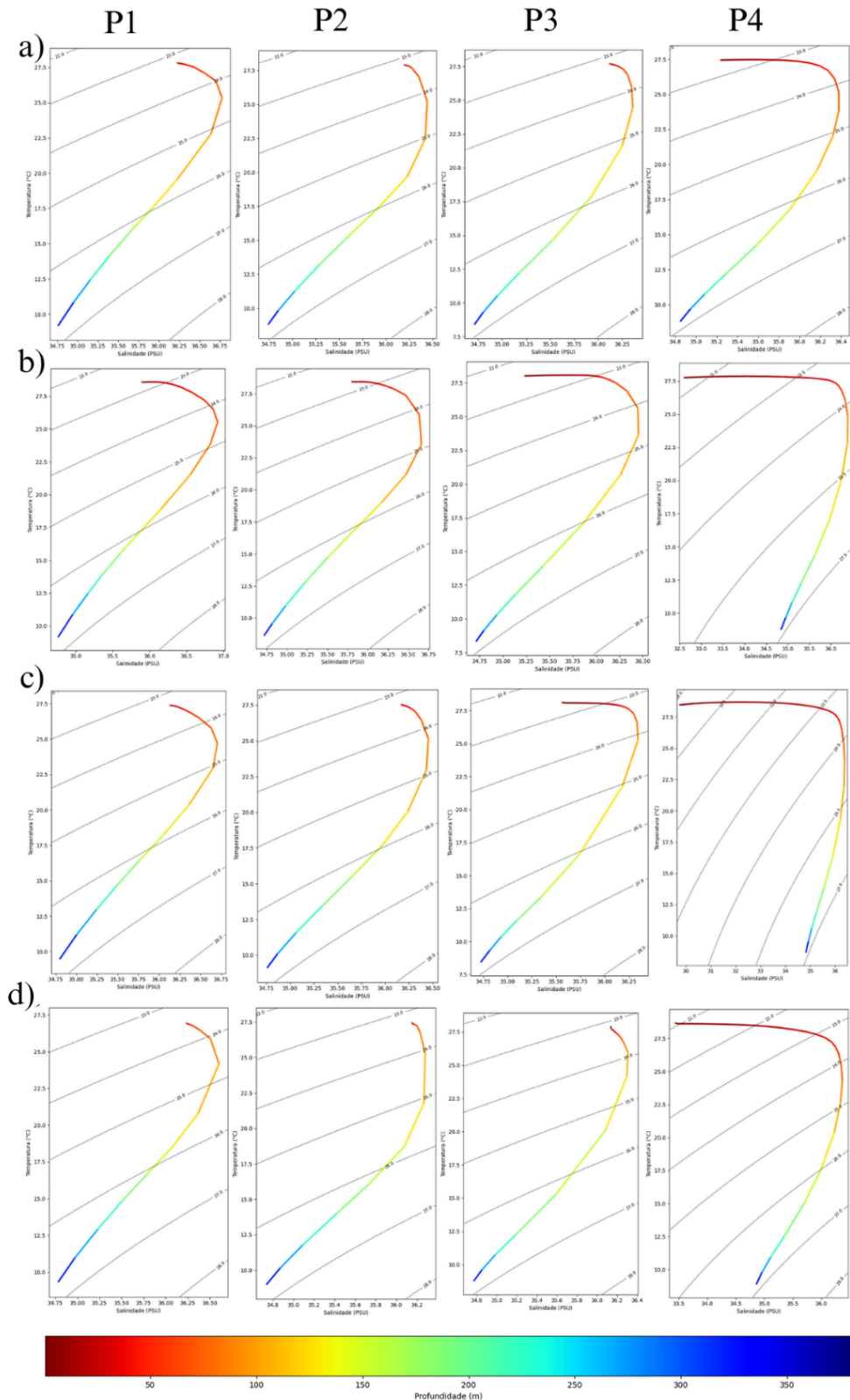


Figura 12. Diagramas Temperatura–Salinidade (T–S) referentes aos quatro pontos analisados. As colunas representam, da esquerda para a direita, os pontos P1, P2, P3 e P4. As linhas correspondem às estações do ano no Hemisfério Norte, sendo: (a) inverno boreal, (b) primavera boreal, (c) verão boreal e (d) outono boreal.

No Ponto 1, durante o inverno boreal, observa-se, da superfície até aproximadamente 100 m de profundidade, um aumento da salinidade associado a uma diminuição da temperatura. Essa camada ocupa o intervalo de densidade potencial ($\sigma\theta$) entre 23 e 25 kg m^{-3} . Nesse intervalo, a salinidade varia entre 36,0 e 36,5 psu, enquanto a temperatura decresce de aproximadamente 27,5 °C na superfície para cerca de 21 °C aos 100 m. A partir de 150 m, a temperatura atinge valores mais baixos, em torno de 16 °C, com salinidade próxima de 36,0 psu, situando-se entre as superfícies de densidade $\sigma\theta = 25\text{--}26 \text{ kg m}^{-3}$. Entre 200 e 400 m de profundidade, apesar das variações de temperatura e salinidade, os dados permanecem aproximadamente confinados entre as superfícies $\sigma\theta = 26\text{--}27 \text{ kg m}^{-3}$, indicando uma relativa homogeneidade nessa camada. Aos 200 m, a temperatura é de 13 °C, com salinidade em torno de 35,0 psu; aos 300 m, a temperatura diminui para cerca de 11 °C, mantendo os mesmos valores de salinidade; e aos 400 m, observa-se uma queda acentuada da temperatura para aproximadamente 2 °C, com salinidade próxima de 34,75 psu.

Na primavera boreal (MAM), verifica-se uma diminuição da salinidade superficial nesse ponto, compatível com o período chuvoso na região equatorial, associado ao deslocamento sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que promove o aumento da precipitação e do aporte de água doce sobre o oceano. Durante o verão boreal, a salinidade superficial volta a aumentar gradualmente, enquanto no outono boreal observa-se novamente uma redução, atingindo seus valores mínimos.

No Ponto 2, da superfície até 100 m, os dados distribuem-se entre as superfícies de densidade $\sigma\theta = 23\text{--}25 \text{ kg m}^{-3}$, com pouca variação de salinidade, que permanece em torno de 36,0 psu, apresentando apenas um leve aumento para aproximadamente 36,2 psu com a profundidade. Em contrapartida, a temperatura sofre uma queda significativa, passando de cerca de 26 °C na superfície para aproximadamente 19 °C aos 100 m. Entre 100 e 200 m, a salinidade apresenta uma leve diminuição, atingindo valores próximos de 35,7 psu e, posteriormente, cerca de 35,2 psu aos 200 m, enquanto a densidade potencial se concentra entre $\sigma\theta = 26\text{--}27 \text{ kg m}^{-3}$. Entre 300 e 400 m, a salinidade varia entre 35,0 e 34,75 psu, acompanhada por uma diminuição da temperatura de aproximadamente 13 °C para 9 °C. Assim como observado no Ponto 1, a primavera boreal é marcada por uma redução da salinidade superficial, seguida por aumento nas estações subsequentes.

No Ponto 3, da superfície até 100 m, a salinidade varia de aproximadamente 35,75 psu na superfície para cerca de 36,0 psu próximo aos 100 m, enquanto a temperatura diminui de cerca de 25 °C para 20 °C. Essa camada atravessa as superfícies de densidade $\sigma\theta = 23\text{--}25 \text{ kg m}^{-3}$. Entre 100 e 200 m, a salinidade diminui de 36,0 psu para aproximadamente 35,25

psu, com a temperatura passando de cerca de 16 °C para 11 °C. Na camada entre 200 e 300 m, a salinidade situa-se entre 34,75 e 35,0 psu, enquanto a temperatura continua diminuindo, atingindo valores próximos de 8 °C. Assim como nos demais pontos, observa-se uma redução da salinidade superficial durante a primavera boreal, associada ao aumento da precipitação nessa estação.

O Ponto 4 apresenta um comportamento distinto em relação aos demais, caracterizado por águas superficiais significativamente menos salinas, em função da proximidade com a foz do rio Amazonas. Os valores de salinidade superficial podem atingir cerca de 32 psu, enquanto, no inverno boreal, observa-se salinidade em torno de 34,8 psu e temperatura próxima de 27,5 °C associadas à superfície de densidade $\sigma_\theta \approx 23 \text{ kg m}^{-3}$. Com o aumento da profundidade até 100 m, a salinidade aumenta progressivamente, alcançando valores próximos de 36,0 psu, enquanto a temperatura diminui para cerca de 20 °C, cruzando as superfícies $\sigma_\theta = 23, 24$ e 25 kg m^{-3} . Entre 100 e 200 m, a salinidade situa-se em torno de 35,8 psu, com temperaturas variando entre aproximadamente 15 °C e 12,5 °C, associadas às superfícies $\sigma_\theta = 26\text{--}27 \text{ kg m}^{-3}$. Esse padrão vertical se mantém ao longo das diferentes estações do ano, destacando-se o fato de que, nesse ponto, as superfícies de densidade apresentam maior inclinação em comparação aos demais pontos analisados, indicando uma estrutura hidrográfica mais fortemente estratificada e influenciada por processos de mistura e aporte continental.

7.3 Transporte de Volume na MEB

A partir das faixas longitudinais definidas para o cálculo da função de corrente, analisou-se o padrão de transporte de volume em cada setor e sua variabilidade sazonal. De modo geral, observa-se que o transporte apresenta forte dependência tanto da profundidade quanto da latitude, além de variações consistentes entre as estações do ano.

Na faixa longitudinal 1 (35°W–40°W), apresentada na Figura 13, o transporte de volume é predominantemente para o norte. Os maiores valores ocorrem entre 300 e 500 m de profundidade, atingindo até 4,9 Sv entre as latitudes de 4,3°S e 3,5°S. Em níveis mais rasos, entre 100 e 200 m, observa-se a presença de linhas fechadas da função de corrente, associadas a um transporte de até 3 Sv. O transporte máximo nessa faixa é registrado durante o verão boreal (JJA), enquanto os valores mínimos ocorrem no inverno boreal (DJF).

