



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
INSTITUTO DE CIÊNCIAS DO MAR
CURSO DE OCEANOGRAFIA

EMERSON SELTOM MELO DE ALMEIDA

**VARIABILIDADE DO BALANÇO DE CALOR NA CAMADA DE MISTURA DO
OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL UTILIZANDO DADOS *in situ* do ePIRATA**

FORTALEZA

2023

EMERSON SELTOM MELO DE ALMEIDA

VARIABILIDADE DO BALANÇO DE CALOR NA CAMADA DE MISTURA DO
OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL UTILIZANDO DADOS *in situ* do ePIRATA

Monografia apresentada ao Curso de Oceanografia do Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR), como requisito parcial à obtenção do título de Bacharel em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Gbekpo Aubains Hounsou-Gbo.

FORTALEZA

2023

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Sistema de Bibliotecas
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- A446v Almeida, Emerson Seltom Melo de.
Variabilidade do Balanço de Calor na Camada de Mistura do Oceano Atlântico Equatorial Utilizando Dados in situ do ePIRATA / Emerson Seltom Melo de Almeida. – 2023.
43 f.
- Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade Federal do Ceará, Instituto de Ciências do Mar, Curso de Oceanografia, Fortaleza, 2023.
Orientação: Prof. Dr. Gbekpo Aubains Hounsou-Gbo.
1. Fluxos de calor. 2. Niño/Niña do Atlântico. 3. Oceano. I. Título.

CDD 551.46

EMERSON SELTOM MELO DE ALMEIDA

VARIABILIDADE DO BALANÇO DE CALOR NA CAMADA DE MISTURA DO
OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL UTILIZANDO DADOS *in situ* do ePIRATA

Monografia apresentada ao Curso de Oceanografia do Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR), como requisito parcial à obtenção do título de Bacharel em Oceanografia.

Aprovada em: ___/___/_____.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Gbekpo Aubains Hounsou-Gbo (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Carlos Eduardo Peres Teixeira
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Me. Diógenes Passos Fontenele
Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME)

Aos meus pais, Sebastião e Edna.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Edna Silva e Sebastião Quirino, por serem o alicerce que me fez chegar até aqui.

Às minhas irmãs, Elana, Eduarda e Eulália por terem me ajudado de diversas formas durante esta caminhada.

Aos meus irmãos, sobrinhos e sobrinhas pela alegria compartilhada e apoio mesmo de longe.

Aos meus amigos de Porto do Mangue – RN, Jonas, Kaeme, Natália, Kaline, Wilton Amanda, Daniel, Livia e Mylla pelo companheirismo genuíno durante os últimos anos, apesar da distância.

À Ana Livia por ter estado (e estar) comigo em muitos momentos importantes e memoráveis nesta jornada.

A Gabriel Chrystian pela disposição e gentileza em me ajudar, além dos tempos vivenciados juntos neste último ano.

A Ícaro Vidal que através de seus atributos místicos sempre esteve disposto em dar suporte, além dos diversos momentos engraçados vividos.

Aos meus colegas do PET – Oceanografia pelos trabalhos realizados em conjunto e vivências além da universidade. Também sou grato ao , Beou, Endrel, Hellen H., Igor, JF, Kadu, Kevin, Loran, Lucas Maciel, Lucas V, Rebeca A., Rebeca C. e Rose pela presença e compartilhamentos de ótimos momentos e conversas.

À Professora Dra. Danielle Garcez pelos seus ensinamentos essenciais para minha formação.

Ao meu orientador Professor Dr. Aubains Hounsou-Gbo pelas motivações, paciência, ensinamentos e por me mostrar a beleza que é estudar a Oceanografia Física.

Todos vocês foram e são fundamentais para o bom desenvolvimento deste grande capítulo da minha vida.

Tenho esperança de que um maior conhecimento do mar, que há milênios dá sabedoria ao homem, inspire mais uma vez os pensamentos e as ações daqueles que preservarão o equilíbrio da natureza e permitirão a conservação da própria vida. (Jacques Cousteau).

RESUMO

Neste estudo analisamos a variabilidade dos termos do balanço de calor dentro da camada de mistura utilizando dados das boias do ePIRATA, projeto que consiste num conjunto de dados diários aprimorados desenvolvido para preencher lacunas temporais em dados de boias PIRATA. As boias utilizadas neste estudo estão localizadas no Oceano Atlântico Equatorial, nos pontos 0N0E, 0N10W, 0N23W e 0N35W. Tal região é muito dinâmica, caracterizada por eventos de aquecimento e resfriamento e que vem sofrendo aquecimento anômalo nos últimos anos. A Camada de Mistura é mais rasa na parte leste do que na parte oeste da bacia com valores máximos no segundo semestre do ano para todas as boias. A climatologia mensal de todas as boias mostra que o balanço de calor na interface oceano-atmosfera é positivo, indicando que o oceano está ganhando calor através da superfície, sendo a boia 0N10W a que recebe mais calor. A climatologia do termo de calor armazenado na camada de mistura indica que em abril, maio e junho há resfriamento da camada de mistura para todas as boias. Tratando-se da boia 0N10W, localizada dentro da região de ressurgência equatorial, vemos que a profundidade máxima da camada de mistura é $\sim 30\text{m}$ em outubro, o Armazenamento de calor médio está abaixo de -50W/m^2 (este valor negativo está associado a resfriamento sazonal na região de ressurgência equatorial) em junho, a Advecção (transporte de uma propriedade pelas correntes) e o termo Residual (a combinação de erros dos outros três termos, processos de mistura turbulenta assim como também a difusão horizontal) médios são ~ -50 e $\sim -140\text{W/m}^2$, respectivamente, em junho. Para as análises dos eventos atípicos focamos a nossa atenção na boia de 0N10W (no centro leste) por se tratar de uma região em que a ressurgência equatorial é mais intensa. Foram analisados os anos com eventos quentes (Niño de 2019 e 2021) e frios (Niña de 2001 e 2005) do Atlântico equatorial. Os resultados indicam que os eventos frios de 2001 e 2005 não resultam de uma maior perda de calor de oceano para a atmosfera. Da mesma forma, quando focamos nos eventos quentes de 2019 e 2021, podemos observar que o ganho de calor não veio da atmosfera na boia 0N10W. Isso sugere que outros fatores seriam responsáveis por esses eventos de aquecimentos e resfriamentos anômalos. Com isso, tanto o termo advectivo quanto o resíduo se mostraram importantes nos ganhos e perdas de calor na camada de mistura durante os eventos anômalos para a boia 0N10W.

Palavras-chave: Fluxos de calor, Niño/Niña do Atlântico, Oceano.

ABSTRACT

In this study we analyze the variability of heat balance terms within the mixed layer using buoy data from ePIRATA, a project that consists of an enhanced daily data set developed to fill temporal gaps in PIRATA buoy data. The buoys used in this study are located in the Equatorial Atlantic Ocean, at 0N0E, 0N10W, 0N23W and 0N35W. This region is very dynamic, characterized by warming and cooling events and has been suffering anomalous warming in recent years. The Mixed Layer is shallower in the eastern part than in the western part of the basin with maximum values in the second half of the year for all buoys. The monthly climatology of all buoys shows that the heat balance at the ocean-atmosphere interface is positive, indicating that the ocean is gaining heat through the surface, with the 0N10W buoy receiving the most heat. The climatology of the heat term stored in the mixed layer indicates that in April, May and June there is cooling of the mixed layer for all buoys. In the case of buoy 0N10W, located within the equatorial upwelling region, we see that the maximum depth of the mixed layer is $\sim 30\text{m}$ in October, the average heat storage is below -50W/m^2 (this negative value is associated with refrigeration seasonal in the equatorial upwelling region) in June, the average Advection (transport of a property by currents) and the Residual term (the combination of errors from the other three terms, turbulent mixing processes as well as horizontal diffusion) are ~ -50 and $\sim 140\text{W/m}^2$, respectively, in June. For the analysis of atypical events, we focused our attention on the 0N10W buoy (in the center east) as this is a region where equatorial upwelling is more intense. Years with warm events (2019 and 2021 Niño) and cold events (2001 and 2005 Niña) in the equatorial Atlantic were analyzed. The results indicate that the cold events of 2001 and 2005 did not result from greater heat loss from the ocean to the atmosphere. Similarly, when we focus on the hot events of 2019 and 2021, we can see that the heat gain did not come from the atmosphere at buoy 0N10W. This suggests that other factors would be responsible for these anomalous heating and cooling events. Therefore, both the advective term and the residue proved to be important in the heat gains and losses in the mixed layer during the anomalous events at 0N10W.

Keywords: Heat fluxes, Atlantic Niño/Niña, Ocean.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Diagrama esquemático dos fatores que influenciam a temperatura na camada de mistura. São eles: radiação solar de onda curta, radiação de onda longa emitida pelo oceano, perda de calor latente através da evaporação, transferência de calor sensível, difusão na interface oceano-atmosfera e na base da CM, estresse de ventos e advecção.

Figura 2 - Mapa esquemático mostrando as principais correntes tropicais no Atlântico Tropical.

Figura 3 - Médias mensais climatológicas de TSM e vento de superfície no Atlântico Tropical referentes aos meses de Janeiro e Julho.

Figura 4 - Localização das boias selecionadas do ePIRATA.

Figura 5 - Climatologia de TSM na região 30W-5E, 3S-3N.

Figura 6 - Série Temporal de Anomalias de TSM no ATL_{eq} (30W-5E, 3S-3N).

Figura 7 - Anomalias de TSM e Ventos no $ATL_{tropical}$ nos meses de outubro, novembro e dezembro do ano de 2001.

Figura 8 - Anomalias de TSM e Ventos no $ATL_{tropical}$ nos meses de maio, abril e julho no ano de 2005.

Figura 9 - Anomalias de TSM e Ventos no $ATL_{tropical}$ nos meses outubro, novembro e dezembro do ano de 2019.

Figura 10 - Anomalias de TSM e Ventos no $ATL_{tropical}$ nos meses de junho, julho e agosto do ano de 2021.

Figura 11 - Evolução sazonal da climatologia do perfil de Temperatura e da Profundidade da Camada de Mistura nas boias selecionadas. A linha sólida em cor preta representa a variação média mensal da profundidade da camada de mistura em cada boia analisada.

Figura 12 - Climatologia mensal do perfil de Temperatura e Profundidade da Camada de Mistura na boia 0N10W e médias mensais dos anos 2001, 2005, 2019 e 2021. A linha sólida de cor preta representa a média mensal, enquanto a linha preta traçada representa a variação observada em relação à média mensal.

Figura 13 - Climatologia mensal dos Termos do Balanço de Calor na Interface Oceano-Atmosfera das boias selecionadas. A linha laranja representa Q_{OC} , a vermelha é a Q_{OL} , em verde está o Q_L , em marrom está Q_S e em preto é representado o Q_{net} .

Figura 14 - Climatologia mensal dos Termos do Balanço de Calor na Interface Oceano-Atmosfera na boia 0N10W e médias mensais dos anos 2001, 2005, 2019, 2021. As linhas tracejadas em amarelo, magenta, verde limão, marrom e preto representam, respectivamente, as variações em relação a média de Q_{OC} , Q_{OL} , Q_L , Q_S e Q_{net} nos anos estudados.

Figura 15 - Climatologia mensal dos Termos do Balanço de Calor e Armazenamento na Camada de Mistura nas boias selecionadas. A linha sólida de cor azul representa o calor armazenado na camada de mistura, em vermelho se tem a advecção, em preto está o Q_{net} e em verde é visto o resíduo.

Figura 16 - Climatologia mensal dos Termos do Balanço de Calor e Armazenamento na Camada de Mistura na boia 0N10W e médias mensais dos anos 2001, 2005, 2019 e 2021. As linhas tracejadas em azul, vermelho, preto e verde representam, respectivamente, as variações em relação à média do calor armazenado na camada de mistura, da advecção, do Q_{net} e do resíduo nos anos estudados.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ATL	Oceano Atlântico
ATL _{eq}	Oceano Atlântico Equatorial
ATL _{tropical}	Oceano Atlântico Tropical
BC	Balanço Líquido de Calor
CCE	Contracorrente Equatorial
CEN	Corrente Equatorial Norte
CES	Corrente Equatorial Sul
CM	Camada de Mistura
ePIRATA	Enhanced Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic
PCM	Profundidade da Camada de Mistura
PIRATA	Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic
Q _L	Fluxo de Calor Latente
Q _{net}	Balanço Líquido de Calor na Interface Oceano-Atmosfera
Q _{OC}	Radiação de Onda Curta
Q _{OL}	Radiação de Onda Longa
Q _S	Fluxo de Calor Sensível
TSM	Temperatura Superficial do Mar
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

ρ	Densidade
c_p	Calor Específico da Água
h	Profundidade da Camada de Mistura
$\frac{\partial T}{\partial t}$	Variação de Temperatura em Função do Tempo
v	Velocidade Horizontal na Camada de Mistura
ϵ	Resíduo

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	11
2 OBJETIVOS	15
2.1. Geral	15
2.2. Específicos	15
3 MATERIAL E MÉTODOS	15
3.1. Dados	15
3.2. Localização das boias ePIRATA	16
3.3. Metodologia	16
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	18
4.1. Climatologia de TSM e Anomalia de TSM e Vento	18
4.1.1. Niña do Atlântico em 2001	19
4.1.2. Niña do Atlântico em 2005	20
4.1.3. Niño do Atlântico em 2019	21
4.1.4. Niño do Atlântico em 2021	22
4.2. Variação Vertical de Temperatura e a Profundidade da Camada de Mistura	24
4.3. Climatologia dos Termos de Balanço de Calor	26
4.3.1. Fluxo Líquido de Calor no Limite Oceano-Atmosfera	26
4.3.2. Balanço líquido de Calor Armazenado na Camada de Mistura	30
5 CONCLUSÕES	34
REFERÊNCIAS	35

1 INTRODUÇÃO

A principal parte do oceano que interage com a atmosfera é a Camada de Mistura (CM), pois está localizada na superfície do oceano em contato direto com a atmosfera sobrejacente, sendo, assim, agitada por ventos e convecção, cujas propriedades são relativamente uniformes na vertical (Marshall & Plumb, 2008). Dessa forma, as interações diretas que a CM possui com a atmosfera podem refletir fortemente em processos meteorológicos de regiões adjacentes, bem como na produtividade primária.

