



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

FACULDADE DE OCEANOGRAFIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA
CLOROFILA-A E TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO
MAR NO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

MATHEUS LINDEMBERG DE SOUSA FERNANDES

Orientador: Me. João Pedro Mancio Amorim (USP)

Coorientador: Prof. Dr. Renan Peixoto Rosário (UFPA)

BELÉM – PARÁ

2022



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

FACULDADE DE OCEANOGRAFIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA
CLOROFILA-A E TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO
MAR NO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

MATHEUS LINDEMBERG DE SOUSA FERNANDES

Orientador: Me. João Pedro Mancio Amorim (USP)

Coorientador: Prof. Dr. Renan Peixoto Rosário (UFPA)

BELÉM – PARÁ

2022

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com
ISBD Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a)
autor(a)**

-
- F363v Fernandes, Matheus Lindemberg de Sousa.
 Variabilidade espaço-temporal da clorofila-a e temperatura
 da superfície do mar no oceano Atlântico tropical / Matheus
 Lindemberg de Sousa Fernandes. — 2022.
 xviii, 97 f. : il. color.
- Orientador(a): Prof. Me. João Pedro Mancio
 Amorim Coorientador(a): Prof. Dr. Renan Peixoto
 Rosário
 Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade
 Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de
 Geofísica, Belém, 2022.
1. Oceano Atlântico . 2. Clorofila. 3. Temperatura.
I. Título.

CDD 551.462



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Faculdade de Oceanografia

**VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA
CLOROFILA-A E TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO
MAR NO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por

MATHEUS LINDEMBERG DE SOUSA FERNANDES

Como requisito parcial à obtenção de Bacharel em Oceanografia

Data de aprovação: 08/02/2022

Banca Examinadora:

Me João Pedro Mancio Amorim – Orientador
Mestre em Oceanografia Física – USP
Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Renan Peixoto Rôário – Coorientador
Doutor em Geofísica – UFPA
Universidade Federal do Pará

Prof. Dr. Alexandre Melo Casseb do Carmo
Doutor em Meteorologia – INPE
Universidade Federal do Pará

Me.Thiago Monteiro da Silva
Mestre em Oceanografia Física, Química e Geológica – FURG
Universidade Federal do Rio Grande

A todos aqueles que de forma direta e indiretamente fizeram parte dessa caminhada. Muito Obrigado!

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos aqueles, que de forma direta ou indireta contribuíram para minha formação, me dando esperança que a educação é uma forma de transformação de vida.

Primeiramente, a minha família, que foi incansável e nunca mediram esforços para me dar uma educação de qualidade. Aos meus pais, irmão, avós, tios e tias, isso não seria possível sem vocês.

A meu irmão, um grande exemplo e apoiador de todas minhas decisões e projetos. A minha mãe que se fez incansável durante todos esses anos e as minhas avós Aida e Marileia, esse trabalho é para vocês.

Aos meus orientadores João Pedro e Renan Peixoto, muito obrigado por todo o apoio, incentivo e paciência, esse trabalho não teria acontecido sem vocês. Muito obrigado.

A todos meus colegas que fiz durante a graduação e com quem pude compartilhar e viver um pouco da experiência oceanógrafa, muito obrigado. Aos meus amigos Matheus, Beatriz, Stella, Gabriella, Danilo, João Antônio e Nicolau, muito obrigado por todos os trabalhos e experiências que compartilhamos durante todos os campos e trabalhos. Essa jornada não seria a mesma coisa sem vocês.

Aos meus melhores amigos Carlos, Yasmin e Eliza, muito obrigado, a presença de vocês na minha vida a tantos anos me ajudou e ajuda a vencer todos os desafios. Aos meus amigos Mourão, “Convey”, “Írie”, “Darin”, Ádila, Isabelle, Gabriel, Pedro, Luana e Carolin, muito obrigado por fazerem parte da minha vida.

A todos os professores da Faculdade de Oceanografia pelos conhecimentos repassados.

A todos que me ajudaram e se fizeram presentes na minha vida, sou extremamente grato.

Muito obrigado!

“É a América Latina, a região das
veias abertas.”

Eduardo Galeano.