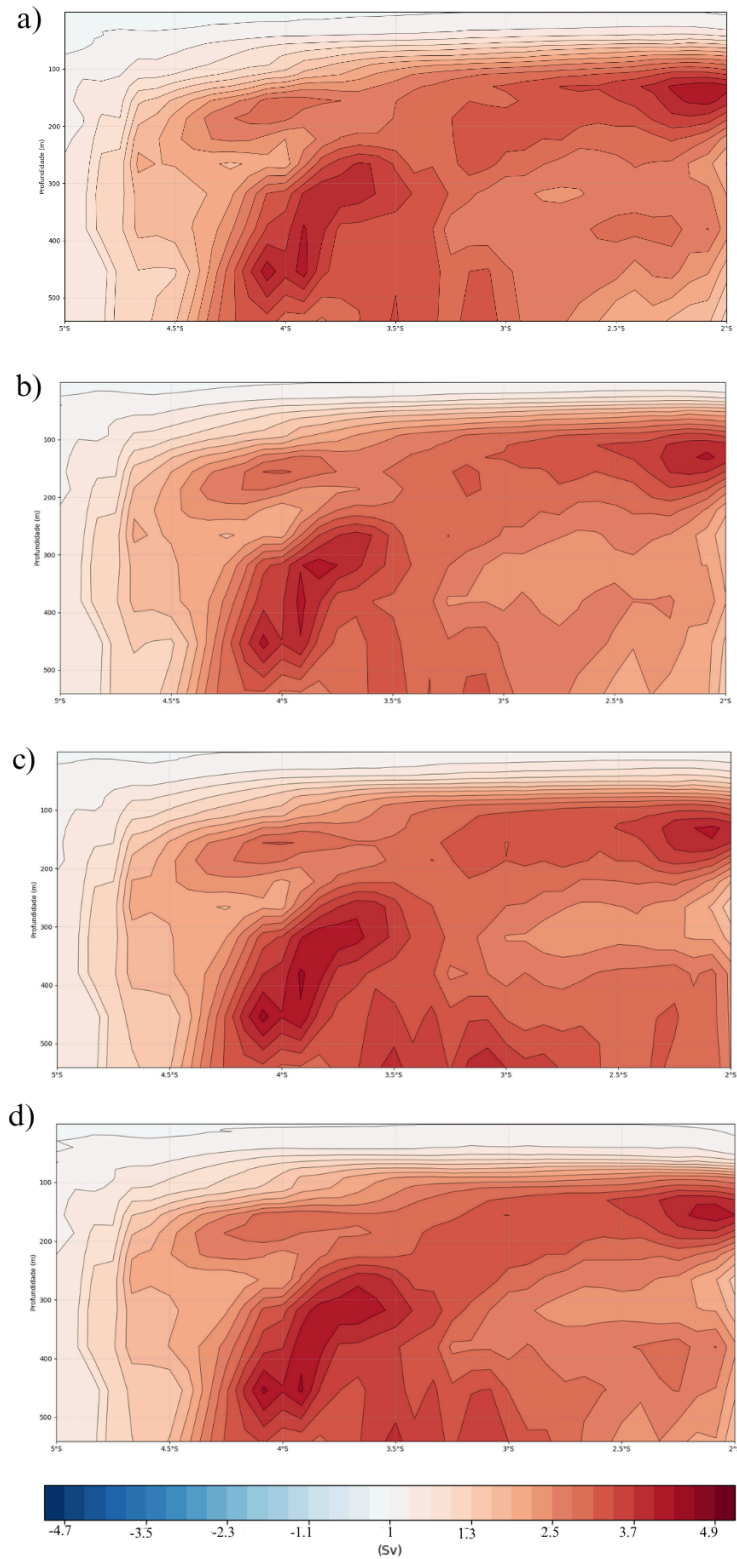


Figura 13. Transporte de volume (Sv) entre a faixa longitudinal de 35°W a 40°W, durante a) inverno boreal; b) primavera boreal; c) verão boreal; d) outono boreal.

A segunda faixa longitudinal (40°W–45°W), ilustrada na Figura 14, apresenta um padrão mais complexo. Entre 2°S e 1°N, o transporte é dirigido para o norte, com valores de até 4 Sv. Em contraste, entre 1°N e 3°N, observa-se um transporte para o sul que alcança

aproximadamente 3,5 Sv, caracterizando um regime de circulação reversa nessa faixa. O transporte máximo, da ordem de 5 Sv, ocorre durante a primavera boreal, enquanto uma redução é observada no verão, com valores mínimos no outono boreal. Apesar dessas variações sazonais na intensidade, o padrão espacial do transporte mantém-se relativamente estável ao longo do ano, sem mudanças abruptas na estrutura da circulação.

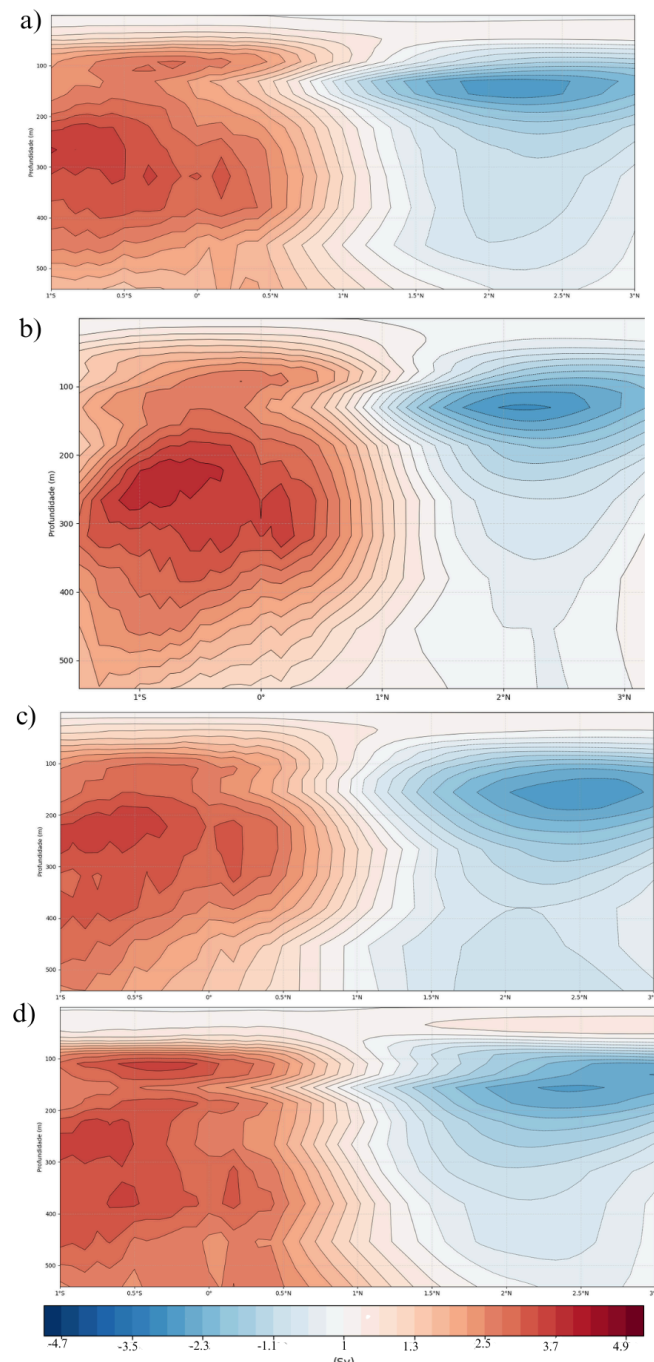


Figura 14. Transporte de volume (Sv) entre a faixa longitudinal de 40°W a 45°W, durante a) inverno boreal; b) primavera boreal; c) verão boreal; d) outono boreal.

Na terceira faixa longitudinal (45°W – 50°W), mostrada na Figura 15, predomina um transporte para o norte entre as latitudes de 1°N e 4°N , concentrado principalmente entre 100 e 300 m de profundidade. Na maior parte das estações, os valores não excedem 3 Sv, com exceção do verão boreal, quando o transporte atinge aproximadamente 5 Sv. Durante o outono e o inverno boreal, observa-se adicionalmente um transporte para o norte mais próximo da superfície, entre 0 e 100 m, com valores de até 2 Sv entre 2°N e 4°N , indicando uma intensificação da circulação superficial nessas estações.