A profundidade e temperatura da CM variam sazonalmente em resposta aos fluxos de calor através da superfície que aquecem/resfriam as águas superficiais e a turbulência (intensidades de ventos e quebras de ondas) na CM (Stewart, 2008). Existem critérios para determinar a Profundidade da Camada de Mistura (PCM) que a inferem diferentes variações. O primeiro leva em consideração a densidade da água (resultado da combinação de temperatura e salinidade), enquanto o segundo, o isotermal, leva somente a variação de temperatura (Kara *et al.*, 2003).

Utilizando os fluxos de calor, pode-se estimar o Balanço Líquido de Calor (BC) para verificar se há perda ou ganho de calor em determinado corpo. No caso dos oceanos, o BC se caracteriza pela quantificação do saldo entre as saídas e entradas de calor de um corpo d'água (Talley *et al.*, 2011). O balanço líquido na interface oceano atmosfera é o balanço dos termos (Figura 1): Radiação de Onda Curta (Q_{OC}), Radiação de Onda Longa (Q_{OL}), Fluxo de Calor Latente (Q_L) e Fluxo de Calor Sensível (Q_S) (Talley *et al.*, 2011; Salviato, 2015). A Q_{OC} , radiação solar incidente, é influenciada pela latitude, albedo e cobertura de nuvens; Q_{OL} , radiação emitida pelo oceano, varia com a temperatura e umidade do ar, bem como a cobertura de nuvens; Q_L , energia perdida através da evaporação, varia em função do vento e da diferença da umidade entre a superfície do oceano e atmosfera, e Q_S varia de acordo com o vento e a diferença de temperatura entre a superfície do mar e ar (Talley *et al.*, 2011). Em uma determinada região do oceano, quando o balanço líquido de calor na interface oceano-atmosfera (Q_{net}) for positivo, isso implica dizer que está havendo ganho de calor do oceano, enquanto que para valores negativos, o oceano está perdendo calor.

Considerando que o Q_{net} pode ter influências sobre a camada de mistura (CM) nos oceanos de forma que haja aumento da sua profundidade (Salviato, 2015), tal fator está relacionado ao conteúdo de calor armazenado no oceano.

Em uma determinada região, além do Q_{net} , a quantidade de calor dentro da camada de mistura pode ser influenciada por processos de mistura na base da camada de mistura,

processos de difusão e processos de transporte de calor pelas correntes (advecção) (Foltz *et al.*, 2018). No caso das correntes mais próximas à superfície dos oceanos, elas são influenciadas por ventos. Sendo assim, na região equatorial dos oceanos, os ventos alísios refletem em Correntes Equatoriais Norte (CEN) e Sul (CES), fluindo em direção a oeste; e, entre elas, flui uma corrente em direção oposta, a Contracorrente Equatorial (CCE - Figura 2), confinadas em grande parte na CM (Knauss, 2005).

O calor dentro da camada de mistura está diretamente relacionado à Temperatura da Superfície do Mar (TSM). Na região do Oceano Atlântico Tropical (ATL_{tropical}), as médias mensais de TSM demonstram que ela é mais elevada no equador em janeiro e se desloca mais ao norte da bacia no mês de julho (Figura 3). Dessa forma, a variação de TSM na região equatorial influencia o deslocamento sazonal da posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) durante o ano (Varejão-Silva, 2006) e, conseqüentemente, são gerados períodos mais chuvosos a partir do primeiro mês, e mais secos nos continentes adjacentes mais ao sul a partir de julho.

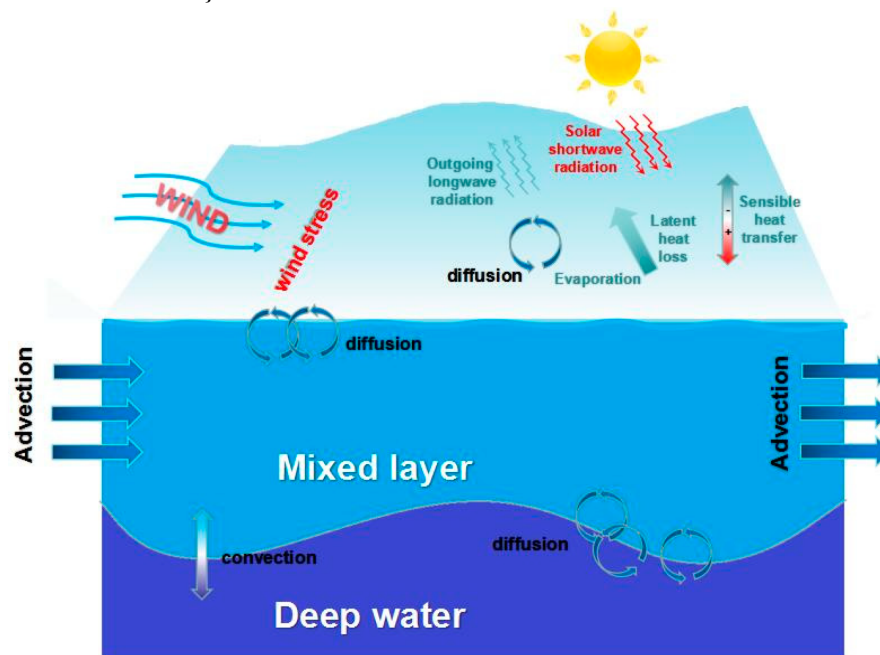
Ademais, o balanço de calor na camada de mistura pode ser utilizado em estudos de modos de variabilidades gerados por anomalias de temperatura superficial do mar e de ventos, como no caso da Língua Fria do Atlântico (Schludt *et al.*, 2014; Planton *et al.*, 2017; Ngakala *et al.*, 2023) e Niño/Niña do Atlântico (Nnamchi *et al.*, 2015; Jouanno *et al.*, 2017).

Diante da importância das trocas de calor entre o oceano e a atmosfera no clima das regiões adjacentes, é importante monitorar as variáveis do sistema oceano-atmosfera a fim de entender suas variações espacial e temporal, assim como suas relações com o clima. Tais monitoramento e pesquisa podem auxiliar na tomada de decisão de gestores públicos.

Em vista disso, na década de 1990, o *Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic* (PIRATA) foi desenvolvido como uma rede multinacional de observação do Brasil, França e Estados Unidos para melhorar o conhecimento e compreensão da variabilidade oceano-atmosfera no ATL_{tropical} (Bourlés *et al.*, 2008). O PIRATA coleta dados *in situ* utilizando boias fixas distribuídas no ATL_{tropical}. Além disso, desde o seu início, o PIRATA avançou fundamentalmente a compreensão da dinâmica dos oceanos em grande escala, das interações oceano-atmosfera e do papel do ATL_{tropical} no clima (Bourlés *et al.*, 2019). No entanto, devido à ausência de dados em alguns períodos das boias, foi desenvolvido o *Enhanced Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic* (ePIRATA). Este, consiste num conjunto de dados diários aprimorados desenvolvido para preencher lacunas temporais e mapear a temperatura e a salinidade da subsuperfície a partir da profundidade de 1 m e com espaçamento vertical de 5 m entre 5 e 200 m de profundidade (Foltz *et al.*, 2018).

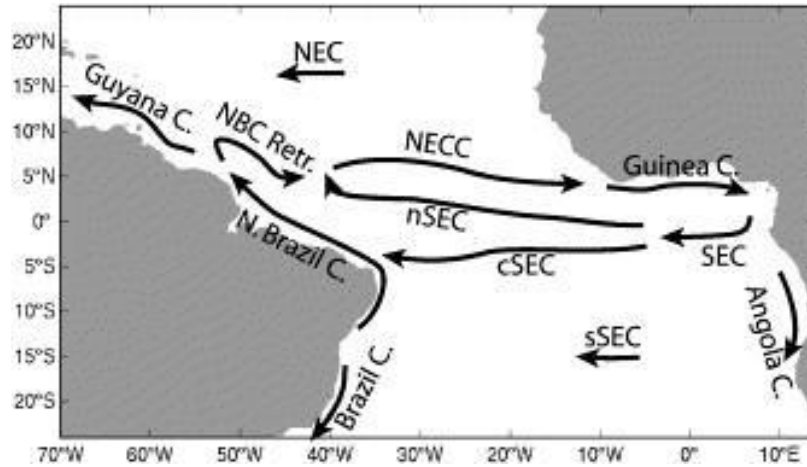
O Oceano Atlântico Equatorial (ATL_{eq}) vem sofrendo aquecimento anômalo nos últimos anos, principalmente em 2019 e 2021 (Richter *et al.*, 2022). O ATL_{eq} possui eventos muito dinâmicos de resfriamento e aquecimento, e a variabilidade de temperatura superficial do mar (TSM) nesta região ainda deixa questões em aberto (Lübbecke *et al.*, 2018). Portanto, realizar mais estudos acerca do balanço de calor na CM na região equatorial do Atlântico é essencial para a compreensão dos mecanismos que atuam sobre os eventos anômalos de calor nos oceanos e nas implicações em cenários futuros das mudanças climáticas.

Figura 1 - Diagrama esquemático dos fatores que influenciam a temperatura na camada de mistura. São eles: radiação solar de onda curta, radiação de onda longa emitida pelo oceano, perda de calor latente através da evaporação, transferência de calor sensível, difusão na interface oceano-atmosfera e na base da CM, estresse de ventos e advecção.



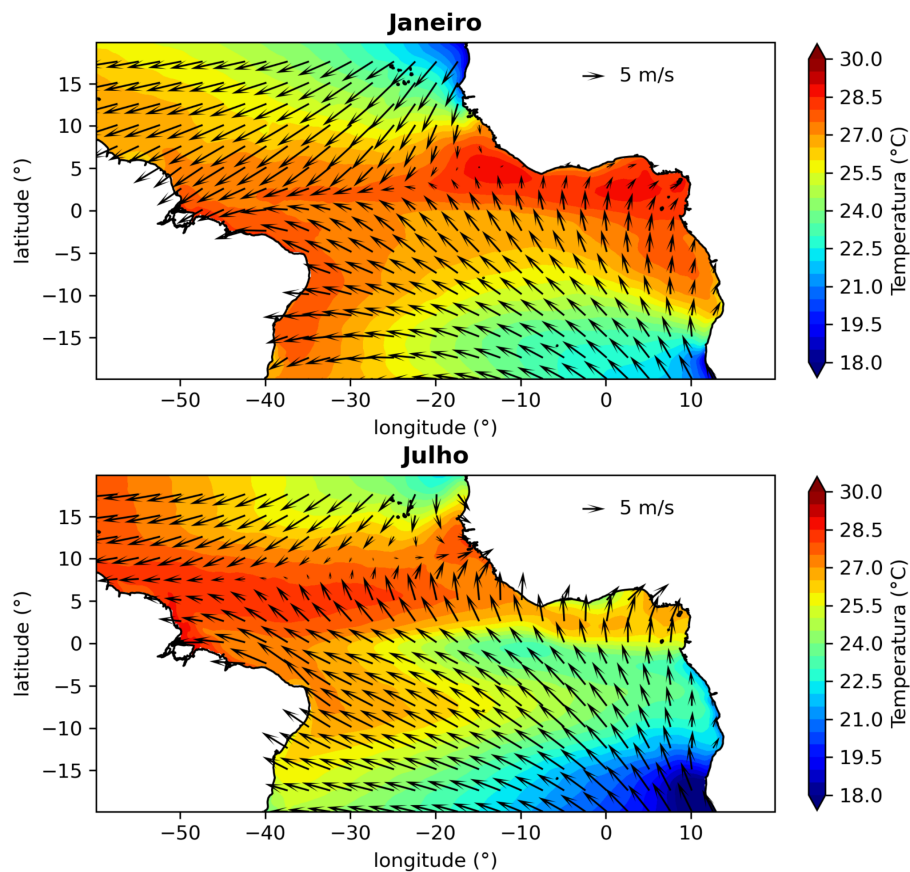
Fonte: Han *et al.* (2019).

Figura 2 - Mapa esquemático mostrando as principais correntes no Atlântico Tropical.



Fonte: Lumpkin & Garzoli (2005).

Figura 3 - Médias mensais climatológicas de TSM e vento de superfície no Atlântico Tropical referentes aos meses de Janeiro e Julho.



Fonte: Autor.

2 OBJETIVOS

2.1. Geral

Avaliar a variabilidade do balanço líquido de calor na camada de mistura do ATL_{eq} utilizando dados *in situ* de boias do ePIRATA.

2.2. Específicos

- Analisar a variação sazonal da profundidade da camada de mistura CM e sua relação com a temperatura dentro da coluna d'água;
- Analisar a variação sazonal dos termos do balanço para as boias localizadas ao longo do equador;
- Identificar eventos anômalos TSM no ATL_{eq} e determinar os principais termos do balanço de calor que contribuíram para esses eventos anômalos;

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Dados

Neste trabalho foram utilizados dados mensais de TSM e Ventos da região do Oceano ATL_{trop} . No caso da TSM, os dados foram obtidos através do *NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature V2* (OISST), encontrados em: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>; com intervalo de dados de setembro de 1981 a dezembro de 2022. Esses dados tem uma resolução espacial de 1° em longitude e 1° em latitude. Já em relação aos ventos, o conjunto de informações é composto pela junção de dados do QSCAT (escolhidos a partir de janeiro de 2000 a 2009) e ASCAT (escolhidos de abril de 2009 a dezembro de 2022), com resolução espacial de $0,25^\circ$ em latitudes e longitudes, disponíveis em: <https://cersat.ifremer.fr/fr/Data/Latest-products/Release-of-new-global-wind-fields-from-Metop-scatterometer>.

Para a análise dos termos do balanço de calor dentro da camada de mistura foram utilizados dados ePIRATA em: <https://www.aoml.noaa.gov/phod/epirata/>. O ePIRATA consiste num conjunto de dados diários aprimorados desenvolvido para preencher lacunas

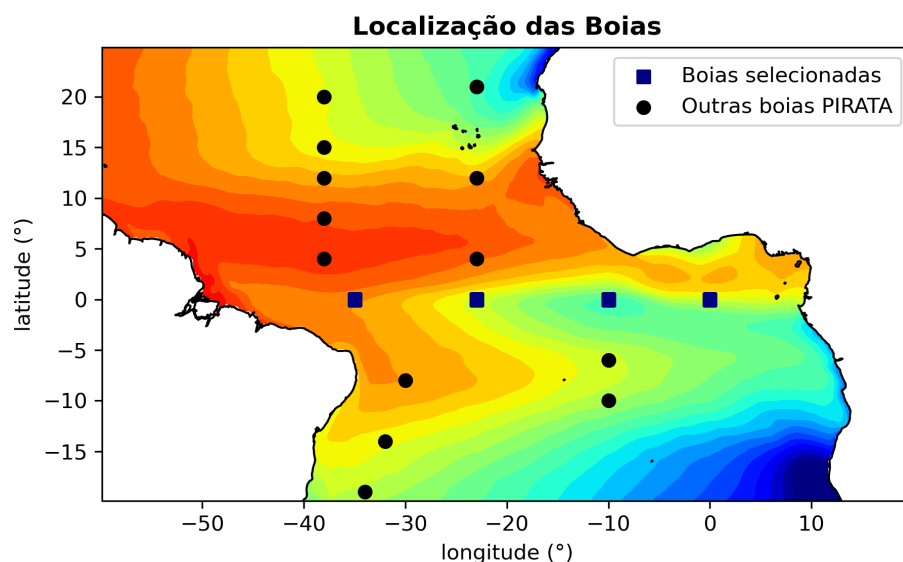
temporais e mapear a temperatura e a salinidade da subsuperfície a partir da profundidade de 1 m e com espaçamento vertical de 5 m entre 5 e 200 m de profundidade (Foltz *et al.*, 2018).