RESUMO

O Oceano Atlântico Tropical (OAT) é caracterizado por apresentar variabilidades de processos meteorológicos e oceanográficos, ao longo do espaço e do tempo. As oscilações nos campos de temperatura, salinidade, densidade e ventos são exemplos de variações pertinentes para os estudos da oceanografia física, visto que, esta ciência está por trás do estudo das alterações espaciais e temporais das propriedades do oceano. Devido a isso, o OAT se torna uma região de interesse de estudo, pois sua dinamicidade envolve as mudanças intersazonais, interanuais, interdecadais e diárias. Tais alterações físicas ocorrem em diversos tipos de escalas presentes no sistema do OAT, desempenhando um papel importante na circulação de propriedades como massa, calor e sal entre os hemisférios. Atributos como Clorofila-a e Temperatura da Superfície do Mar (TSM) deixam marcas na superfície do oceano, sinais, que podem ser analisadas de forma remota, possibilitando verificar sua variabilidade espaço-temporal. Sabendo disso, o objetivo deste trabalho é verificar de que forma os padrões de Clorofila-a e TSM variam ao longo do tempo e do espaço em função da dinâmica local e coerência dessas variações. Para isso, foram coletados dados de sensoriamento remoto, referentes à área de estudo, abrangendo uma escala temporal extensa para análise. Os dados obtidos são referentes aos sensores SeaWiifs e MODIS-Aqua (Level-3), com uma resolução espacial de 9 km, além de modelos oceânicos (Level-4). Após isso, esses elementos foram processados por meio de linguagem de programação python. A partir dos resultados obtidos das séries históricas foram analisados por meio da Funções Ortogonais Empíricas (EOF) os dois principais modos de variância explicada para TSM e Clorofila-a. Com isso, os resultados relativos à foz do rio Amazonas e Congo nos mostram uma variação sazonal da propagação das plumas, definidas pela dinâmica off-shore e do equador térmico. Já os dois principais modos de variância explicada para ressurgência costeira na costa da África indicam uma correlação entre os processos sazonais de fortalecimento e enfraquecimento do regime de vento região, os quais condicionam a ocorrência e força da ressurgência costeira. Diante disso, conclui-se que os padrões de variação das propriedades Clorofila-a e TSM estão condicionadas às variações sazonais de meso e macroescala no OAT, os principais modos de variância das EOFs reforçam a coerência das principais variações dentro do sistema. Por fim, aconselha-se estudos posteriores mais robustos, integrando outros tipos de análises e integração de dados como: descarga fluvial, índices

pluviométricos, análise dos campos de correntes e de vento e comparação com dados coletados em *in situ* para auxiliar na interpretação.

Palavras-chaves: clorofila-a; TSM; Oceano Atlântico Tropical; EOF; sensoriamento remoto.

ABSTRACT

The Tropical Atlantic Ocean (TAO) is characterized by having variability of meteorological and oceanographic processes, over space and time. Oscillations in the fields of temperature, salinity, density and winds are examples of variations relevant to the studies of physical oceanography, since this science is behind the study of spatial and temporal changes in ocean properties. Due to this, the TAO becomes a region of interest for study, as its dynamics involves interseasonal, interannual, interdecadal and daily changes. Such physical changes occur at different types of scales present in the TAO system, playing an important role in the circulation of properties such as mass, heat and salt between the hemispheres. Attributes such as Chlorophyll-a and Sea Surface Temperature (SST) leave marks on the ocean surface, signals that can be analyzed remotely, making it possible to verify their spatio-temporal variability. Knowing this, the objective of this work is to verify how the patterns of Chlorophyll-a and SST vary over time and space as a function of local dynamics and the coherence of these variations. For this, remote sensing data were collected, referring to the study area, covering an extensive time scale for analysis. The data obtained refer to SeaWiFS and MODIS-Aqua sensors (Level-3), with a spatial resolution of 9 km, in addition to ocean models (Level-4). After that, these elements were cataloged and renamed to enable their treatment. The analysis process was performed using the python programming language. The data underwent statistical treatment (mean and standard deviation), generating climatological maps to define the subdomains for analysis. The subdomains selected, from the standard deviation climatological maps, were: mouth of the Amazon River, mouth of the Congo River and Coastal Resurgence, on the coast of Africa. After delimiting the subdomains, monthly climatological averages and standard deviations were calculated. Then, the subdomains were analyzed using Empirical Orthogonal Functions (EOF). The analysis of the two main modes of explained variance for SST and Chlorophyll-a at the mouth of the Amazon and Congo Rivers show us a seasonal variation in the propagation of the plumes, defined by the off-shore dynamics and the thermal equator. The two main modes of explained variance for coastal upwelling on the coast of Africa indicate a correlation between the seasonal processes of strengthening and weakening of the regional wind regime, which condition the occurrence and strength of coastal upwelling. In view of this, it is concluded that the patterns of variation of the Chlorophyll-a and SST properties are conditioned to the seasonal variations of meso and macroscale in the TAO, the main modes of variance

of the EOFs reinforce the coherence of the main variations within the system. Finally, further, more robust studies are recommended, integrating other types of analysis and data integration such as river discharge, rainfall indices, analysis of current and wind fields and comparison with data collected in situ to aid in interpretation.