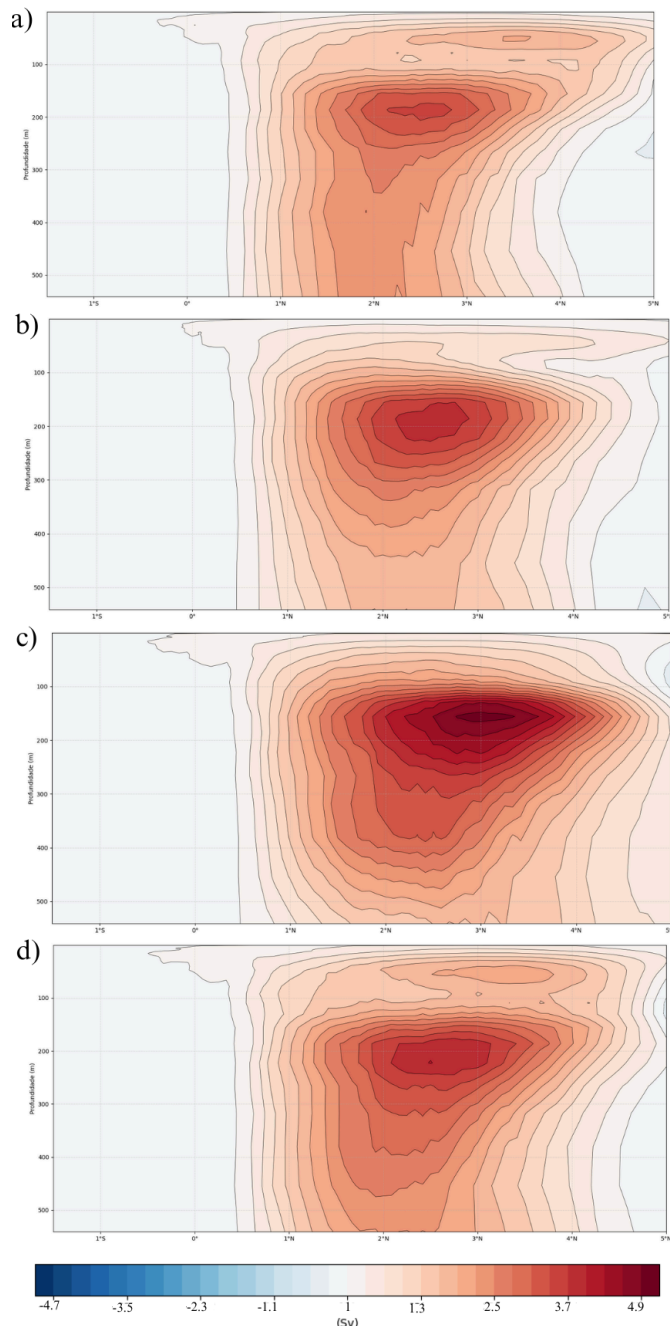


Figura 15. Transporte de volume (Sv) entre a faixa longitudinal de 45°W a 50°W , durante a) inverno boreal; b) primavera boreal; c) verão boreal; d) outono boreal.

A quarta faixa longitudinal (50°W – 55°W), apresentada na Figura 16, exibe um padrão verticalmente mais estratificado. Durante o inverno boreal, identifica-se um transporte para o norte entre a superfície e 150 m, com valores de até 3 Sv. Em subsuperfície, entre 300 e 500 m, ocorre um segundo núcleo de transporte para o norte, também atingindo cerca de 3 Sv, espacialmente separado do núcleo superficial, especialmente entre 5°N e 8°N . Em latitudes mais ao norte, entre 8°N e 10°N , observa-se um transporte para o sul de aproximadamente 1,5 Sv. Na primavera boreal, tanto o transporte para o norte quanto para o sul apresentam redução de intensidade. Já no verão boreal, o transporte para o norte volta a se intensificar, mantendo os dois núcleos (superficial e subsuperficial), com valores de até 3,5 Sv, enquanto o transporte para o sul se organiza ao longo de praticamente toda a coluna d'água, com cerca de 1 Sv. No outono boreal, observa-se uma intensificação gradual desse padrão, culminando nos valores máximos novamente durante o inverno boreal.

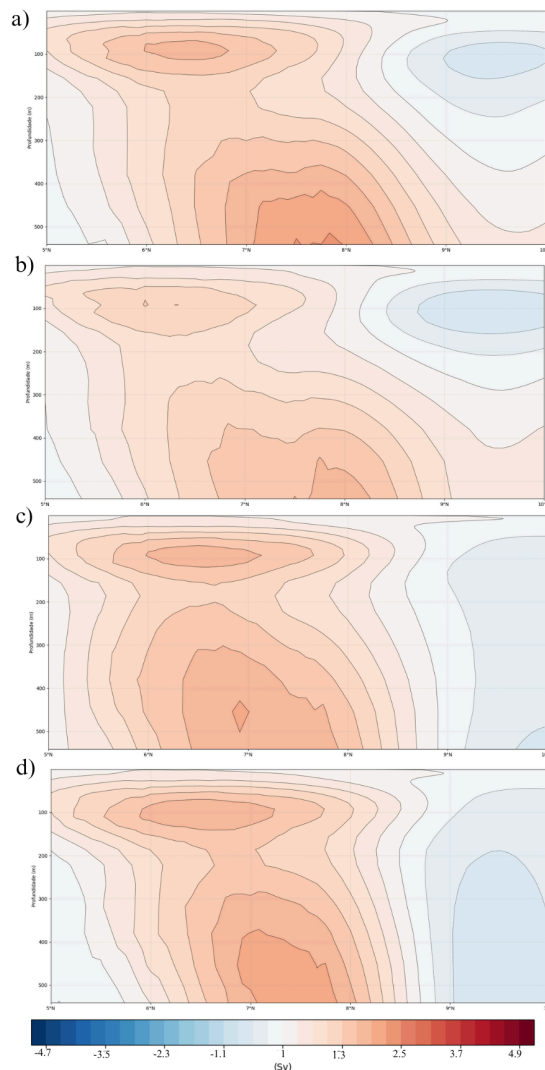


Figura 16. Transporte de volume (Sv) entre a faixa longitudinal de 50°W a 55°W , durante a) inverno boreal; b) primavera boreal; c) verão boreal; d) outono boreal.

7.4 Variância Associada à Vórtices Oceânicos na MEB

A identificação e o rastreamento dos vórtices foram realizados por meio do algoritmo TRACK, aplicado aos campos de vorticidade relativa. A análise concentrou-se na profundidade de 150 m, selecionada com base nos perfis verticais, nos quais se observou o maior desvio-padrão da circulação oceânica ao largo do Maranhão. As linhas tracejadas presentes nas figuras correspondem aos transectos utilizados para a escolha dessa camada.

A variância temporal (Figura 17) foi calculada a partir dos campos de vorticidade relativa previamente filtrados utilizando uma banda de filtragem considerando movimentos entre 90km e 500km. A análise sazonal revela, de forma geral, uma intensa variância na zona de retroflexão da CNB, especialmente entre 48°W e 55°W. Também se observa variância elevada ao longo da Margem Equatorial Brasileira (MEB), com núcleos mais intensos próximos à plataforma continental, distribuídos entre 35°W-38°W, 42°W-44°W e 45°W-47°W.

Durante o outono boreal (d), para o setor 48°W-53°W, a variância apresenta seu máximo espacial e latitudinal, alcançando valores da ordem de $6 \zeta \times 10^{-11}$. Nesse período, a retroflexão encontra-se mais intensa e deslocada para o norte, é neste setor que se concentram os maiores valores de variância para essa estação, estendendo-se acima de 8°N, com evidências claras da sua curvatura para leste. No inverno boreal (a), a retroflexão permanece localizada acima de 8°N, embora não ultrapasse 10°N. A partir dessa estação, observa-se um espalhamento do núcleo de retroflexão em direção ao sul. A variância torna-se menos concentrada no setor 53°W-48°W, passando a apresentar núcleos com até $4,5 \zeta \times 10^{-11}$ entre 47°W-50°W e 43°W-46°W, ao norte de 3,5°N. Esse deslocamento latitudinal promove um aumento da variabilidade próxima à plataforma continental, com valores de até $4 \zeta \times 10^{-11}$ entre 46°W-45°W, 44°W-43°W e no setor 35°W-38°W.

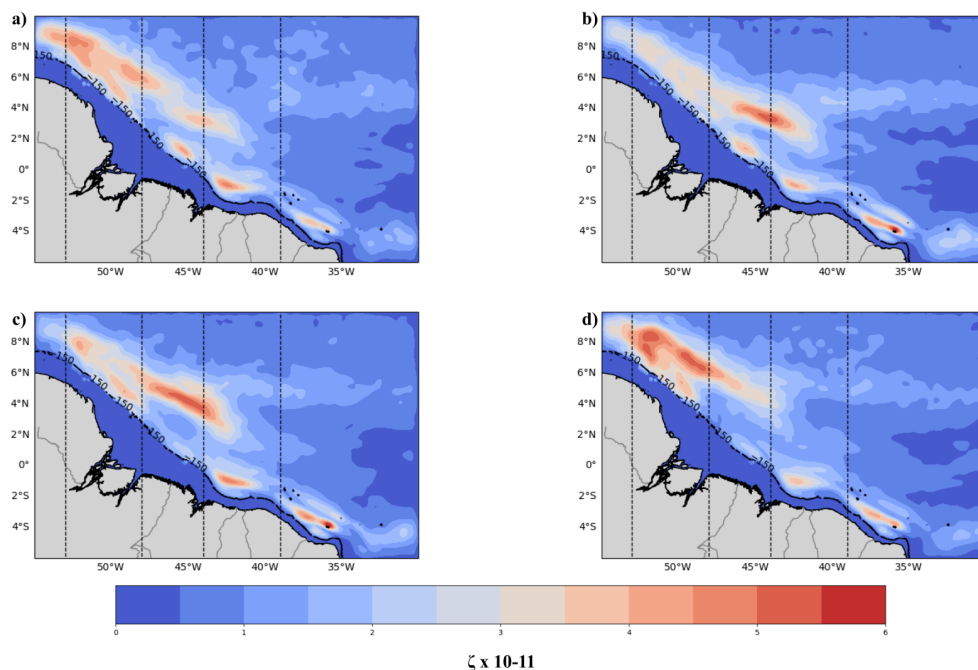


Figura 17. Variância temporal da vorticidade relativa filtrada, durante a) inverno boreal; b) primavera boreal; c) verão boreal; d) outono boreal.

Durante a primavera boreal, a retroflexão encontra-se posicionada mais ao sul, associando-se a valores reduzidos da nCSE (ramo norte da Corrente Sul Equatorial). Os maiores valores de variância concentram-se entre 2,5°N-5°N e 38°W-47°W, chegando novamente a $6 \zeta \times 10^{-11}$.

No verão boreal (c), o padrão da CCNE (formada pela retroflexão da CNB em direção ao leste) mantém-se mais ao sul, embora haja indícios de que o fluxo comece a migrar para o norte. Um comportamento consistente é observado ao comparar as estações: quando a CCNE encontra-se mais ao sul, como no inverno e primavera, a variância associada à CNB no setor 45°W-47°W se intensifica, assim como o núcleo localizado entre 44°W-42°W. Este último permanece ativo ao longo de todas as estações, mas torna-se mais fraco (cerca de $3,5 \zeta \times 10^{-11}$) quando a retroflexão se desloca mais ao norte. Em contraste, durante o verão boreal, quando ocorre a posição mais ao sul da CCNE, a variância nesse setor chega a $5 \zeta \times 10^{-11}$.