Para este estudo foram extraídos dados dos principais termos do balanço de calor (Q_{OC} , Q_{OL} , Q_L e Q_S), temperatura, PCM, termos de advecção dentro da camada de mistura, e o termo de armazenamento (“*storage*”). Essas informações foram coletadas e disponibilizadas pelo *Enhanced Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic* (ePIRATA) em: <https://www.aoml.noaa.gov/phod/epirata/>.

3.2. Localização das boias ePIRATA

As boias selecionadas para obtenção dos referidos dados estão localizadas no ATL_{eq}: 0N0E, 0N10W, 0N23W e 0N35W (Figura 4). Dessa forma, foi possível comparar as variações dos diferentes termos nas partes oeste e leste da região equatorial do Oceano Atlântico (ATL). O intervalo temporal de dados registrados e disponíveis das boias escolhidas vai de 1997 até o momento atual.

Figura 4 - Localização das boias selecionadas do ePIRATA.



Fonte: Autor.

3.3. Metodologia

Após a obtenção dos dados diários, foram feitas médias mensais dos dados de 1997 a dezembro de 2022. O Balanço Líquido de Calor na interface oceano atmosfera (Q_{net}) em cada ponto foi calculado a partir da Equação 1.

$$\text{Eq. 1. } Q_{\text{net}} = Q_{\text{OC}} - Q_{\text{OL}} - Q_{\text{L}} - Q_{\text{S}}$$

Onde Q_{OC} representa a radiação de onda curta, Q_{OL} a radiação de onda longa, Q_{L} o fluxo de calor latente e Q_{S} o fluxo de calor sensível.

Para auxiliar na determinação de processos responsáveis na variação de TSM na área de estudo, foi avaliado o balanço de calor dentro da CM aplicando a Equação 2 (Foltz *et al.*, 2013):

$$\text{Eq. 2. } \rho c_p h \frac{\partial T}{\partial t} = - \rho c_p h v \cdot \nabla T + Q_{\text{net}} + \epsilon$$

Diante dessa equação, o termo a esquerda representa a Taxa de Variação do Calor Armazenado na CM (Arm.), o primeiro termo da direita expressa a Advecção Horizontal (Adv.) e ϵ representa o Resíduo (Res.). Este último, se trata da combinação de erros dos outros três termos, processos verticais (e.g. mistura turbulenta), e outros termos muito menores, como a difusão horizontal (Foltz *et al.*, 2013). Importante destacar que ρ é a densidade; c_p o calor específico da água; h , correspondente à profundidade da camada de mistura (usando o critério de densidade); $\frac{\partial T}{\partial t}$ representa a variação de temperatura com o tempo e v é a velocidade horizontal na camada de mistura.

Além disso, foram calculadas anomalias (Eq. 3) de TSM para identificar eventos de forte aquecimento e esfriamento das águas superficiais do ATL_{trop}. Da mesma forma foram calculadas anomalias de ventos para avaliar sua relação com os eventos anômalos de TSM na região.

$$\text{Eq. 3. } \text{Anomalia} = \text{Valor Observado} - \text{Valor Climatológico}$$

Posteriormente, foram plotadas figuras de série temporal e climatologia dos termos e balanço de calor, além da variação vertical de temperatura para cada boia. A partir delas, é possível identificar alguns eventos atípicos dessas variáveis.

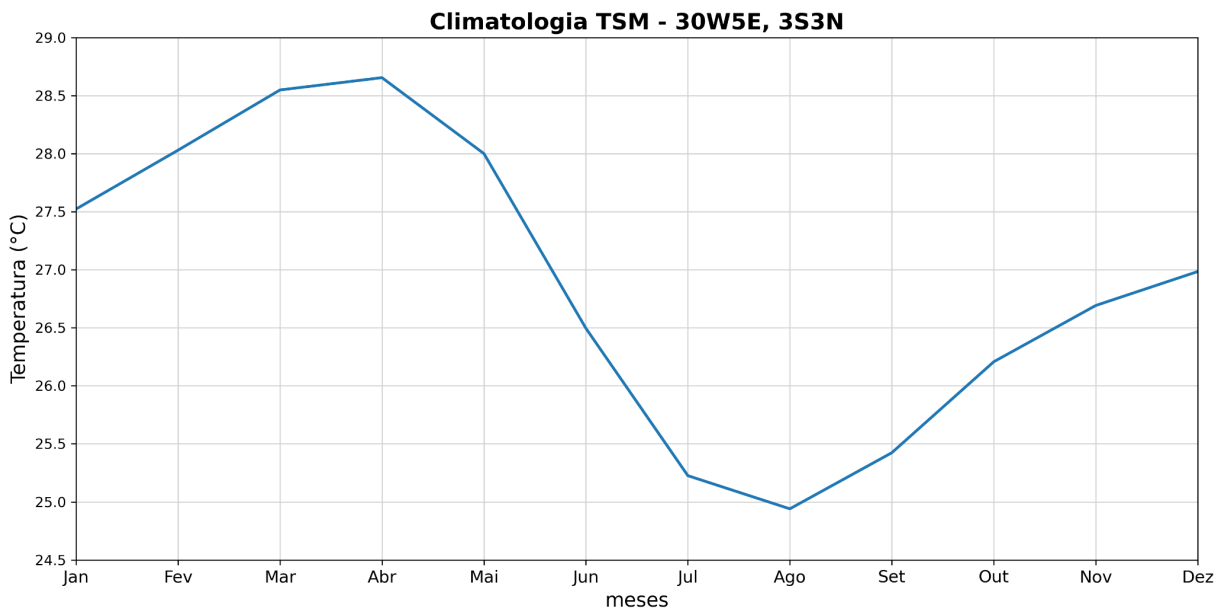
Os dados coletados e a metodologia utilizada permitiram obter os resultados a seguir.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Climatologia de TSM e Anomalia de TSM e Vento

Na Figura 5, a climatologia da TSM dentro da região equatorial (30W5E, 3S3N) para o período de 1981-2022, mostra que a variação da TSM ao longo do ano, com valor máximo pouco acima de 28,5°C em abril e valor mínimo um pouco abaixo de 25 °C em agosto, este valor mínimo sendo principalmente relacionado com a Língua Fria do Atlântico.

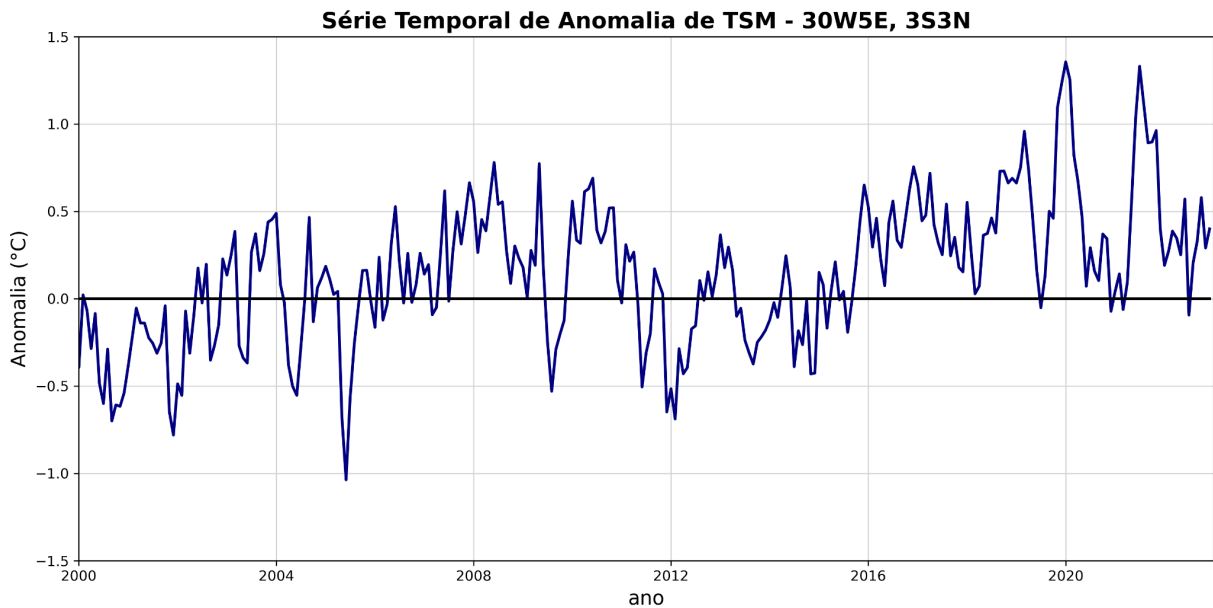
Figura 5 - Climatologia de TSM na região 30W-5E, 3S-3N.



Fonte: Autor.

A Figura 6 exibe as anomalias de TSM dentro da região equatorial (30W5E, 3S3N) para o período de 1981-2022. Nela podemos notar uma importante variabilidade interanual da TSM com alguns eventos de fortes anomalias positivas e negativas assim como uma tendência positiva de longo prazo (tendência de aquecimento) da TSM na região equatorial do Atlântico como indicado por estudos anteriores (Servain *et al.* 2014). Para nosso estudo, focamos em alguns eventos particularmente frios (Niña do Atlântico) como o ano de 2001 com anomalias próximo a -0,8 °C e o ano de 2005 com anomalias abaixo de -1 °C, e particularmente quentes (Niño do Atlântico) como final de 2019, início de 2020 e durante 2021 em que houveram anomalias próximas à 1,5°C.

Figura 6 - Série Temporal de Anomalias de TSM no ATL_{eq} (30W-5E, 3S-3N).

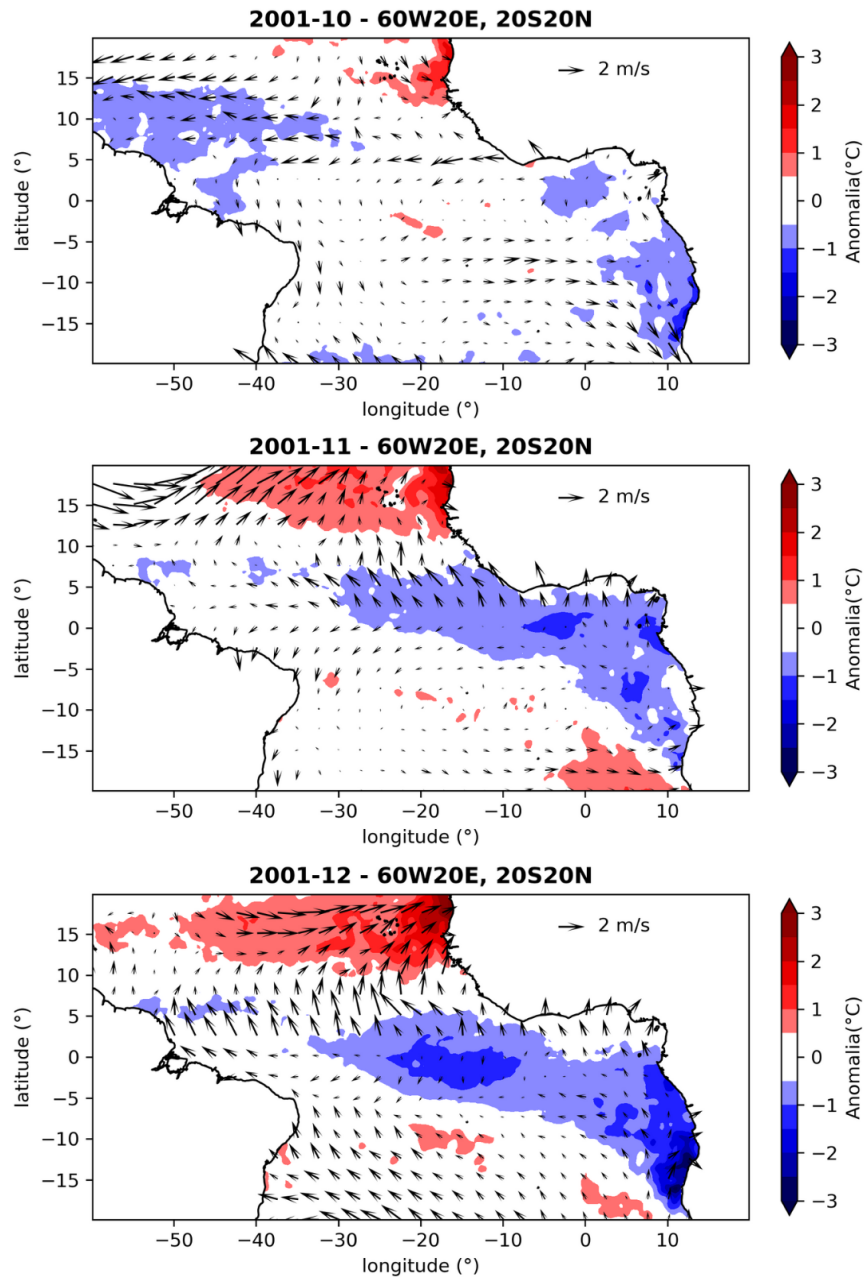


Fonte: Autor.

4.1.1. Niña do Atlântico em 2001

Ao longo dos meses, ou seja, de outubro a dezembro, constata-se um enfraquecimento de ventos alísios de nordeste (anomalia em direção ao norte) associado a um aquecimento das águas ao norte do equador. Em outubro, nota-se uma ausência de anomalias de TSM na região equatorial, exceto uma anomalia negativa fraca no Golfo da Guiné, enquanto em novembro ocorre uma maior extensão das anomalias negativas, com valores variando de $-0,5^{\circ}\text{C}$ a $-1,5^{\circ}\text{C}$. No mês de dezembro as anomalias de TSM se concentraram principalmente na parte central do ATL_{eq} (longitude -30° a -10°), variando negativamente até -2°C , e na parte leste da bacia do ATL_{tropical} (longitude 0° a -10°), até -3°C (Figura 7).