De modo geral, identificam-se núcleos robustos de variância próximos à plataforma continental em diferentes segmentos da costa: em frente à Bacia Potiguar (35°W-39°W; 2,5°S-1°S), à Bacia de Barreirinhas (41°W-44°W; 1°S-0°), e à Bacia Pará-Maranhão (45°W-47°W; 0,5°N-2°N). Adicionalmente, a variância máxima na porção mais ao norte do domínio ocorre entre 48°W-55°W, aproximadamente entre 6°N e 10°N, destacando a forte atividade de mesoescala associada ao sistema de retroflexão da CNB.

7.5 Vórtices com Vorticidade Positiva Identificados e Rastreados na MEB

A análise das estatísticas associadas aos vórtices positivos (vorticidade positiva) baseou-se na densidade de trajetória (*track density*, Figura 18), densidade de gênese (*genesis density*, Figura 13), densidade de dissipação (*lysis density*, Figura 14), calculada separadamente para sinais positivo e negativo de vorticidade. Considerando exclusivamente os vórtices positivos, observa-se inicialmente uma forte correspondência entre os padrões de variância temporal da vorticidade filtrada e a distribuição espacial de *track density*. Em particular, o vórtice positivo típico situado em frente à Baía de Barreirinhas apresenta menor intensidade durante o outono boreal, coincidindo com a redução da variância temporal nesse período.

De forma mais abrangente, destacam-se três setores principais de elevada ocorrência de trajetórias. O primeiro situa-se entre 40°W e 44°W, onde são observados os maiores valores, atingindo $48 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$. Um segundo núcleo de alta densidade aparece entre 35°W e 39°W, com valores que chegam a $30 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$. Um terceiro setor relevante está associado à região de retroflexão da CNB e à formação da CCNE, onde os valores alcançam $20 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$, apesar de serem comparativamente menores.

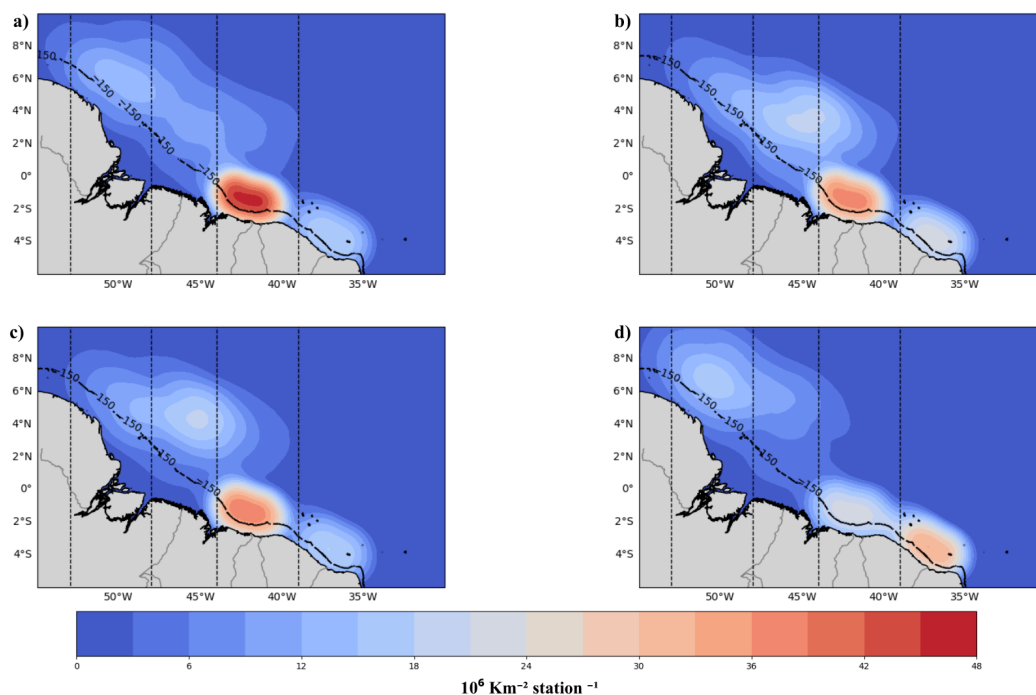


Figura 18. Estatísticas de vórtices positivos (vorticidade positiva) relacionadas à *track density* ($10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), durante o inverno boreal (a), primavera boreal (b), verão boreal (c) e outono boreal (d).

A variação sazonal revela contrastes marcantes entre esses setores. Durante o inverno boreal (a), ocorre o maior pico na área de 40°W-44°W, atingindo $48 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$, englobando tanto a Bacia de Barreirinhas quanto parte da Bacia do Ceará. A posição espacial deste núcleo é praticamente invariante ao longo do ano, sofrendo alterações apenas em densidade de trajetória. Na primavera (b) e no verão (c), esse setor mantém valores elevados, em torno de $38 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$, enfraquecendo de maneira mais expressiva apenas no outono boreal (d), quando reduz para cerca de $22 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$.

No setor situado entre 35°W e 39°W, frente à Bacia Potiguar, a variação sazonal apresenta comportamento distinto: o máximo ocorre no outono boreal (d), com $30 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$. No inverno (a), os valores diminuem para cerca de $18 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$, ligeiramente aumentando na primavera (b) para $20 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$, e voltando a enfraquecer no verão (c), novamente para $\sim 18 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$.

O setor associado à retroflexão da CNB e ao estabelecimento da CCNE, aproximadamente entre 44°W e 55°W e latitudes 2°N à 10°N, apresenta a maior variabilidade espacial ao longo do ano. No inverno boreal (a), a região exibe valores entre $10 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$ (nas bordas) e $18 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$ (no núcleo), localizado mais ao norte e ainda conectado ao setor 40°W-44°W. Na primavera (b), observa-se um deslocamento meridional para sul e para leste, com o núcleo migrando para aproximadamente 2°N-7°N, entre 40°W e 50°W, alcançando $21 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$. Esse deslocamento para sul persiste durante o verão (c), enquanto no outono boreal (d) o núcleo retorna para latitudes mais ao norte.

Esse comportamento sazonal revela um padrão consistente: a posição mais ao norte da densidade de trajetórias associada à retroflexão da CNB ocorre no outono boreal, justamente quando o setor 40°W-44°W apresenta seu menor valor de track density. Nas demais estações, a região de 40°W-44°W mantém-se como o principal núcleo de atividade ciclônica, com densidades persistentemente elevadas.

A análise da gênese (Figura 19) revela que os padrões espaciais de formação (*genesis density*, $10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$) são fortemente consistentes com a distribuição da *track density*. Identificam-se três zonas principais de formação: o setor frente à Bacia Potiguar (35-38°W; 4-2°S); a região entre as Bacias do Ceará e de Barreirinhas (40-43°W; 2°S-0,5°N); e um setor mais ao norte, associado à retroflexão da CNB, cujo posicionamento varia sazonalmente, mas permanece entre 44-53°W e 2-8°N.

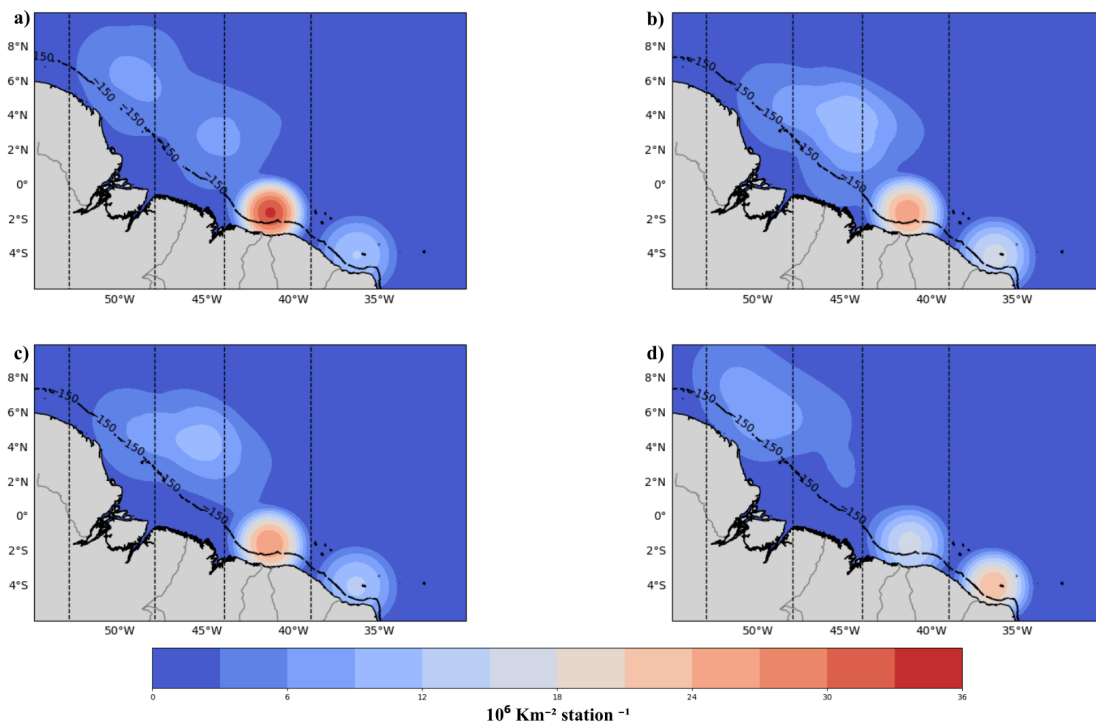


Figura 19. Estatísticas de vórtices positivos (vorticidade positiva) relacionadas à *genesis density* ($10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), durante o inverno boreal (a), primavera boreal (b), verão boreal (c), outono boreal (d).