Figura 7 - Anomalias de TSM e Ventos no ATL_{tropical} nos meses de outubro, novembro e dezembro do ano de 2001.



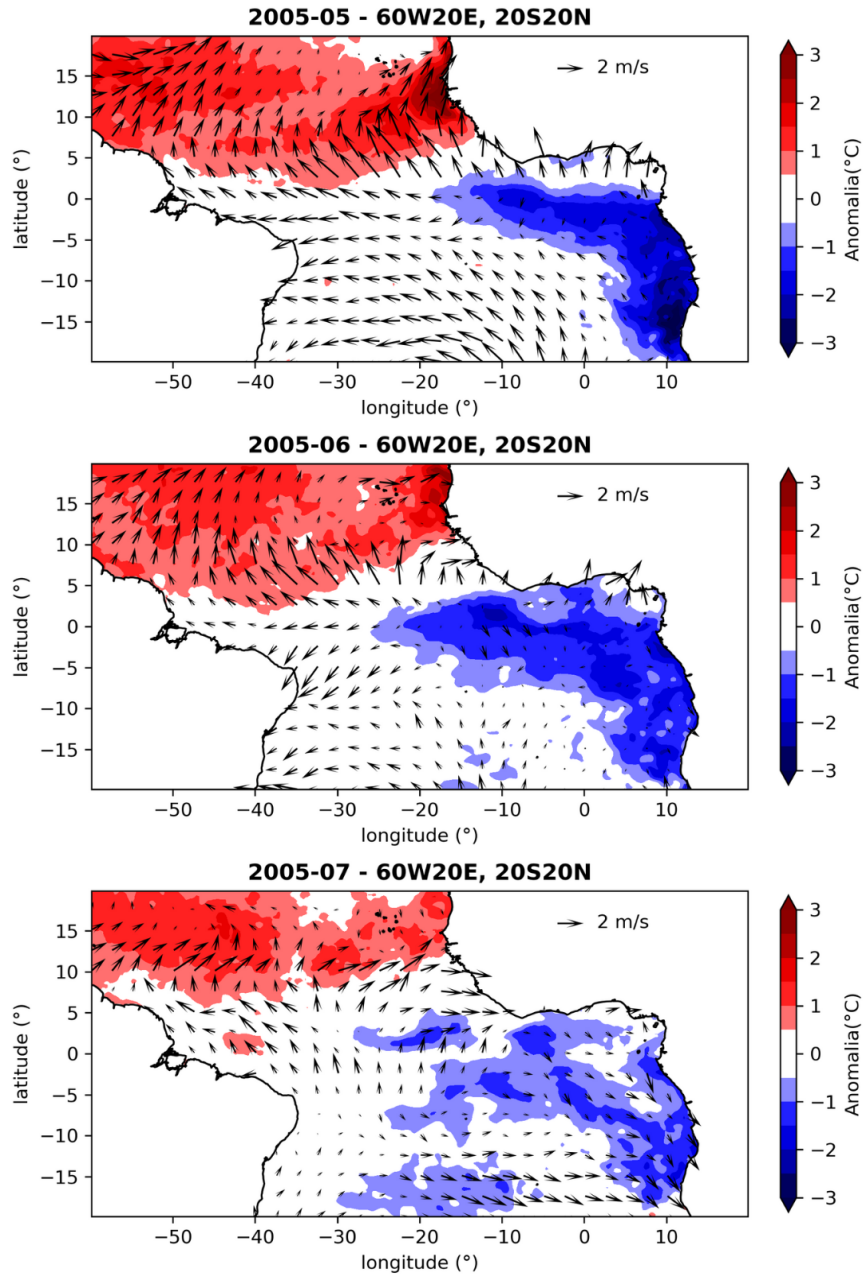
Fonte: Autor.

4.1.2. Niña do Atlântico em 2005

Para o ano de 2001, observamos um enfraquecimento dos alísios de nordeste entre maio e julho, associado a águas quentes ao norte do equador com temperaturas de até 3°C no norte da costa africana (Figura 8). Maio (mais intenso) e junho, mostram anomalias negativas de TSM que variam até -3°C na parte leste da bacia do ATL_{tropical}, referentes às regiões do

Equador e da Angola. Essas anomalias negativas de TSM na parte central e leste coincidem com uma intensificação dos alísios de sudeste.

Figura 8 - Anomalias de TSM e Ventos no ATL_{tropical} nos meses de maio, abril e julho no ano de 2005.



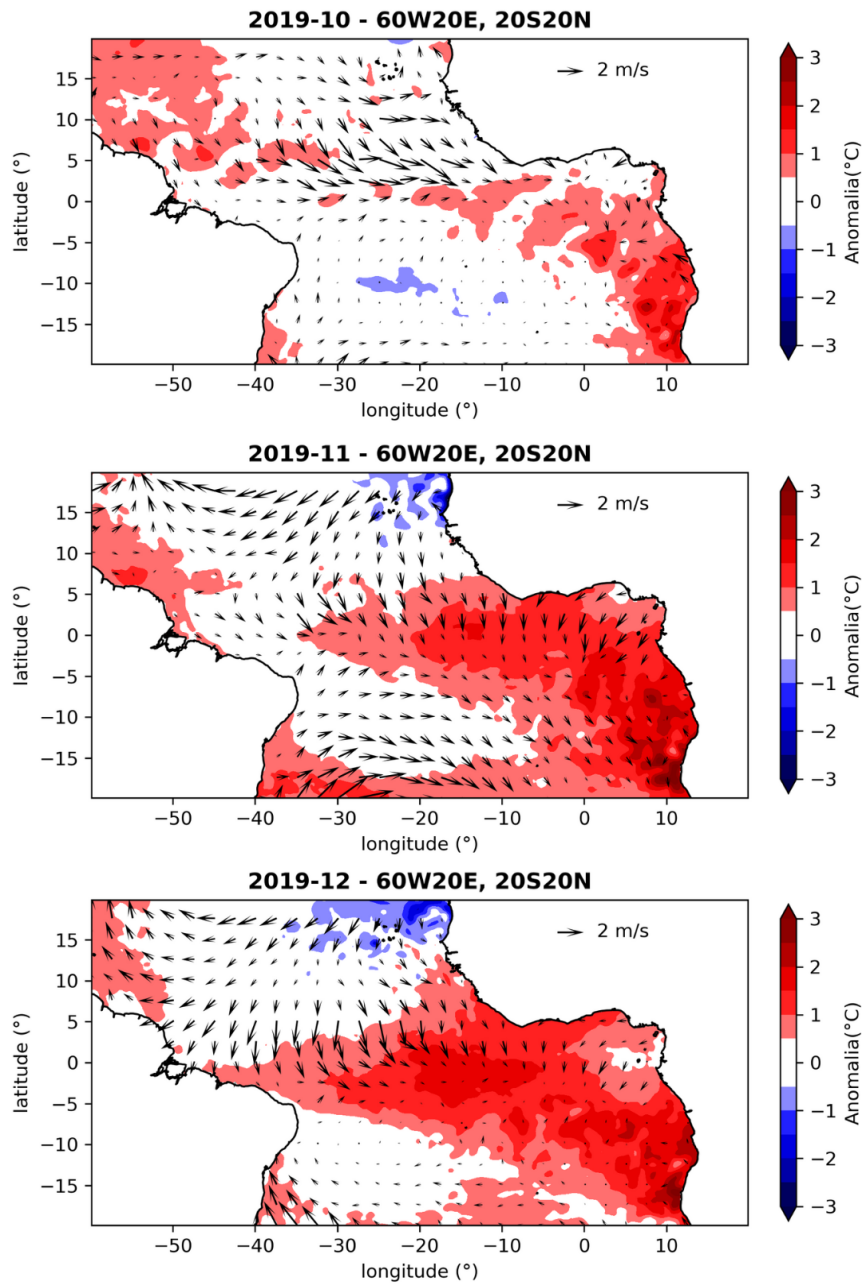
Fonte: Autor

4.1.3. Niño do Atlântico em 2019

Anomalias positivas de TSM são observadas no sul do ATL_{tropical} variando até 3°C a partir de outubro na costa da Angola (Figura 9). Há aumento espacial da região de

abrangência de anomalias positivas de TSM até dezembro do mesmo ano, chegando a alcançar a região equatorial, com oscilação de até 2°C. As anomalias de vento mostram maior intensidade em direção a sul (intensificação dos alísios de nordeste e enfraquecimento dos alísios de sudeste), de outubro a dezembro do mesmo ano.

Figura 9 - Anomalias de TSM e Ventos no ATL_{tropical} nos meses outubro, novembro e dezembro do ano de 2019.

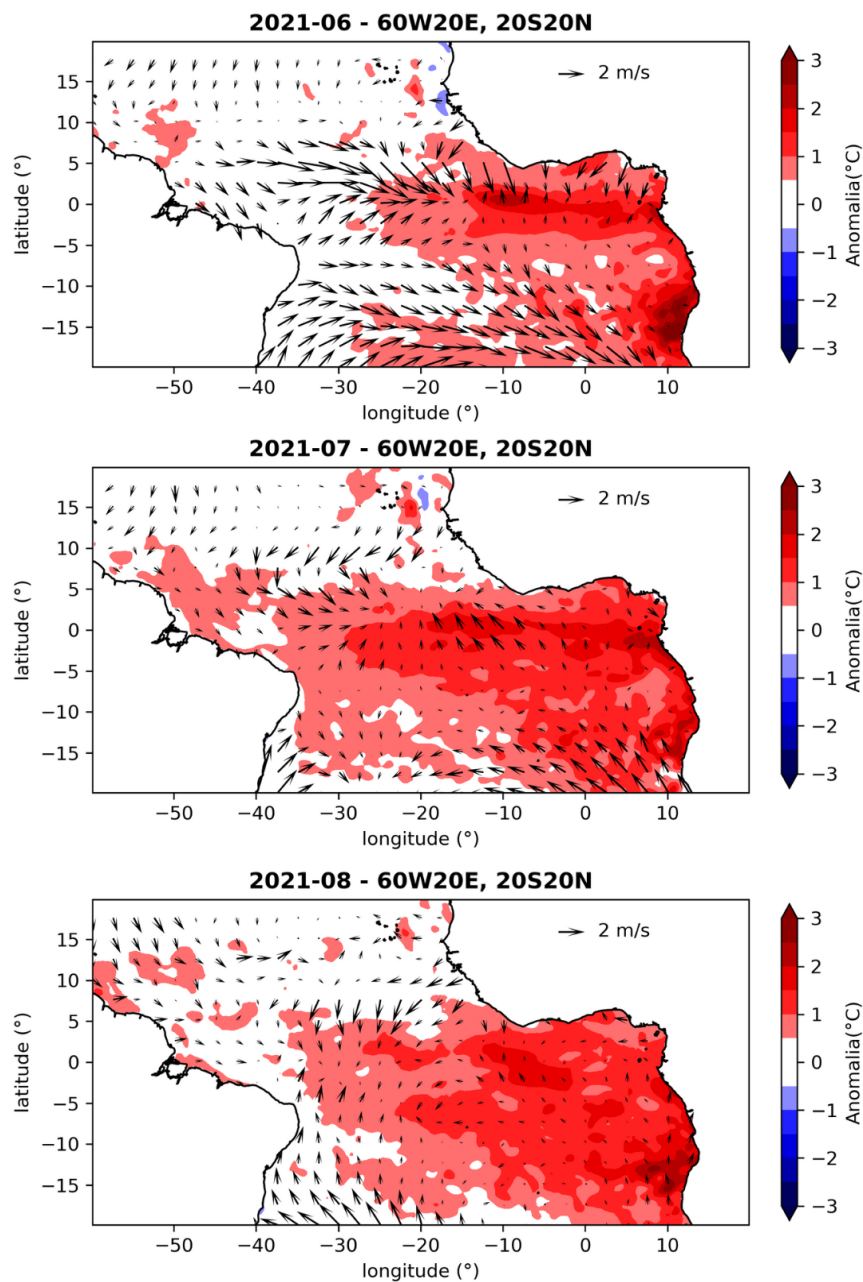


Fonte: Autor.

4.1.4. Niño do Atlântico em 2021

Observa-se que em junho há desintensificação anômala de ventos alísios de sudeste, o que pode contribuir para os registros de anomalia positiva de TSM de $2,5^{\circ}\text{C}$ na parte leste do ATL_{eq} , com pico na região $0\text{N}10\text{W}$ (Figura 10). Entre junho e agosto, as anomalias positivas de TSM permanecem no leste do ATL_{eq} com variações de até 2°C do Atlântico sul e ATL_{eq} . Isso demonstra uma influência da intensificação dos ventos alísios de nordeste na permanência da TSM aquecida na região.

Figura 10 - Anomalias de TSM e Ventos no $\text{ATL}_{\text{tropical}}$ nos meses de junho, julho e agosto do ano de 2021.



Fonte: Autor.

4.2. Variação Vertical de Temperatura e a Profundidade da Camada de Mistura

A partir desta seção, somente a boia 0N10W foi analisada por completa pois está localizada numa região onde os eventos de Niño/Niña são mais evidentes e significativos.

De início, foi analisada a evolução anual das climatologias dos perfis de temperatura e da profundidade da camada de mistura nas boias selecionadas (Figura 11).

Em relação a variação vertical da temperatura nas boias 0N0E, é visto que de janeiro a maio a temperatura da água possui valores próximos e um pouco maiores que 30°C em até aproximadamente 20m de profundidade. Entre junho e setembro observa-se que a temperatura está por volta de 26°C. A climatologia da PCM mostra que de janeiro até agosto a CM ficou em profundidades abaixo de 25m, mas entre agosto e dezembro a profundidade média se aproxima de 25m.

A temperatura vertical na boia 0N10W entre fevereiro e abril é encontrada em torno de 30°C em até aproximadamente 20m de profundidade. Há registros de temperatura próxima a 24°C em profundidades de até 15m nos meses de julho e agosto. A profundidade média da CM média alcança valores acima de 25m em setembro e outubro, e segue abaixo desse valor nos outros meses.