Na Bacia Potiguar, a gênese apresenta fraca intensidade no inverno ($12 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), aumenta na primavera ($15 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), volta a enfraquecer no verão (até $12 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$) e atinge seu máximo durante o outono ($24 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$). Já frente as Bacias do Ceará e Barreirinhas, observa-se padrão oposto: a gênese aumenta no inverno ($36 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), reduz para $\sim 27 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$ na primavera e verão, e apresenta seu menor valor no outono com $15 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$.

No setor norte ($44\text{-}53^\circ\text{W}$; $2\text{-}8^\circ\text{N}$), a gênese mostra marcante migração sazonal, no inverno, concentra-se entre $2\text{-}5^\circ\text{N}$ e $43\text{-}46^\circ\text{W}$, além de um núcleo secundário entre $6\text{-}8^\circ\text{N}$ e $48\text{-}51^\circ\text{W}$, ambos com $\sim 9 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$. Na primavera, o núcleo desloca-se para sul e leste ($43\text{-}48^\circ\text{W}$; $2\text{-}7^\circ\text{N}$), atingindo até $12 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$ — sua posição mais meridional ao longo do ciclo anual. No verão, ocorre migração para noroeste ($44\text{-}50^\circ\text{W}$; $2\text{-}6^\circ\text{N}$), ainda com intensidades de até $12 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$. Durante o outono, a gênese ocupa sua posição mais a noroeste ($48\text{-}53^\circ\text{W}$; $4\text{-}8^\circ\text{N}$), com valores inferiores a $9 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$.

A distribuição de dissipação dos vórtices (*lysis density*, $10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$; Figura 20) reflete, em grande medida, os padrões da gênese, indicando curta vida útil e trajetórias relativamente organizadas. Os vórtices formados na Bacia Potiguar dissipam-se

preferencialmente mais ao noroeste, próximo ao Cabo Acaraú. Assim como na gênese, o pico de dissipação ocorre no outono boreal ($24 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), enquanto nas demais estações os valores não ultrapassam $15 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$.

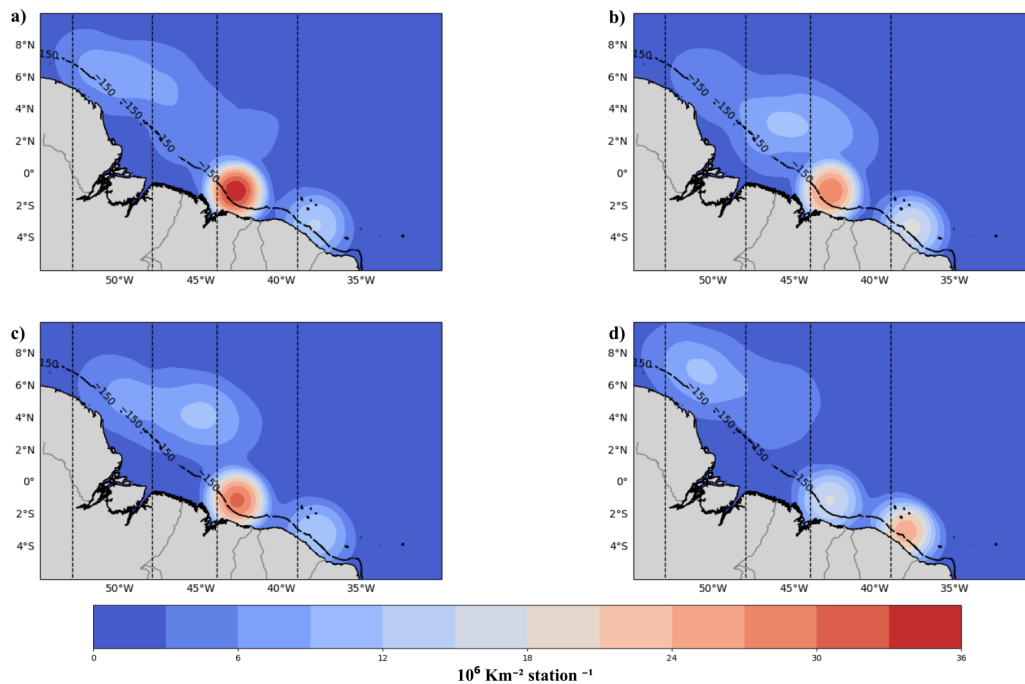


Figura 20. Estatísticas de vórtices positivos (vorticidade positiva) relacionados à *lysis density* ($10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), durante o inverno boreal (a), primavera boreal (b), verão boreal (c), outono boreal (d).

Entre as Bacias do Ceará e Barreirinhas, a dissipação também ocorre majoritariamente próxima a 44°W , apresentando sua maior intensidade no inverno ($36 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$). Na primavera e verão, mantém-se estável ($27 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), enquanto no outono diminui para $\sim 15 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$, em concordância com a menor gênese observada nesse período. No setor norte associado à retroflexão da CNB, a dissipação atinge seu máximo durante o outono (até $12 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), particularmente entre $48\text{-}53^\circ\text{W}$ e $6\text{-}10^\circ\text{N}$. A partir do inverno, observa-se deslocamento progressivo para sudeste (até $9 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), reforçado na primavera, quando o núcleo se posiciona entre $44\text{-}48^\circ\text{W}$ e $2\text{-}5^\circ\text{N}$ ($12 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$). No verão, evidencia-se novo deslocamento para noroeste ($44\text{-}50^\circ\text{W}$; $3\text{-}7^\circ\text{N}$), com intensidades entre 9 e $12 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$.

7.6 Vórtices de Vorticidade Negativa Identificados e Rastreados na MEB

Os vórtices negativos exibem um comportamento distinto dos vórtices positivos, embora ambos apresentem zonas coincidentes de maior atividade ao longo da Margem Equatorial Brasileira. De forma geral, os anticiclones acompanham a trajetória da CNB por toda a região, com padrões espaciais semelhantes aos vórtices ciclônicos, especialmente entre 35°W–38°W e 4°S–1°S, frente à Bacia Potiguar. Nesses setores, a densidade de trajetória (Figura 21), a densidade de gênese (Figura 22) e a densidade de dissipação (Figura 23) atingem intensidades equivalentes a até 2/3 das observadas para os ciclones.

A track density (Figura 21), que expressa a variabilidade temporal da atividade vortical, alcança valores de até $33 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$, com máximos bem definidos durante o verão boreal, especialmente na porção noroeste da área (48°W–53°W; 4°N–10°N). Frente à Bacia Potiguar, nota-se um ciclo sazonal marcado: durante o inverno boreal, a atividade é relativamente baixa ($9 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), intensificando-se na primavera para $18 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$, mantendo-se elevada no verão, e decaindo novamente no outono para cerca de $15 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$, até atingir seu mínimo no inverno.

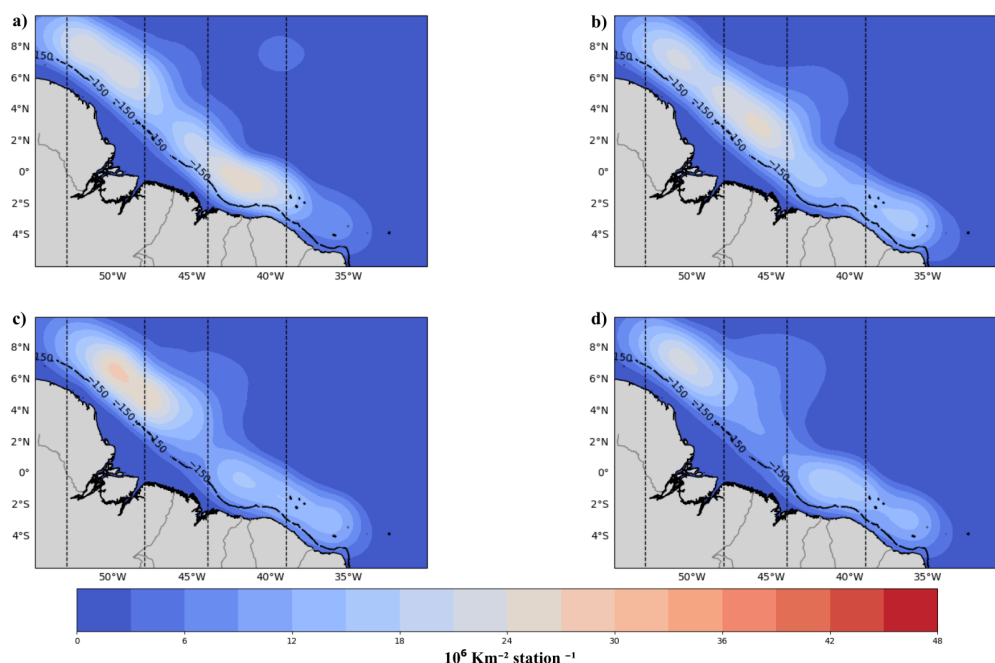


Figura 21. Estatísticas de vórtices negativos (vorticidade negativa) relacionados à *track density* ($10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), durante o inverno boreal (a), primavera boreal (b), verão boreal (c) e outono boreal (d).

Mais a oeste, nos setores das bacias do Ceará e Barreirinhas (40°W–45°W), a atividade apresenta padrões mais intensos. Durante o inverno boreal, destaca-se um núcleo de alta intensidade, atingindo $30 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$, ao mesmo tempo em que ocorre um

segundo vórtice entre 48°W-53°W e 5°N-10°N, com valores de até $21 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$. Já na primavera, a presença de vórtices ciclônicos deixa de ser evidente imediatamente à frente dessas bacias, mas surge um núcleo expressivo entre 44°W-48°W e 1°N-6°N, com valores de até $27 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$, acompanhado de outro núcleo entre 50°W-53°W e 6°N-10°N, com até $21 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$. No verão boreal, a atividade permanece elevada entre 48°W-53°W, novamente atingindo $30 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$, enquanto frente às bacias Potiguar, Ceará e Barreirinhas os valores diminuem para aproximadamente $12 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$. No outono, a atividade se reorganiza: o setor 48°W-53°W enfraquece para cerca de $21 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$, enquanto as faixas entre 39°W-44°W e 35°W-39°W apresentam valores de 15×10^6 e $12 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$, respectivamente.

A *genesis density* (Figura 22) reforça esses padrões sazonais. Frente à Bacia Potiguar, observa-se um núcleo persistente de formação de vórtices, mais fraco no inverno boreal (até $6 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$) e mais intenso nas demais estações, quando atinge $12 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$. Outro núcleo bem definido ocorre entre 39°W-43°W, próximo ao Cabo do Acaraú, ele é mais intenso no inverno ($15 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), enfraquece na primavera e no verão (até $12 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$) e volta a se intensificar no outono, retomando valores próximos de $15 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$.

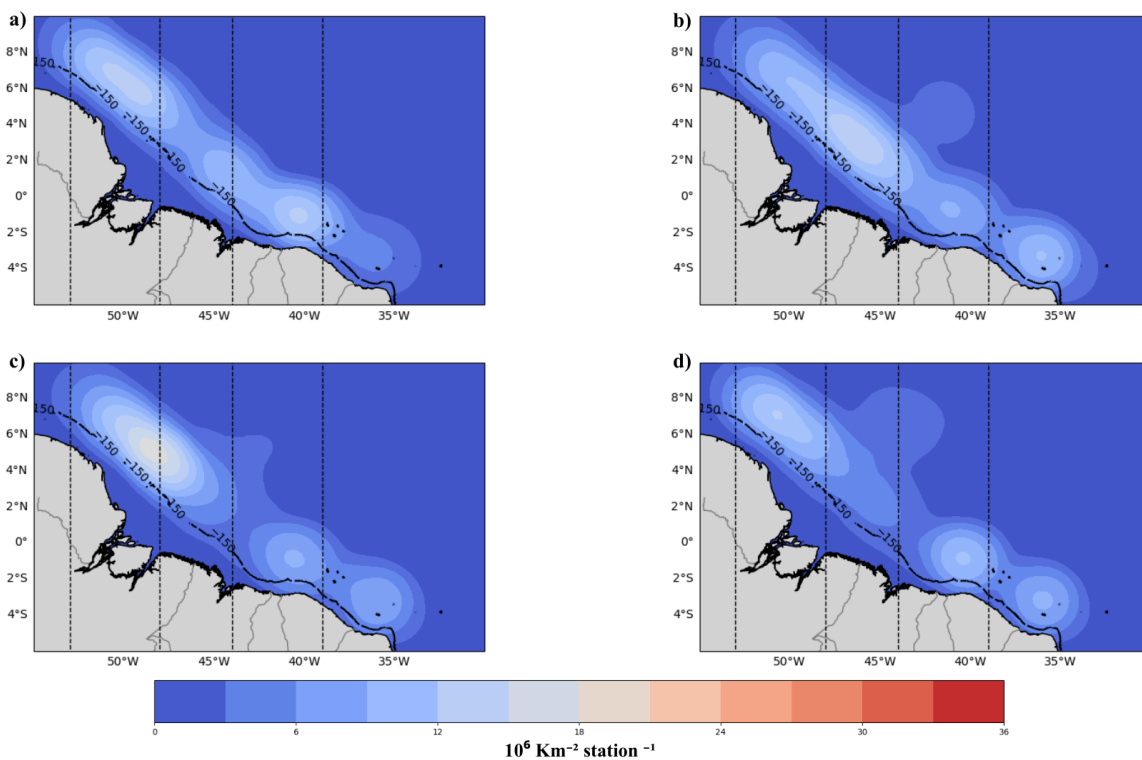


Figura 22. Estatísticas de vórtices negativos (vorticidade negativa) relacionados à *genesis density* ($10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), durante o inverno boreal (a), primavera boreal (b), verão boreal (c), outono boreal (d).

Por fim, a *lysis density* (Figura 23) evidencia onde esses vórtices dissipam-se ao longo do ano. O vórtice associado à Baía Potiguar tende a se dissipar em torno de 39°W , enquanto sua gênese ocorre mais ao leste, próximo de 35°W , caracterizando um corredor longitudinal bem definido de deslocamento. Nas bacias do Ceará e Barreirinhas, a dissipação é evidente no verão, no outono e no inverno, mas não na primavera, quando os sinais de dissipação deslocam-se para longitudes mais a oeste (43°W - 48°W ; 2°N - 6°N), alcançando até $15 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$. No verão, a dissipação distribui-se em três faixas principais: 40°W - 44°W , 45°W - 48°W e 48°W - 52°W , com valores que chegam a $12 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$. Durante o outono boreal, a dissipação volta a se concentrar frente às Bacias Potiguar, Ceará e Barreirinhas, além de ocorrer mais ao norte entre 48°W - 53°W , onde também atinge cerca de $12 \times 10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$.

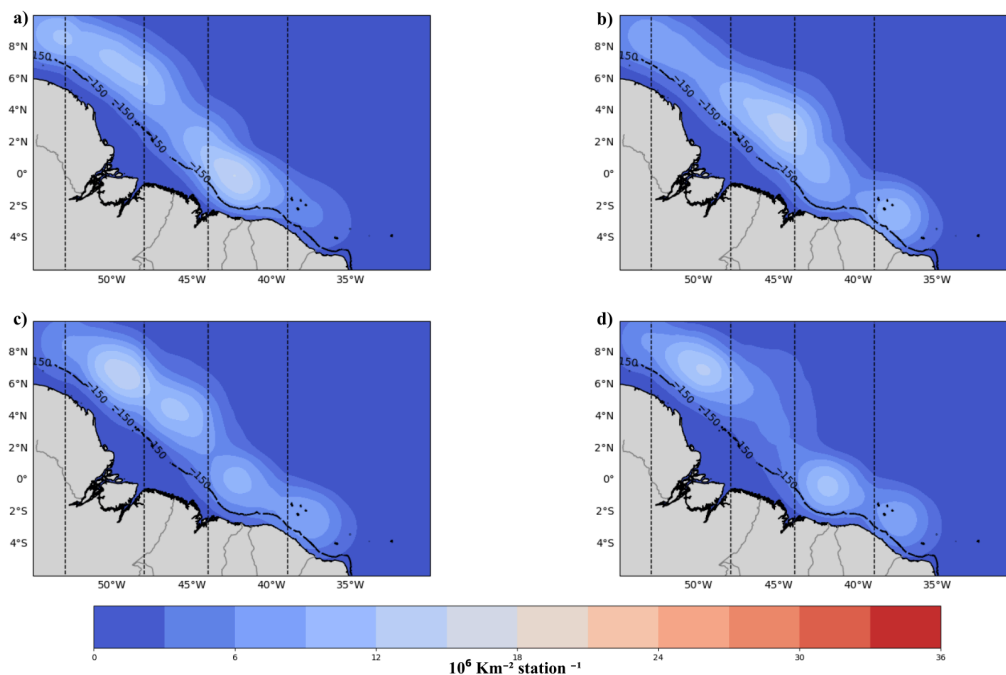


Figura 23. Estatísticas de vórtices negativos (vorticidade negativa) relacionados à *lysis density* ($10^6 \text{ km}^{-2} \text{ estação}^{-1}$), durante o inverno boreal (a), primavera boreal (b), verão boreal (c), outono boreal (d).

8. CONCLUSÕES

Este trabalho investigou a climatologia, a variabilidade sazonal e a dinâmica associada às correntes oceânicas e aos vórtices de mesoescala ao longo da Margem Equatorial Brasileira (MEB), com ênfase na Corrente Norte do Brasil (CNB), na Subcorrente Norte do Brasil (SNB) e em suas interações com o sistema equatorial e a circulação de retroflexão. A

análise integrada de perfis verticais de velocidade, diagramas T–S, transporte de volume e estatísticas de vorticidade permitiu uma caracterização robusta da estrutura dinâmica e hidrográfica da região.

Os resultados confirmam a predominância da componente zonal da circulação na MEB, em concordância com estudos clássicos, evidenciando a CNB como o principal sistema de escoamento superficial ao longo dos transectos analisados. Observou-se um deslocamento progressivo do núcleo da CNB para latitudes mais ao norte à medida que se avança longitudinalmente para oeste, acompanhado por alterações significativas em sua estrutura vertical e intensidade. Nos transectos mais a leste (39°W e 44°W), a CNB apresenta forte acoplamento com a SNB, com núcleos bem definidos em superfície e subsuperfície, enquanto nos transectos mais a oeste (48°W e 53°W) o escoamento torna-se progressivamente mais raso e lateralmente mais amplo, refletindo a aproximação da região de retroflexão.

A análise sazonal revelou que o sistema CNB–SNB apresenta máxima intensidade durante o verão boreal, quando são registradas as maiores magnitudes de velocidade e os maiores valores de desvio padrão, especialmente na camada superficial e em torno de 150 m de profundidade. Em contraste, o outono boreal caracteriza-se por um enfraquecimento geral do sistema, com redução tanto da magnitude da corrente quanto da variabilidade associada. Essa sazonalidade está fortemente relacionada à circulação atmosférica equatorial e à modulação dos ventos, refletindo a resposta oceânica ao ciclo anual forçado pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Os diagramas T–S permitiram identificar claramente as massas d'água presentes ao longo da MEB adjacente à plataforma continental, evidenciando uma estratificação vertical bem definida. Nas camadas superficiais, predominam águas quentes e salinas associadas às massas tropicais, enquanto em subsuperfície e profundidades intermediárias observam-se águas mais frias e densas. A influência do aporte continental destaca-se de forma marcante no ponto mais a oeste, próximo à foz do rio Amazonas, onde a salinidade superficial é significativamente reduzida e a estrutura de densidade apresenta maior inclinação, indicando intensa estratificação e processos de mistura associados à descarga fluvial. De modo geral, os resultados confirmam que a região equatorial estudada é dominada pela Água Tropical Superficial (ATS) nas camadas superiores e pela Água Central do Atlântico Sul (ACAS) nas camadas mais profundas, com variações sazonais moduladas pela ZCIT e por processos locais de mistura e descarga fluvial. No ponto mais próximo à foz do rio Amazonas, a influência da Água Costeira Equatorial (AC) é evidente, reforçando a importância das trocas

continente-oceano e dos mecanismos de estratificação na modulação das propriedades hidrográficas equatoriais.