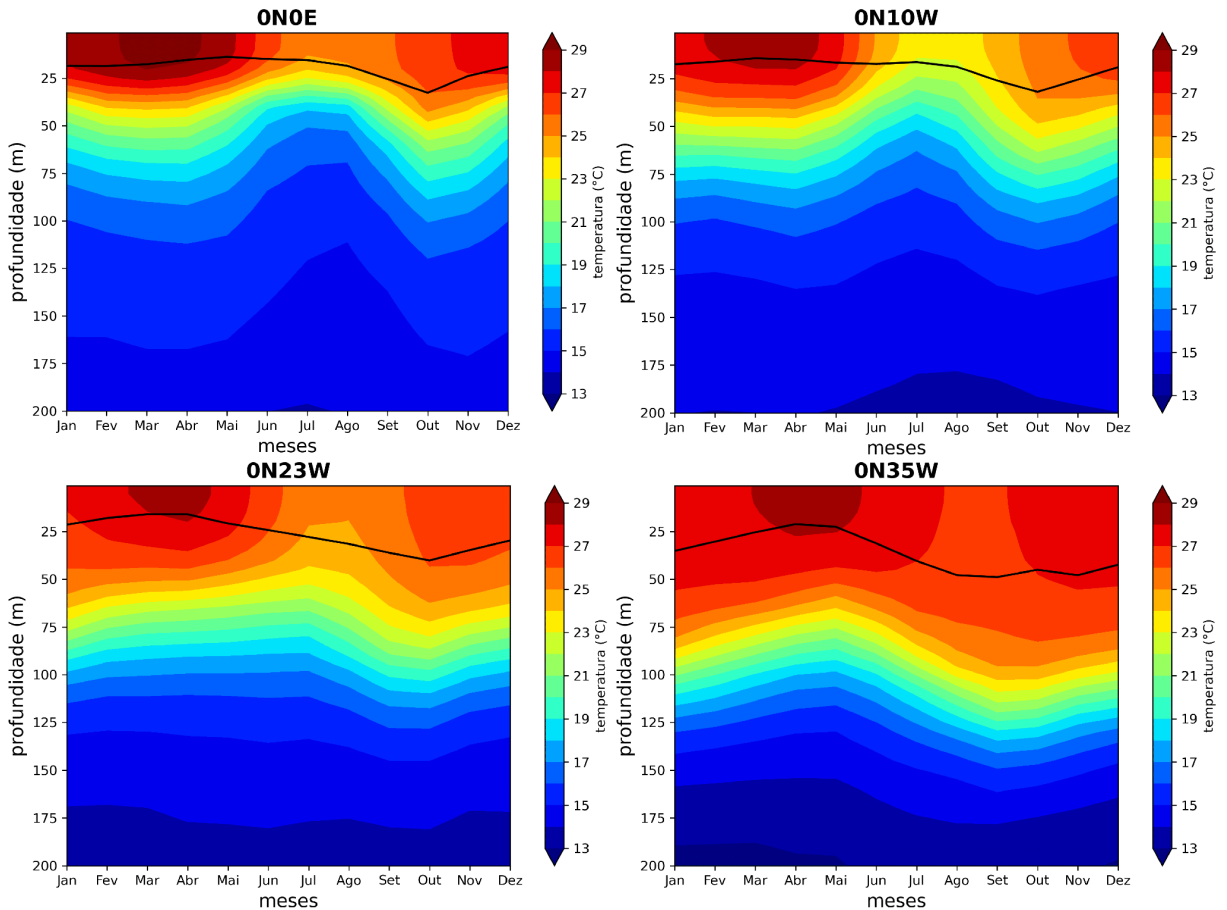
Na região da boia 0N23W, é percebido que entre março e abril a superfície do oceano possui maiores temperaturas (29°C), mas de janeiro até junho há valores majoritários em torno de 26 e 27°C na coluna d'água até próximo de 50m de profundidade. Nos meses de julho a setembro até a região um pouco próxima de 30m possui temperatura próxima a 26°C, voltando a aumentar a partir de outubro. A média da PCM está abaixo de 25m no primeiro semestre do ano, mas no segundo semestre está mais acima.

A boia 0N35W, entre os meses de janeiro e julho é visto que a camada até 50m possui temperatura de no mínimo 28°C, com pico entre março e maio com valores mais próximos a 29°C. A temperatura na coluna d'água até 15m chega a 26°C nos meses de agosto e setembro; voltando a 28°C no último trimestre. A PCM média inicia próximo a 30m em janeiro, segue diminuindo gradativamente até 25m em maio, passa a aumentar a partir de junho e vai até setembro com valores aproximados a 50m, e, nos últimos meses fica entre 30 e 50m.

De forma geral se percebe que a camada de mistura é mais profunda na boia mais ao oeste (0N35W) do que nas boias localizadas na parte leste da bacia. Isso se dá porque a temperatura vertical é maior na parte oeste do que na parte leste. Além disso, a ressurgência equatorial influencia na variação da camada de mistura e é mais evidente na parte leste da bacia. Diante disso, para as análises dos eventos atípicos focaremos a nossa atenção na boia

0N10W (no centro leste). Ademais, algumas figuras sobre a boias 0N35W podem ser vistas nos Apêndices A, B e C.

Figura 11 - Evolução sazonal da climatologia do perfil de Temperatura e da Profundidade da Camada de Mistura nas boias selecionadas. A linha sólida em cor preta representa a variação média mensal da profundidade da camada de mistura em cada boia analisada.



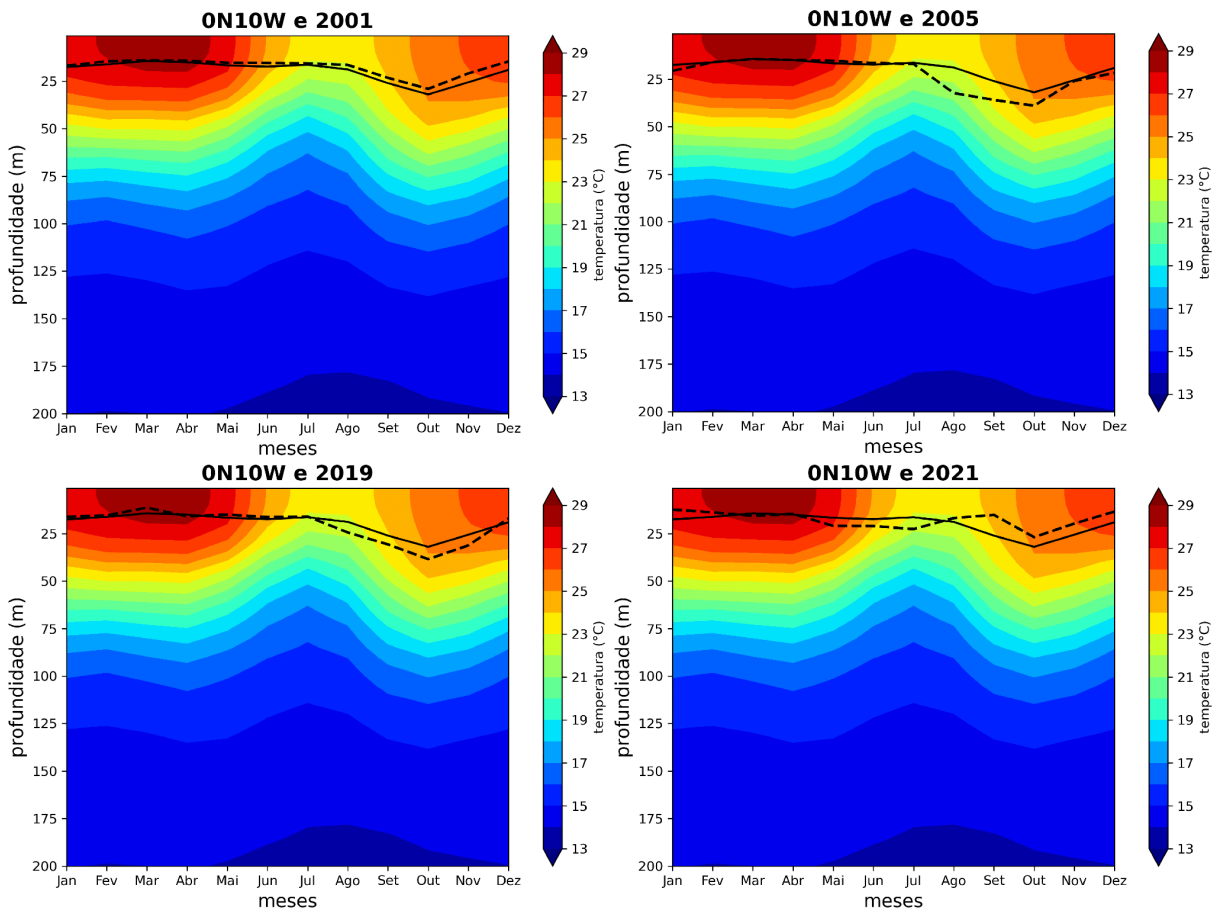
Fonte: Autor.

A Figura 12 mostra as variações da PCM em relação à média e da temperatura vertical nos anos 2001, 2005, 2019 e 2021, na boia 0N10W.

Em 2001, a PCM permanece próximo à média durante o ano todo, entretanto um pouco abaixo da média (mais rasa) a partir de agosto, período de resfriamento da TSM (Figura 11 e Figura 6). Em 2005, nos meses de agosto e setembro, a PCM ultrapassa a média, chegando a valores mais próximos a 40m. No caso de 2019, a PCM aumenta em relação à média entre os meses de agosto e novembro, também chegando a aproximadamente 40m. Esta camada de mistura mais profunda está associada ao aquecimento anômalo da TSM no final de 2019 (Figura 8). Por fim, em 2021 a camada de mistura é mais profunda que a média entre

abril e julho (mês com maior pico de anomalia de TSM na região) com valores em torno de 25m. A partir de agosto a PCM fica mais rasa que a média, com valores entre 15m e 20m até o final do mesmo ano.

Figura 12 - Climatologia mensal do perfil de Temperatura e Profundidade da Camada de Mistura na boia 0N10W e médias mensais dos anos 2001, 2005, 2019 e 2021. A linha sólida de cor preta representa a média mensal, enquanto a linha preta traçada representa a variação observada em relação à média mensal.



Fonte: Autor.

4.3. Climatologia dos Termos de Balanço de Calor

4.3.1. Fluxo Líquido de Calor no Limite Oceano-Atmosfera

A Figura 13 apresenta as climatologias dos Termos do Balanço de Calor na Interface Oceano-Atmosfera das boias seleccionadas.

É possível ver que na boia 0N0E os valores de Q_{net} são todos positivos, sendo os valores mínimos (entre ~ 25 e ~ 30 W/m^2) encontrados entre os meses de maio, junho e julho;

enquanto que em outubro foram registrados fluxos líquidos de calor de aproximadamente 75 W/m^2 . A linha do Q_{net} acompanha as descidas e subidas da radiação de onda curta (Q_{OC}), o que pode demonstrar uma forte relação direta entre essas duas variáveis no 0N0E. Isso significa que altos valores de Q_{OC} refletem em um fluxo líquido de calor mais positivo na região da boia 0N0E.

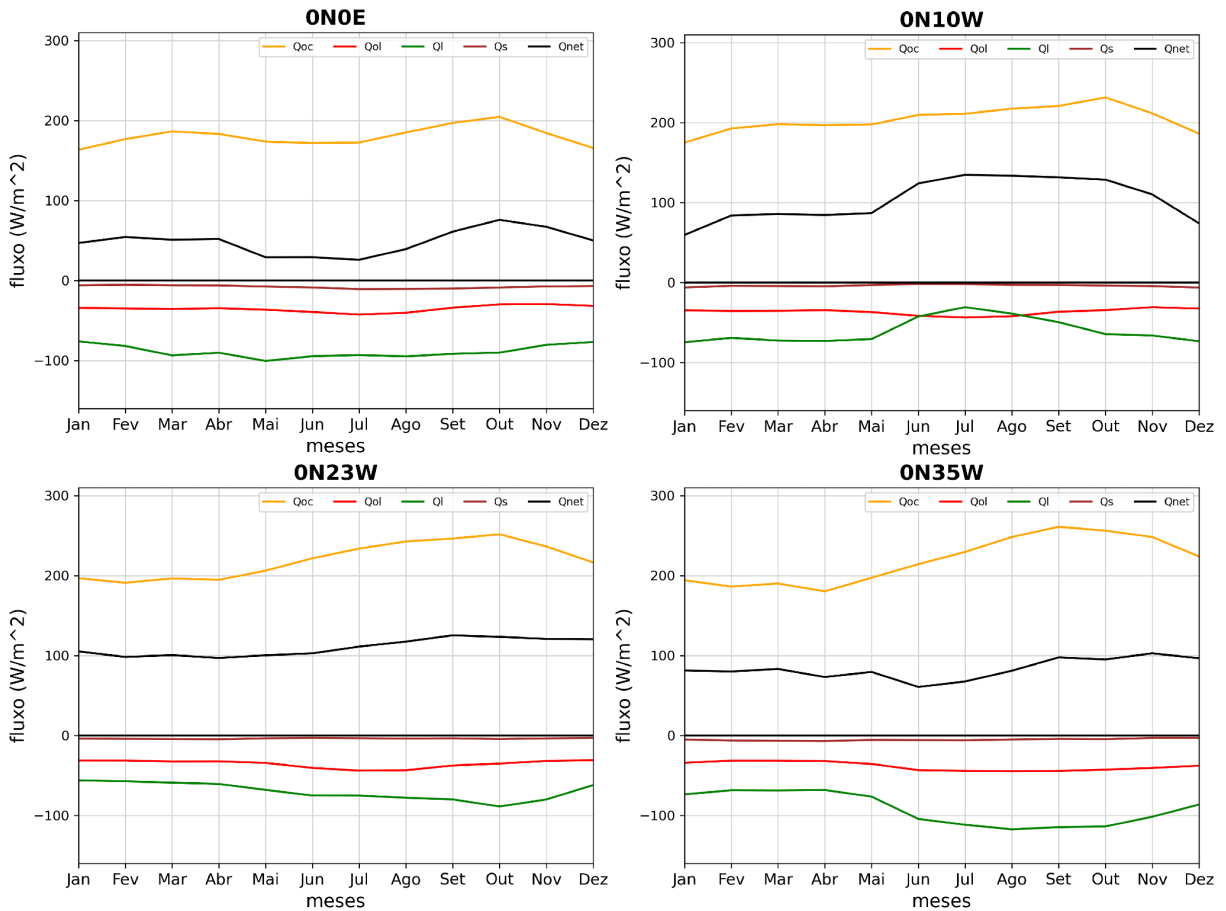
Para a boia 0N10W, é notável que de maio para julho há um aumento significativo de Q_L (de aproximadamente -75 para -30 W/m^2) e um crescimento sutil de Q_S . As linhas do Q_{net} e da Q_{OC} acompanham esses crescimentos no mesmo período. A partir de julho há diminuição dos termos citados anteriormente e fluxo líquido, exceto da Q_{OC} (em outubro é registrado o pico de absorção pelo oceano). Os valores mínimos e máximos de Q_{net} são, respectivamente, ~ 60 (janeiro) e $\sim 140 \text{ W/m}^2$ (julho). As Q_{OC} s dos anos analisados possuem valores regulares, com poucos registros atípicos em relação à média.