O cálculo da função de corrente e do transporte de volume revelou padrões complexos de circulação ao longo das diferentes faixas longitudinais. De modo geral, o transporte é predominantemente para o norte, concentrado entre 100 e 500 m de profundidade, com máximos que variam sazonalmente e longitudinalmente. Destaca-se a presença de núcleos de transporte reverso em determinadas faixas latitudinais, especialmente entre 40°W e 45°W, evidenciando a coexistência de regimes de circulação opostos e a complexidade da dinâmica equatorial. Os maiores valores de transporte ocorrem, em geral, durante o verão boreal, enquanto os menores são observados no inverno e no outono, dependendo do setor analisado.

A análise da variância da vorticidade relativa e das estatísticas de vórtices evidenciou intensa atividade de mesoescala ao longo da MEB, particularmente nas proximidades da plataforma continental e na região de retroflexão da CNB. Os máximos de variância concentram-se entre 48°W e 55°W, associados à retroflexão e à formação da Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE), bem como em setores específicos frente às bacias Potiguar, Ceará, Barreirinhas e Pará–Maranhão. A profundidade de 150 m mostrou-se representativa da dinâmica de vórtices, coincidindo com os maiores valores de desvio padrão da circulação.

Os vórtices positivos (vorticidade positiva) apresentam elevada densidade de trajetória, gênese e dissipação, com padrões espaciais fortemente coerentes com a variância temporal da vorticidade. Observa-se uma marcada sazonalidade, com máximos de atividade positiva no inverno boreal frente às bacias do Ceará e Barreirinhas e no outono boreal em setores mais ao norte, associados à retroflexão da CNB. A migração sazonal desses núcleos reforça o papel da circulação de grande escala na modulação da atividade de mesoescala.

Os vórtices negativos (vorticidade negativa), embora menos intensos que os positivos, exibem padrões espaciais semelhantes e acompanham de forma consistente a trajetória da CNB. Sua atividade apresenta máximos durante o verão boreal, especialmente nos setores mais a oeste e ao norte do domínio, indicando que a instabilidade associada à retroflexão e ao cisalhamento do escoamento permanece ativa mesmo quando a corrente apresenta menores magnitudes médias.

Os resultados demonstram que a MEB constitui uma região de elevada complexidade dinâmica, onde a interação entre a circulação de larga escala, a topografia, o aporte continental e os processos de mesoescala controla a estrutura vertical das correntes, o transporte de volume e a geração de vórtices. A Corrente Norte do Brasil emerge como elemento central dessa dinâmica, conectando os processos locais à circulação oceânica

tropical e subtropical, e desempenhando papel fundamental no balanço de massa, calor e propriedades no Atlântico Equatorial e Tropical. Assim, este estudo contribui para o entendimento dos mecanismos físicos que governam a variabilidade oceânica na MEB e fornece subsídios relevantes para investigações futuras sobre sua conexão com a circulação meridional do Atlântico e o clima regional e global.

TRABALHOS FUTUROS

Apesar dos avanços alcançados neste estudo, diversas questões permanecem em aberto e apontam caminhos promissores para investigações futuras, capazes de aprofundar o entendimento da dinâmica oceânica na Margem Equatorial Brasileira.

- **Modelagem Numérica de Alta Resolução**

Uma extensão natural deste trabalho consiste na utilização de modelos numéricos oceânicos de alta resolução espacial e vertical, capazes de representar de forma mais realista os processos de mesoescala e submesoescala associados à Corrente Norte do Brasil e à sua retroflexão. Simulações com resolução horizontal inferior a 5 km, ou mesmo da ordem de 1 km, permitiriam investigar com maior detalhe o papel do cisalhamento vertical, da instabilidade baroclínica e da interação com a topografia na geração e evolução dos vórtices observados. Além disso, experimentos de sensibilidade poderiam ser conduzidos para avaliar a resposta da circulação a diferentes regimes de vento, descarga fluvial do rio Amazonas e forçantes de larga escala, como variações na ZCIT.

- **Integração com Dados de Sensoriamento Remoto**

O uso de dados de satélite representa uma abordagem complementar fundamental para o estudo da dinâmica superficial na MEB. Campos de altura da superfície do mar provenientes de altimetria (por exemplo, missões Sentinel, Jason ou SWOT) podem ser utilizados para estimar correntes geostróficas superficiais e identificar assinaturas de vórtices de mesoescala em tempo quase real. Adicionalmente, dados de temperatura da superfície do mar (TSM) e cor do oceano podem auxiliar na caracterização da estrutura térmica, na identificação de frentes e filamentos, bem como na influência do aporte fluvial sobre a circulação superficial. A integração entre observações satelitais e dados de reanálise permitiria validar os padrões identificados neste estudo e investigar a variabilidade em escalas temporais mais curtas.

- **Aplicação do TRACK a Dados de Modelagem**

A aplicação do algoritmo TRACK diretamente a saídas de modelos numéricos de alta resolução. Essa abordagem possibilitaria comparar estatísticas de vórtices obtidas a partir de reanálises com aquelas derivadas de simulações controladas, permitindo avaliar o grau de realismo dos modelos na representação da dinâmica vortical. Além disso, o TRACK aplicado a diferentes níveis verticais do modelo permitiria investigar a coerência vertical dos vórtices,

sua profundidade efetiva e os mecanismos físicos responsáveis por sua intensificação ou dissipação ao longo do ciclo anual.

- **Análises Lagrangianas e Transporte de Propriedades**

Estudos futuros podem incorporar abordagens lagrangianas, como o rastreamento de partículas virtuais, para investigar o transporte de calor, sal e massas d'água promovido pela CNB, pela retroflexão e pelos vórtices de mesoescala. Essa metodologia permitiria estimar tempos de residência, rotas preferenciais de transporte e conexões entre a plataforma continental e o oceano profundo, contribuindo para uma compreensão mais integrada dos processos de troca entre regiões costeiras e oceânicas.

- **Cálculo de números adimensionais e regime dinâmico da MEB**

Um avanço importante para a interpretação física dos resultados consiste no cálculo de números adimensionais clássicos da dinâmica dos fluidos geofísicos, como os números de Rossby, Richardson e Burger. Esses parâmetros permitem avaliar a importância relativa da rotação terrestre, da estratificação, da gravidade e da inércia nos movimentos observados. A análise desses números ao longo da Margem Equatorial Brasileira (MEB) possibilitaria determinar os regimes dinâmicos predominantes, identificar transições entre escalas e compreender melhor os mecanismos responsáveis pela geração e manutenção das estruturas de mesoescala.

- **Conexões Climáticas de Larga Escala**

Por fim, investigações futuras podem explorar a relação entre a variabilidade da CNB e fenômenos climáticos de larga escala, como o modo meridional do Atlântico, a Oscilação do Atlântico Norte e possíveis impactos na Circulação Meridional de Revolvimento do Atlântico (AMOC). A análise de séries temporais mais longas, combinada com experimentos de modelagem climática, pode fornecer subsídios importantes para compreender como mudanças climáticas futuras podem afetar a dinâmica da MEB e, conseqüentemente, o sistema oceânico-atmosférico do Atlântico Tropical.

REFERÊNCIAS

ARAUJO, Julia Martins de. *On the South Equatorial Undercurrent origin and variability in the Western Tropical Atlantic*. 2022. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Física) – Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

CERVEIRA, Gabriel Silva. *Variabilidade climática de médio e longo termo da circulação superficial e profunda no oceano Atlântico Tropical: projeções do modelo Brasileiro do Sistema Terrestre (BESM)*. 2020. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Universidade Federal do Maranhão, São Luís, 2020.

DECCO, H. T.; TORRES JUNIOR, A. R.; PEZZI, L. P.; LANDAU, L. Revisiting tropical instability wave variability in the atlantic ocean using soda reanalysis. *Ocean Dynamics*, v. 68, n. 15, 2018.

DIDDEN, Norbert; SCHOTT, Friedrich. Eddies in the North Brazil Current retroflection region observed by Geosat altimetry. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 98, n. C11, p. 20121–20131, 1993.

DIERCKX, P. Algorithm/algorithmus 42 an algorithm for cubic spline fitting with convexity constraints. *Computing*, v. 24, n. 4, p. 349–371, 1980.

DROUIN, Kimberley L.; LOZIER, M. Susan; BERON-VERA, Francisco J.; MIRON, Philippe; OLASCOAGA, Maria J. Surface pathways connecting the South and North Atlantic Oceans. *Geophysical Research Letters*, [S. l.], v. 49, n. 2, e2021GL096646, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1029/2021GL096646>.

EMERY, W. J.; MEINCKE, J. Global water masses: summary and review. *Oceanologica Acta*, v. 9, n. 4, p. 383–391, 1986.

FRATANTONI, David M.; JOHNS, William E.; TOWNSEND, Tamara L. Rings of the North Brazil Current: Their structure and behavior inferred from observations and a numerical simulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 100, n. C6, p. 10633–10654, 1995.

FOLTZ, G. R.; MCPHADEN, M. J. The 30–70 day oscillations in the tropical atlantic. *Geophysical Research Letters*, v. 31, n. 15, 2004.

GARRAFFO, Z. D.; JOHNS, W. E.; CHASSIGNET, E. P.; GONI, G. J. North Brazil Current rings and transport of southern waters in a high resolution numerical simulation of the North Atlantic. In: JOCHUM, M.; MALANOTTE-RIZZOLI, P. (Ed.). *Interhemispheric Water Exchange*. [S.l.]: NOAA - Elsevier Oceanography Series, 2003. v. 68.