Já na boia 0N23W Q_{net} possui valores mínimos em torno de 100 W/m^2 e quase que constante no primeiro semestre do ano. Em julho há aumento do fluxo líquido de calor, chegando a $\sim 125 \text{ W/m}^2$ no mês de setembro. A Q_{OC} tem mínimos de $\sim 200 \text{ W/m}^2$ e aumenta consideravelmente a partir de abril chegando ao seu pico ($\sim 250 \text{ W/m}^2$) em outubro. Em comparação a Q_{OC} , os outros termos do balanço de calor não apresentaram alterações expressivas ao longo do ano. Isso implica dizer que nesta localização a Q_{OC} possui papel importante no fluxo de calor, de forma que define se o oceano em determinada região está ganhando ou perdendo calor para a atmosfera.

Por fim, na boia 0N35W, os dados demonstram valores constantes de Q_L entre -50 e -100 W/m^2 nos primeiros meses, tendo uma forte perda a partir de junho com valores próximos a -120 W/m^2 e a perda volta a diminuir após outubro. Em relação a Q_{OC} , há aumento forte de valores positivos entre abril e setembro, ultrapassando 250 W/m^2 . Já o Q_{net} se mantém em valores próximos a 75 W/m^2 , decaindo para $\sim 50 \text{ W/m}^2$ em junho e indo para em torno de 100 W/m^2 até o mês de dezembro.

Vale ressaltar que para todas as quatro (4) boias, o Q_{net} é positivo ao longo do ano, o que significa que o oceano está ganhando calor da atmosfera nessas regiões. Os termos de fluxo de calor latente (Q_L), de radiação de onda longa (Q_{OL}) e de fluxo de calor sensível (Q_S) são todos negativos para as 4 boias consideradas, ou seja, contribuem para o resfriamento da camada de mistura, sendo o Q_L o termo que mais tira calor do oceano seguido pelo Q_{OL} .

Figura 13 - Climatologia mensal dos Termos do Balanço de Calor na Interface Oceano-Atmosfera das boias selecionadas. A linha laranja representa Q_{OC} , a vermelha é a Q_{OL} , em verde está o Q_L , em marrom está Q_S e em preto é representado o Q_{net} .



Fonte: Autor.

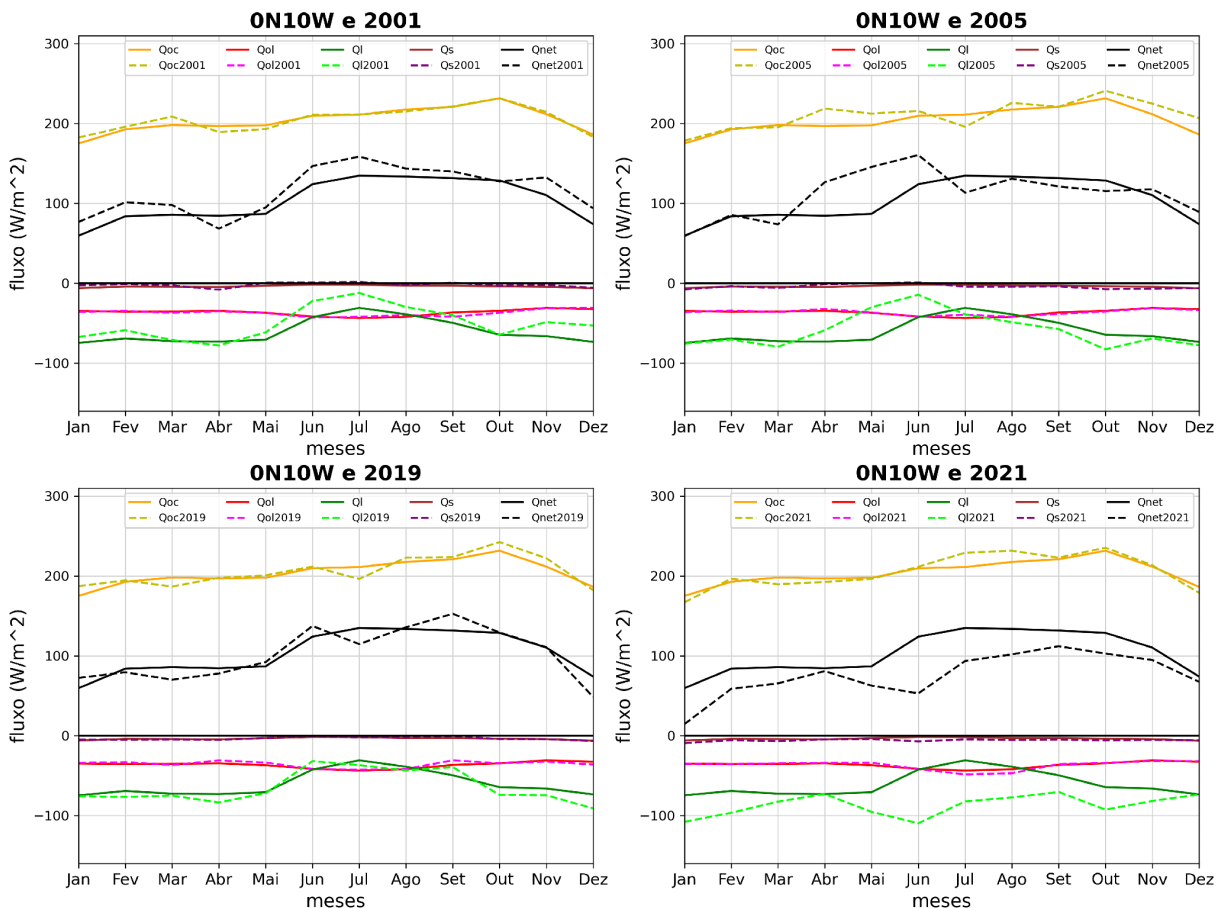
Nesta parte analisamos os fluxos na superfície para os eventos de Niño e Niña do Atlântico selecionados anteriormente.

A Figura 14 mostra as variações em relação à média dos termos do Q_{net} nos anos 2001, 2005, 2019 e 2021, na boia 0N10W.

Em 2001, ambos Q_{net} e Q_L variam acima da média durante todo o ano, exceto no mês de abril. Já a Q_{oc} permanece praticamente na média durante todo o ano, situando-se acima da média no mês de março e abaixo nos meses de abril e maio. O Q_L mostra-se acima da média em abril, maio e junho no ano de 2005 e abaixo da média de julho a dezembro do mesmo ano; totalmente abaixo da média no ano de 2021, chegando a valores menores que -100W/m^2 em janeiro e junho. No caso do Q_{net} , entre abril e junho de 2005 é estimado valores muito acima da média, enquanto que no ano de 2021, o Q_{net} é totalmente estimado abaixo da média, com valores variando entre ~ 0 e $\sim 100\text{W/m}^2$. O Q_L é o termo que mais contribuiu para o baixo valor de Q_{net} observado no ano 2021.

De forma geral, podemos constatar que os desvios do Q_{net} em relação à média são principalmente gerados pelo Q_L nos anos considerados. Quando analisamos os eventos frios de 2001 e 2005, podemos concluir que os resfriamentos observados não resultam de uma maior perda de calor de oceano para a atmosfera. Da mesma forma, quando focamos nos eventos quentes de 2019 e 2021, podemos observar que o ganho de calor não veio da atmosfera (Q_{net}) na boia 0N10W. Isso sugere que outros fatores seriam responsáveis por esses eventos de aquecimentos e resfriamentos anômalos.

Figura 14 - Climatologia mensal dos Termos do Balanço de Calor na Interface Oceano-Atmosfera na boia 0N10W e médias mensais dos anos 2001, 2005, 2019, 2021. As linhas tracejadas em amarelo, magenta, verde limão, marrom e preto representam, respectivamente, as variações em relação a média de Q_{OC} , Q_{OL} , Q_L , Q_S e Q_{net} nos anos estudados.



Fonte: Autor.

4.3.2. Balanço líquido de Calor Armazenado na Camada de Mistura

Depois desta análise dos fluxos de energia na superfície, vamos avaliar outros termos que contribuem para o balanço de calor dentro da camada de mistura.

Na Figura 15 são apresentadas as climatologias da taxa armazenamento de calor (Arm.), do termo de advecção horizontal (Adv.), do balanço na interface oceano atmosfera (Q_{net}) e do termo de resíduo (Res.), que representa a combinação dos outros termos e os erros.

Para a boia 0N0E, o termo de armazenamento de calor, que quantifica a tendência de ganho ou perda de calor devido aos outros termos do balanço, tem seu valor mínimo próximo de -50W/m^2 em maio, ou seja, maior perda de calor e apresenta caráter positivo entre agosto e abril com pico de $\sim 45\text{W/m}^2$ (maior ganho de calor) em setembro. Como visto anteriormente, os valores de Q_{net} se mantêm com fluxo positivo em torno de 50W/m^2 de janeiro a abril, decresce até julho com mínima de $\sim 25\text{W/m}^2$, chega no seu valor máximo de $\sim 80\text{W/m}^2$ em outubro. A advecção oscila durante os meses, com máxima de $\sim 25\text{W/m}^2$ (contribuindo para ganho de energia) e mínima de $\sim -25\text{W/m}^2$ (contribuindo para perda de energia). O resíduo permanece negativo o ano todo, com valores mínimos e máximos de $\sim -95\text{W/m}^2$ em junho e $\sim -5\text{W/m}^2$ em setembro, respectivamente. De forma geral, podemos observar que a evolução da curva de resíduo segue a curva do armazenamento ao longo do ano na boia 0N0E.

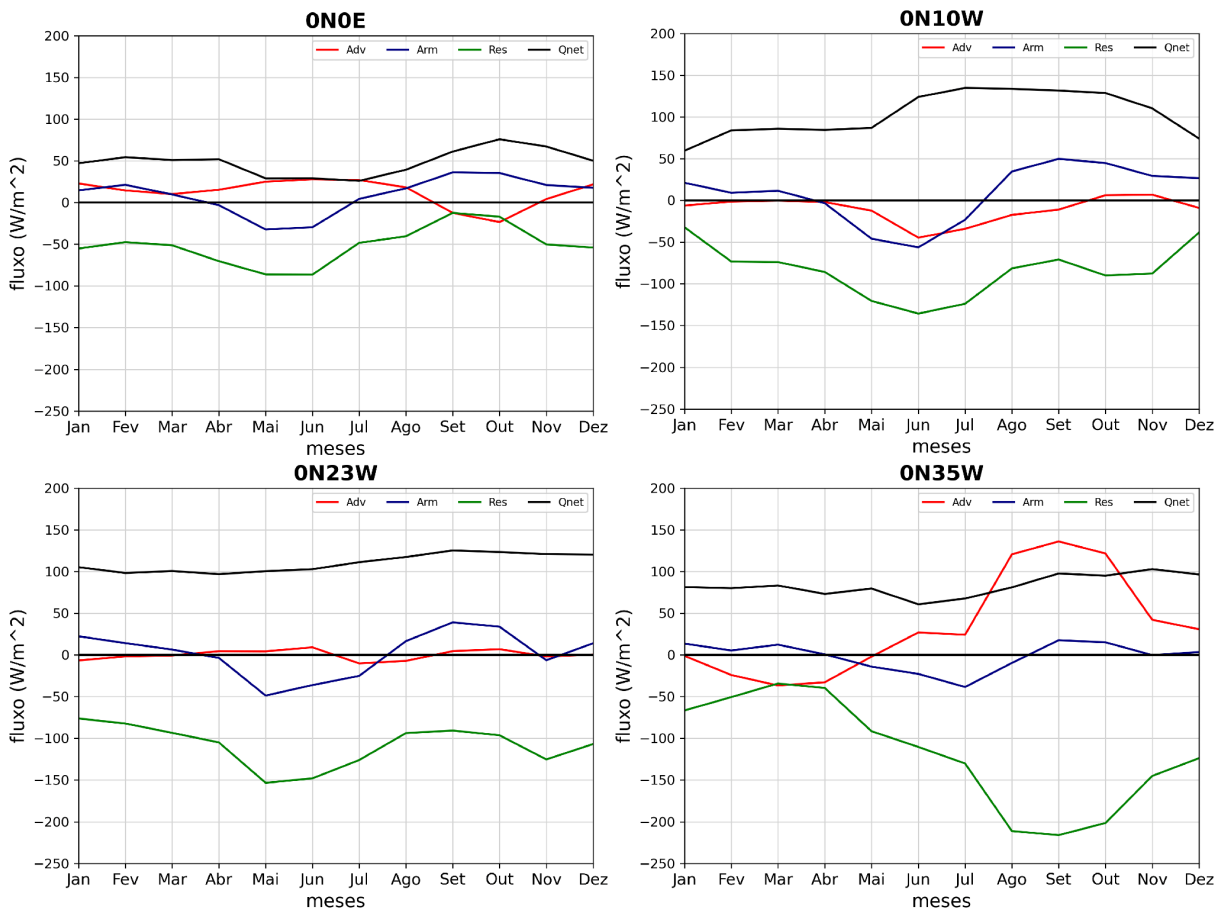
Para a boia 0N10W, o armazenado possui valor mínimo em junho, com fluxo de -50W/m^2 e valor máximo de 50W/m^2 em setembro. Os valores de advecção se mantêm constantes próximos ou iguais a zero, porém com uma discrepância no mês de junho, com mínima de $\sim -45\text{W/m}^2$. O Q_{net} se mantém constante até maio com fluxo positivo de $\sim 80\text{W/m}^2$, aumenta para $\sim 145\text{W/m}^2$ de julho a outubro e decresce novamente para $\sim 80\text{W/m}^2$ em dezembro. O máximo valor de resíduo é próximo de -50W/m^2 em janeiro e mínimo valor é de $\sim -145\text{W/m}^2$ em junho. Assim como a boia 0N0E, a evolução do termo de resíduo segue a evolução do armazenamento, com maior perda de calor em junho devido termo de resíduo (dominado pela mistura vertical na base da camada de mistura) e a advecção horizontal.

Já na boia de 0N23W, o mínimo valor armazenado é de -50W/m^2 em maio e apresenta caráter positivo em setembro com valor máximo de $\sim 45\text{W/m}^2$. Os valores de Q_{net} se mantêm em um fluxo constante de 100W/m^2 nos 6 primeiros meses e nos outros 6 apresenta valores de $\sim 130\text{W/m}^2$. A advecção permanece com fluxo de 0W/m^2 durante todo o ano. Já o resíduo mostra seu valor máximo em janeiro, com $\sim -75\text{W/m}^2$ e decresce até maio, com mínima de -150W/m^2 . Nesta boia também, a evolução sazonal do resíduo segue a evolução do

armazenamento, sugerindo que a variação sazonal do termo de armazenamento é controlada por processos verticais.

Por fim, na boia de 0N35W, o mínimo valor armazenado é de $\sim -45\text{W/m}^2$ em julho e apresenta caráter positivo em setembro com valor máximo de $\sim 25\text{W/m}^2$. Os dados demonstram uma constância no fluxo de Q_{net} , variando entre 60W/m^2 e 100W/m^2 . Enquanto os valores de advecção aumentam, é visto que os valores de resíduo diminuem. Em março, a advecção apresenta valor mínimo de $\sim -45\text{W/m}^2$ e em setembro valor máximo de 140W/m^2 . Já o resíduo o valor mínimo é em setembro, com fluxo de $\sim -115\text{W/m}^2$, e o valor máximo é em março, com fluxo de $\sim -45\text{W/m}^2$. Ao contrário das outras 3 boias, o armazenamento não parece seguir nenhum outro termo do balanço. É importante ressaltar o valor elevado da advecção entre agosto e outubro (superior a 100W/m^2).

Figura 15 - Climatologia mensal dos Termos do Balanço de Calor e Armazenamento na Camada de Mistura nas boias selecionadas. A linha sólida de cor azul representa o calor armazenado na camada de mistura, em vermelho se tem a advecção, em preto está o Q_{net} e em verde é visto o resíduo.



Fonte: Autor.

A Figura 16 mostra as variações em relação à média dos termos de armazenamento de calor nos anos 2001, 2005, 2019 e 2021, na boia 0N10W.

Em 2001 é possível observar que o Arm. permanece próximo à média durante o ano, porém passando a ficar abaixo da média a partir de agosto, com valor mínimo de $\sim -15\text{W/m}^2$ no mês de novembro. O Q_{net} varia acima da média durante todo o ano, exceto no mês de abril. O resíduo oscila durante os meses, com valores máximo e mínimo de $\sim -30\text{W/m}^2$ em janeiro e $\sim 150\text{W/m}^2$ em junho, respectivamente. Já a advecção apresenta valor máximo de caráter positivo e acima da média em março ($\sim 20\text{W/m}^2$) e valor mínimo de caráter negativo e abaixo da média em novembro ($\sim -60\text{W/m}^2$). Considerando o evento de resfriamento das águas no mês de novembro de 2001, pode-se inferir que a advecção contribuiu para uma perda de calor na camada de mistura neste período.

Em junho de 2005, o valor armazenado é negativo e abaixo da média em maio e junho, com mínimo de $\sim -70\text{W/m}^2$, enquanto que em outubro é visto o valor máximo e acima da média ($\sim 120\text{W/m}^2$), voltando abaixo de 0 em novembro. O resíduo encontra-se próximo de -200W/m^2 e do valor médio em junho, aumenta até ficar positivo em outubro ($\sim 50\text{W/m}^2$) e volta a ficar negativo no mês seguinte. Já a advecção é majoritariamente negativa durante todo o ano, com mínimo de $\sim -100\text{W/m}^2$ (novembro). De abril a junho de 2005 há um aumento de Q_{net} , chegando a ultrapassar um pouco de 150W/m^2 em junho. Com isso, é notório que o termo residual possui maior efeito para valores negativos de armazenamento de calor no evento de resfriamento que ocorreu em maio de 2005.

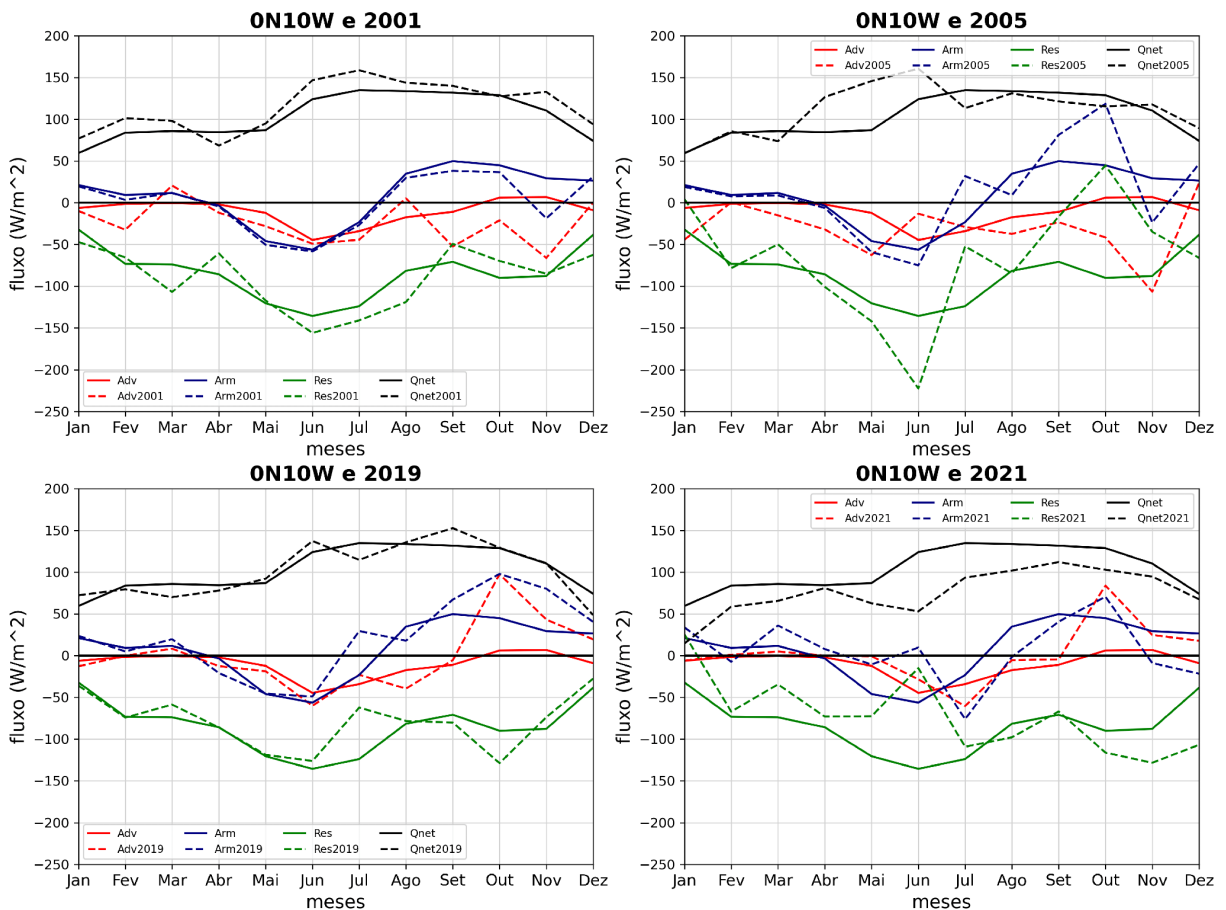
Em 2019, os valores máximos observados tanto advecção quanto armazenado possui valor de 100W/m^2 no mês de outubro, e estão acima de suas respectivas médias. Isso indica uma forte influência da advecção no aumento da taxa de armazenamento de calor, e, conseqüentemente, contribuiu na formação do evento anômalo de aquecimento da água no final de 2019 neste ponto. No mesmo mês, o termo residual tem valor mínimo de $\sim -125\text{W/m}^2$, sendo abaixo de 0 em todo o ano, porém acima da média em novembro e dezembro, e, logo, pode ter favorecido também o aquecimento das águas na região durante o período citado.

Em 2021, o termo armazenado é visto muito acima da média em junho, chegando a $\sim 10\text{W/m}^2$, fica abaixo da média no mês seguinte ($\sim -70\text{W/m}^2$) e permanece abaixo do valor médio até outubro ($\sim 70\text{W/m}^2$). A advecção também é máxima em outubro ($\sim 80\text{W/m}^2$) e acompanha as descidas do armazenado no último semestre do ano. O resíduo é máximo em janeiro com $\sim 25\text{W/m}^2$ (acima da média) e mínimo em novembro com $\sim 125\text{W/m}^2$ (abaixo da média). No entanto, o termo residual acompanha a subida do armazenado em junho e sua

descida em julho. O Q_{net} é completamente abaixo da média, chegando a valores próximos a 0, em junho registra a maior variação negativa entre o valor observado e o médio.

Tendo isso posto, entende-se que o resíduo e a advecção contribuíram pontualmente para os eventos anômalos de resfriamento e aquecimento nos períodos estudados. Mas, a influência que eles têm sobre tais eventos variam em cada mês do ano, podendo atuar simultaneamente ou de forma singular sobre eles.

Figura 16 - Climatologia mensal dos Termos do Balanço de Calor e Armazenamento na Camada de Mistura na boia ON10W e médias mensais dos anos 2001, 2005, 2019 e 2021. As linhas tracejadas em azul, vermelho, preto e verde representam, respectivamente, as variações em relação à média do calor armazenado na camada de mistura, da advecção, do Q_{net} e do resíduo nos anos estudados.



Fonte: Autor.

5 CONCLUSÕES

Neste trabalho foram descritas as relações entre as variáveis que possuem contribuições no armazenamento de calor na camada de mistura dos oceanos, em especial a região equatorial do oceano Atlântico, obtidos através de dados *in situ*. A partir disso, pôde-se estabelecer a conformidade das variáveis com eventos anômalos de temperatura superficial do mar que ocorreram nos anos de 2001, 2005, 2019 e 2021 na região 0N10W e 0N35W do oceano Atlântico.

Os perfis da profundidade da camada de mistura na boia 0N10W estão em consonância com a variabilidade de TSM, demonstrando que uma camada de mistura mais profunda está associada a aquecimento da água, enquanto que camada de mistura mais rasa está ligada a resfriamento da água de superfície.

Tratando-se dos fluxos de calor no limite oceano-atmosfera na região equatorial do oceano Atlântico, o termo que domina o balanço líquido é o fluxo de calor latente, que está potencialmente ligado à atuação dos ventos alísios na região.

Tendo isso posto, o termo do fluxo líquido de calor na interface entre a atmosfera e o oceano não foi determinante no armazenamento de calor na camada de mistura nos anos de aquecimento e resfriamento atípicos analisados. Em contrapartida, tanto o termo advectivo quanto o resíduo se mostraram importantes nos ganhos e perdas de calor na camada de mistura nas boias estudadas. No entanto, em alguns momentos, atuam fortemente em conjunto e em outros agem significativamente de forma isolada.

Por fim, se faz necessário mais estudos para compreender melhor a dinâmica da advecção na região equatorial do Atlântico utilizando dados de correntes. Além disso, também devem ser investigadas as contribuições dos termos do balanço de calor no oceano na previsibilidade das precipitações nos continentes adjacentes.

REFERÊNCIAS

- BOURLÈS, B.; ARAÚJO, M.; MCPHADEN, M. J.; BRANDT, P.; FOLTZ, G. R.; LUMPKIN, R.; *et al.* PIRATA: A sustained observing system for tropical Atlantic Climate research and forecasting. **Earth And Space Science**. v. 6. p. 577–616. 2019. DOI: <https://doi.org/10.1029/2018EA000428>.
- BOURLÈS, B.; LUMPKIN, R.; MCPHADEN, M. J.; HERNÁNDEZ, F.; NOBRE, P.; CAMPOS, E.; YU, L.; PLANTON, S.; BUSALACCHI, A.; MOURA, A. D.; SERVAIN, J & JANICE TROTTE. The PIRATA Program: accomplishments, and future directions. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v. 89. p. 1111–1126. 2008. DOI: <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2462.1>.
- CRESPO, L.R., KEENLYSIDE, N. & KOSEKI, S. The role of sea surface temperature in the atmospheric seasonal cycle of the equatorial Atlantic. **Climate Dynamics**. v. 52. 5927–5946. 2019. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4489-4>.
- FOLTZ, G. R.; SCHMID, C. & RICK LUMPKIN. An Enhanced PIRATA Dataset for Tropical Atlantic Ocean–Atmosphere Research. **Journal of Climate**. v. 31, p. 1499-1524. 2018. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0816.1.
- FOLTZ, G. R.; SCHMID, C. & RICK LUMPKIN. Seasonal Cycle of the Mixed Layer Heat Budget in the Northeastern Tropical Atlantic Ocean. **Journal of Climate**. v. 26. p. 8169-8188. 2013. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00037.1.
- HAN, G.; DONG, C.; LI, J.; YANG, J.; WANG, Q.; LIU, Y.; SOMMERIA, J. SST Anomalies in the Mozambique Channel Using Remote Sensing and Numerical Modeling Data. **Remote Sensing**. v. 11. p. 1112. 2019. <https://doi.org/10.3390/rs11091112>.
- JOUANNO, J.; HERNANDEZ, O. & SANCHEZ-GOMEZ, E. Equatorial Atlantic interannual variability and its relation to dynamic and thermodynamic processes. **Earth System Dynamics**. v. 8. p. 1061-1069. 2017. DOI: <https://doi.org/10.5194/esd-8-1061-2017>.
- KARA, A. B., ROCHFORD, P. A. & HURLBURT, H. E. Mixed layer depth variability over the global ocean. **Journal Of Geophysical Research**. v. 108. 2003. DOI: 10.1029/2000JC000736.
- KNAUSS, J. A. **Introduction To Physical Oceanography**. Waveland Press, Inc. ed. 2. Long Groove, Illinois. 2005. ISBN: 978-1-57766-429-1.
- LÜBBECKE, F. J.; RODRÍGUEZ-FONSECA, B.; RICHTER, I.; MARTÍN-REY, M.; LOSADA, T.; POLO, I. & KEENLYSIDE, N. S. Equatorial Atlantic variability – modes, mechanisms, and global teleconnections. **Wiley Interdisciplinary Reviews - Climate Change**. v. 9. 2018. DOI: <https://doi.org/10.1002/wcc.527>
- LUMPKIN, R. & GARZOLI, S. L. Near-surface circulation in the Tropical Atlantic Ocean. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**. v. 52. n. 3. p. 495-518. 2005. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.09.001>.