GARZOLI, Silvia L.; FFIELD, Amy; YAO, Qi. North Brazil Current rings and the variability in the latitude of retroflection. In: GONI, G. J.; MALANOTTE-RIZZOLI, P. (Orgs.). *Elsevier Oceanography Series*. [s.l.]: Elsevier, 2003, v. 68, p. 357–373. (Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean).

GOES, Marlos; MOLINARI, Robert; SILVEIRA, Ilson da; WAINER, Ilana. Retroflections of the North Brazil Current during February 2002. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 52, n. 4, p. 647–667, 2005. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.11.004>.

GONI, Gustavo J.; JOHNS, William E. A census of North Brazil Current Rings observed from TOPEX/POSEIDON altimetry: 1992–1998. *Geophysical Research Letters*, v. 28, n. 1, p. 1–4, 2001.

HAN, W.; WEBSTER, P.J.; LIN, J.L.; LIU, W. T.; FU, R.; DONGLIANG, Y.; HU, A. Dynamics of intraseasonal sea level and thermocline variability in the equatorial atlantic during 2002–03. *Journal of Physical Oceanography*, v. 38, n. 5, p. 945–967, 2008.

HODGES, K. I. A general method for tracking analysis and its application to meteorological data. *Monthly Weather Review*, v. 122, n. 11, p. 2573–2586, 1994.

HODGES, K. I. Extension of spherical nonparametric estimators to nonisotropic kernels: An oceanographic application. *Monthly Weather Review*, v. 127, n. 2, p. 214–227, 1999.

HODGES, K. I. Feature tracking on the unit sphere. *Monthly Weather Review*, v. 123, n. 12, p. 3458–3465, 1995.

HOWLAND, C.J., TAYLOR, JR., & CAULFIELD, C.P. (2020). Mixing in forced stratified turbulence and its dependence on large-scale forcing. *Journal of Fluid Mechanics*, 898, A7.

JEAN-MICHEL, L.; ERIC, G.; ROMAIN, BÉ-B.; GILLES, G.; ANGÉLIQUE, M.; MARIE, D.; CLÉMENT, B.; MATHIEU, H.; OLIVIER, L. G.; CHARLY, R.; TONY, C.; CHARLES-EMMANUEL, T.; FLORENT, G.; GIOVANNI, R.; MOUNIR, B.; YANN, D.; PIERRE-YVES, L. T. The Copernicus Global 1/12° Oceanic and Sea Ice GLORYS12 Reanalysis. *Frontiers in Earth Science*, v. 9, p. 698876, 2021. DOI: 10.3389/feart.2021.698876.

JOHNS, William E.; LEE, Thomas N.; SCHOTT, Friedrich A.; et al. The North Brazil Current retroflection: Seasonal structure and eddy variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 95, n. C12, p. 22103–22120, 1990.

JOHNS, W. E.; ZANTOPP, R. J.; GONI, G. J. Cross-gyre transport by North Brazil Current rings. In: JOCHUM, M.; MALANOTTE-RIZZOLI, P. (Ed.). *Interhemispheric Water Exchange*. [S.l.]: NOAA Oceanographic Series, 2003. v. 68.

KATZ, E. J. Equatorial kelvin waves in the Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 92, n. C2, p. 1894–1898, 1987.

KLINGER, Barry A.; HAINE, Thomas W. N. Frontmatter. *Ocean Circulation in Three Dimensions*, 2017. Disponível em: </core/books/ocean-circulation-in-three-dimensions/frontmatter/3FEA198FFE90FEE16F66B77A9894C889>. Acesso em: 25 jun. 2025.

KRELLING, Ana P. M.; SILVEIRA, Ilson C. A. da; POLITO, Paulo S.; GANGOPADHYAY, Avijit; MARTINS, Renato P.; LIMA, José Antônio M.; MARIN, Fernando de O. A newly observed quasi-stationary subsurface anticyclone of the North Brazil Undercurrent at 4°S: The Potiguar Eddy. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 127, n. 11, 2020 e2022JC018746, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1029/2022JC018746>.

LIAO, G.; XU, X.; DONG, C.; CAO, H.; WANG, T. *Three-dimensional baroclinic eddies in the ocean: Evolution, propagation, overall structures, and angular models*. *Journal of Physical Oceanography*, Boston, v. 49, n. 10, p. 2597–2615, 2019.

LUKO, C. D.; SILVEIRA, I. C. A. da; SIMOES-SOUSA, I. T.; ARAUJO, J. M.; TANDON, A. Revisiting the Atlantic South Equatorial Current. *Journal of Geophysical*

Research: Oceans, v. 126, e2021JC017522, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1029/2021JC017522>.

LUMPKIN, R.; GARZOLI, S. L. Near-surface circulation in the tropical Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, v. 64, n. 1, p. 1–26, 2005.

MARCELLO, Fernanda; WAINER, Ilana; RODRIGUES, Regina R. South Atlantic subtropical gyre late twentieth century changes. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 123, n. 7, p. 4819–4835, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1029/2018JC013838>.

MÉMERY, L. et al. The water masses along the western boundary of the South and Equatorial Atlantic. *Progress in Oceanography*, v. 47, p. 69–98, 2000.

MEUNIER, J., MIQUEL, B., & GALLET, B. (2023). Vertical structure of buoyancy transport by ocean baroclinic turbulence. *Geophysical Research Letters*.

MOLEMAKER, M. J.; MCWILLIAMS, J. C.; YAVNEH, I. *Baroclinic instability and loss of balance*. *Journal of Physical Oceanography*, Boston, v. 35, n. 9, p. 1505–1517, 2005.

MOLINARI, R. L. Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean: 1978-1980. *Journal of Geophysical Research*, v. 87, p. 9707–9714, 1982.

NAPOLITANO, Dante C.; CARTON, Xavier; GULA, Jonathan. Vertical interaction between NBC rings and its implications for South Atlantic water export. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 129, n. 5, e2023JC020694, 2024. DOI: <https://doi.org/10.1029/2023JC020694>.

PARISE, C. K. Sensitivity and memory of the current mean climate to increased Antarctic sea ice: The role of sea ice dynamics. 2014. Tese (Doutorado) – National Institute for Space Research (INPE), 218 p. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/plutao/2014/11.19.18.13>.

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level Circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, v. 26, p. 1–73, 1991.

PHILANDER, S. G. Atlantic Ocean Equatorial Currents. *Encyclopedia of Ocean Sciences: Second Edition*, p. 234–237, 2001.

PHILANDER, S. G. H.; PACANOWSKI, R. C. The generation of equatorial currents. *Journal of Geophysical Research*, v. 85, n. C2, p. 1123, 1980. ISSN 0148-0227.

PICKARD, G. L.; EMERY, W. J. *Descriptive physical oceanography: an introduction*. 5. ed. Oxford: Pergamon Press, 1990.

RICHARDSON, P. L.; HUFFORD, G. E.; LIMEBURNER, R.; BROWN, W.S. North Brazil Current retroflection eddies. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 99, n. C3, p. 5081–5093, 1994.

RODRIGUES, Regina R.; ROTHSTEIN, Lewis M.; WIMBUSH, Mark. Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic Ocean: a numerical study. *Journal of Physical Oceanography*, v. 37, n. 1, p. 16–30, jan. 2007. DOI: <https://doi.org/10.1175/JPO2983.1>.

SCHOTT, F. a.; DENGLER, M.; ZANTOPP, R. J.; STRAMMA, L.; FISCHER, J.; BRANDT, P. The Shallow and Deep Western Boundary Circulation of the South Atlantic at 5° – 11° S. *Journal of Physical Oceanography*, v. 35, p. 2031–2053, 2005.

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.

SCHOTT, F. A.; STRAMMA, L.; FISCHER, J. The warm water inflow into the western tropical Atlantic boundary regime , spring 1994 waters of the equatorial circulation. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 24745–24760, 1995.

SCHUCKMANN, K. von. *Intraseasonal variability in the southwestern and central tropical Atlantic Ocean*. Tese (Doutorado) — University of Kiel, Kiel, Germany, Sep 2006. PhD thesis.

SCHUCKMANN, K., P. BRANDT, and C. EDEN (2008), Generation of tropical instability waves in the Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 113, C08034, doi:10.1029/2007JC004712.

SILVEIRA, Ilson C. A. da; MIRANDA, Luiz B. de; BROWN, Wendell S. On the origins of the North Brazil Current. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n. C11, p. 22.501–22.512, 15 nov. 1994.

SIMÕES-SOUSA, Iury T.; SILVEIRA, Ilson Carlos A.; TANDON, Amit; FLIERL, Glenn R.; RIBEIRO, Cesar H. A.; MARTINS, Renato P. The Barreirinhas Eddies: Stable energetic anticyclones in the near-equatorial South Atlantic. *Frontiers in Marine Science*, v. 10, 2021. DOI: <https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1134207>.

STRAMMA, L.; FISCHER, J.; REPPIN, J. The North Brazil Undercurrent. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 42, n. 5, p. 773–795, 1995.

STRAMMA, Lothar; SCHOTT, Friedrich. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, v. 46, n. 1–2, p. 279–303, 1999. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(98\)00109-X](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(98)00109-X).

SPECHT, M. S.; JUNGCLAUS, J.; BADER, J. Subsurface tropical instability waves in the atlantic ocean in model and observations. In: EGU General Assembly 2021. online: [s.n.], 2021.

WILSON, W. Douglas; JOHNS, William E.; GARZOLI, Silvia L. Velocity structure of North Brazil Current rings. *Geophysical Research Letters*, v. 29, n. 8, p. 1141–1144, 2002.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. *Guide to Climatological Practices*. 3rd ed. Geneva: WMO, 2011. (WMO-No. 100). Disponível em: https://library.wmo.int/viewer/55797?medianame=1203_en_#page=1&viewer=picture&o=bookmark&n=0&q=>. Acesso em: 24 jun. 2025.