MARSHALL, J. & PLUMB, R. A. **Atmosphere, ocean, and climate dynamics: an introductory text**. Elsevier Academic Press, 2008. ISBN: 978-0-12-558691-7.

NGAKALA, R. D.; ALORY, G.; DA-ALLADA, C. Y.; KOM, O. E.; JOUANNO, J.; RATH, W. & BALOÏTCHA, E. Joint observation–model mixed-layer heat and salt budgets in the eastern tropical Atlantic. **Ocean Science**. v. 19. p. 535-558. 2023. DOI: <https://doi.org/10.5194/os-19-535-2023>.

NNAMCHI, H. C.; LI, J.; KUCHARSKI, F.; KANG, I.; KEENLYSIDE, N. S.; CHANG, P. & FARNETI, R.. Thermodynamic controls of the Atlantic Niño. **Nature communications**. 2015. DOI: 10.1038/ncomms9895.

PLANTON, Y.; VOLDOIRE, A.; GIORDANI, H. & CANIAUX, G. Main processes of the Atlantic cold tongue interannual variability. **Climate Dynamics**. v. 50. p. 1495-1512. 2017. DOI:10.1007/s00382-017-3701-2

RICHTER, I.; TOKINAGA, H. & OKUMURA, Y. M. The Extraordinary Equatorial Atlantic Warming in Late 2019. **Geophysical Research Letters**. v. 49. 2022. DOI: 10.1029/2021GL095918.

SALVIATO, J. T. **A dinâmica da camada de mistura oceânica da porção Abrolhos-Campos da costa brasileira**. 2015. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Ambiental) – Departamento de Oceanografia e Ecologia da Universidade Federal do Espírito Santo, 2015.

SERVAIN, J., CANIAUX, G., KOUADIO, Y. K., MCPHADEN, M. J., & ARAÚJO, M. . Recent climatic trends in the tropical Atlantic. **Climate Dynamics**. v. 43. p. 3071–3089. 2014. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2168-7>.

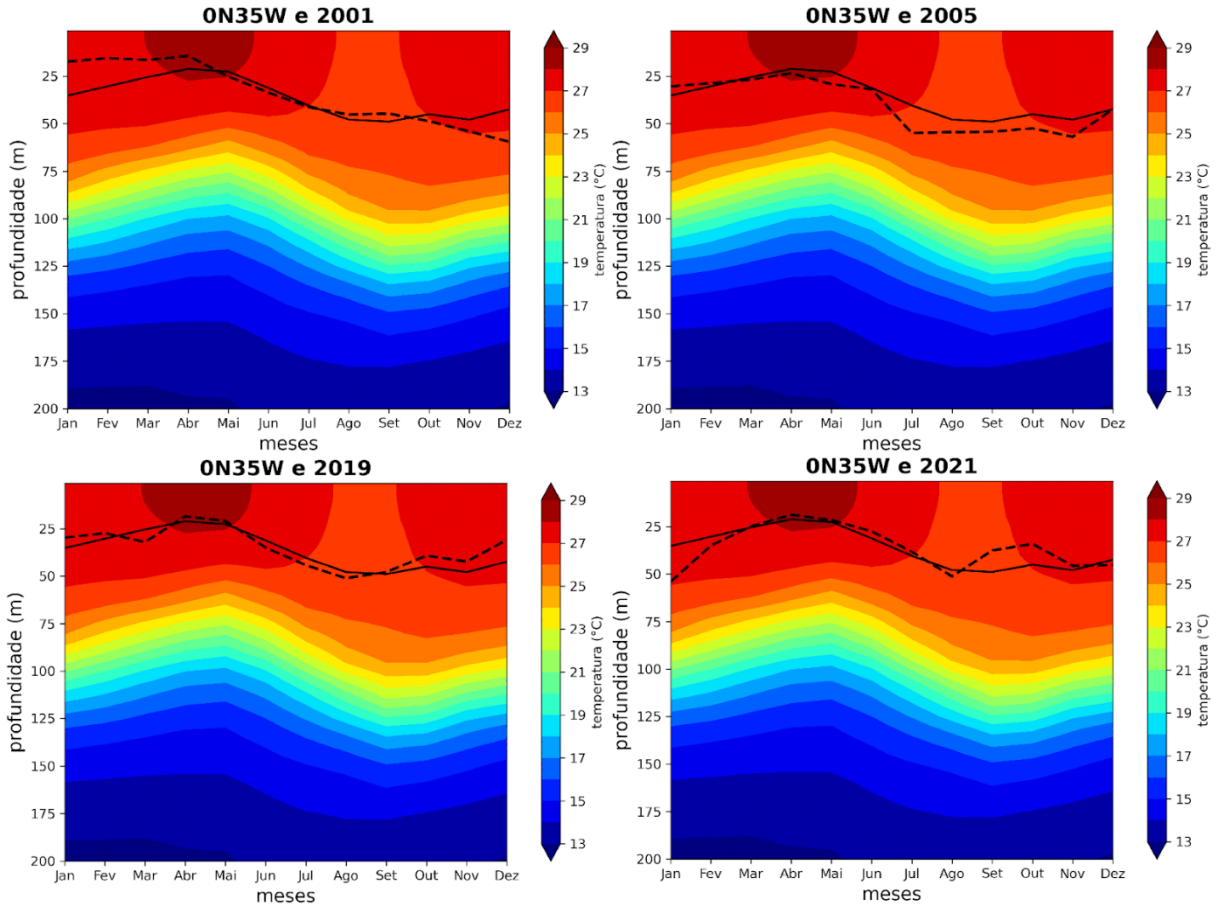
SCHLUNDT, M.; BRANDT, P.; DENGLER, M.; HUMMELS, R.; FISCHER, T.; BUMKE, K.; KRAHMANN, G. & KARSTENSEN, J. Mixed layer heat and salinity budgets during the onset of the 2011 Atlantic cold tongue. **Journal of Geophysical Research: Oceans**. v. 119. p. 7882-7910. 2014. DOI: <https://doi.org/10.1002/2014JC010021>.

STEWART, R. H. **Introduction To Physical Oceanography**. Department of Oceanography, Texas A&M University. ed. de 2008. Disponível em: <https://hdl.handle.net/1969.1/160216>.

TALLEY, L. D.; PICKARD, G. L.; EMERY, W. J. & SWIFT, J. H. **Descriptive physical oceanography: an introduction**. Elsevier Academic Press, 6a ed., 2011. ISBN: 978-0-7506-4552-2.

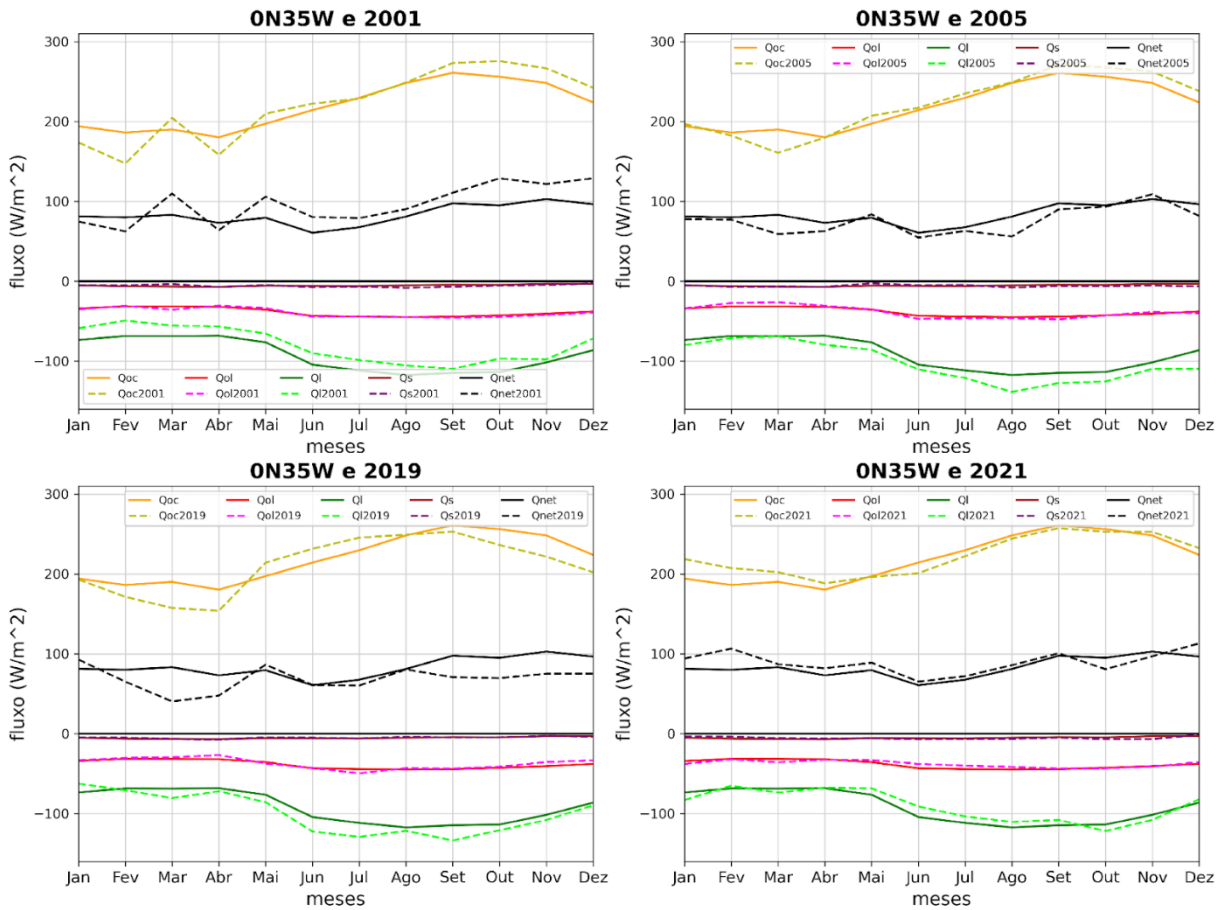
VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Versão Digital 2. Recife, PE. 2006.

APÊNDICE A – CLIMATOLOGIA MENSAL DO PERFIL DE TEMPERATURA E PROFUNDIDADE DA CAMADA DE MISTURA NA BOIA 0N35W E MÉDIAS MENSAIS DOS ANOS 2001, 2005, 2019 E 2021.



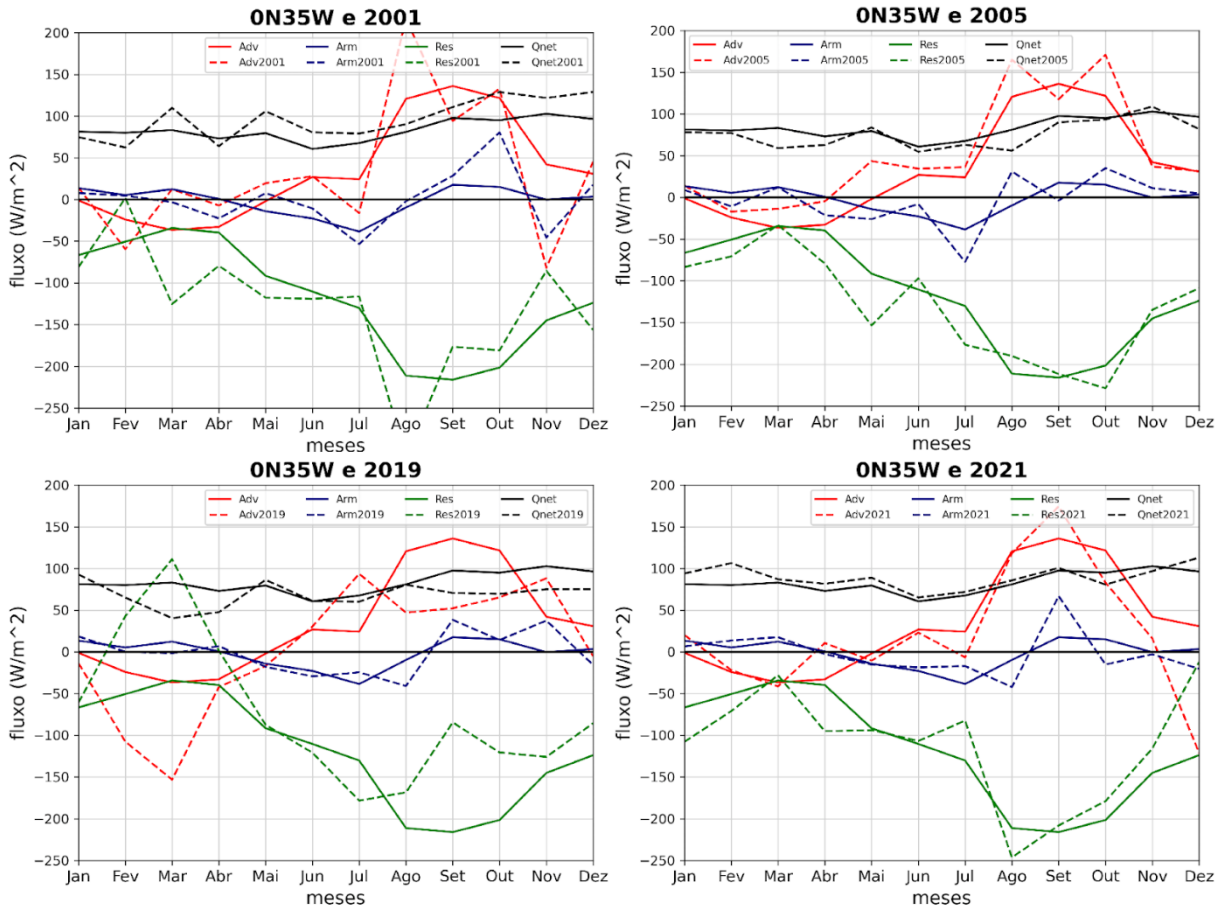
Fonte: Autor.

APÊNDICE B - CLIMATOLOGIA MENSAL DOS TERMOS DO BALANÇO DE CALOR NA INTERFACE OCEANO-ATMOSFERA NA BOIA 0N35W E MÉDIA MENSAL DOS ANOS 2001, 2005, 2019, 2021.



Fonte: Autor.

APÊNDICE C – CLIMATOLOGIA MENSAL DOS TERMOS DO BALANÇO DE CALOR E ARMAZENAMENTO NA CAMADA DE MISTURA NA BOIA 0N35W E MÉDIAS MENSIS DOS ANOS 2001, 2005, 2019 E 2021.



Fonte: Autor.