Keywords: chlorophyll-a, SST, Tropical Atlantic Ocean, EOF, remote sensing.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Mapa Oceano Atlântico Tropical (imagem do autor).....	5
Figura 2 - Mapa esquemático mostrando as principais correntes de superfície do Oceano Atlântico tropical entre julho e setembro (Philander, 2001).....	7
Figura 3- Velocidades da camada de Ekman (Hemisfério Norte) (Talley. et al. 2011)..	9
Figura 4- Mapa Ressurgência Costeira Africana (imagem do autor).....	10
Figura 5- Mapa Foz do Rio Amazonas (imagem do autor).....	11
Figura 6 - Mapa Foz do Rio Congo (imagem do autor).....	12
Figura 7- Mapa médio climatológico TSM (2003-2020).....	21
Figura 8 - Mapa desvio padrão climatológico TSM (2003-2020).....	21
Figura 9 - Mapa médio climatológico Clorofila-a (2003-2020).....	22
Figura 10 - Mapa desvio padrão climatológico Clorofila-a (2003-2020).	22
Figura 11 - Mapas médios climatológicos clorofila-a: Foz do rio Amazonas (Corrente)	23
Figura 12 - Mapas médios climatológicos clorofila-a: Foz do rio Amazonas (Vento)..	24
Figura 13 - Mapas desvio padrão climatológicos clorofila-a: Foz do rio Amazonas (Corrente).....	25
Figura 14- Mapas desvio padrão climatológicos clorofila-a: Foz do rio Amazonas (Vento).....	26
Figura 15- Mapas médios climatológicos TSM: Foz do rio Amazonas (Corrente).	28
Figura 16- Mapas médios climatológicos TSM: Foz do rio Amazonas (Vento)	29
Figura 17- Mapas desvio padrão climatológicos TSM: Foz do rio Amazonas (Corrente).....	30
Figura 18- Mapas desvio padrão climatológicos TSM: Foz do rio Amazonas (Vento). 31	
Figura 19- Oscilação climatológica média mensal da clorofila-a na foz do rio Amazonas e a dispersão de seu desvio padrão.....	32

Figura 20 - Oscilação climatológica média mensal da TSM na foz do rio Amazonas e a dispersão de seu desvio padrão.	33
Figura 21 - Mapas médios climatológicos TSM: Foz do rio Congo (Corrente).	34
Figura 22- Mapas médios climatológicos TSM: Foz do rio Congo (Vento).....	35
Figura 23 - Mapas Desvios Padrões climatológicos TSM: Foz do rio Congo (Corrente).	36
Figura 24- Mapas Desvios Padrões climatológicos TSM: Foz do rio Congo (Vento)...	37
Figura 25- Oscilação climatológica média mensal da clorofila-a na foz do rio Amazonas e a dispersão de seu desvio padrão.....	39
Figura 26- Mapas médios climatológicos Clorofila-a: Foz do rio Congo (Corrente). ...	40
Figura 27- Mapas médios climatológicos Clorofila-a: Foz do Congo (Vento).....	41
Figura 28- Mapas desvios padrões climatológicos Clorofila-a: Foz do Congo (Corrente)	42
Figura 29- Mapas desvios padrões climatológicos Clorofila-a: Foz do Congo (Vento)	43
Figura 30 - Oscilação climatológica média mensal da TSM na foz do rio Congo e a dispersão de seu desvio padrão.	44
Figura 31- Mapas médios climatológicos TSM: Ressurgência Costeira (Corrente).....	46
Figura 32- Mapas médios climatológicos TSM: Ressurgência Costeira (Vento)	47
Figura 33- Mapas desvios padrões climatológicas TSM: Ressurgência Costeira (Corrente)	48
Figura 34 - Mapas desvios padrões climatológicas TSM: Ressurgência Costeira (Vento)	49
Figura 35- Mapas médios climatológicos Clorofila-a: Ressurgência Costeira (Corrente).	51
Figura 36- Mapas médios climatológicos Clorofila-a: Ressurgência Costeira (Vento).	52

Figura 37- Mapas desvios padrões climatológicos Clorofila-a: Ressurgência Costeira (Corrente).....	53
Figura 38- Mapas desvios padrões climatológicos Clorofila-a: Ressurgência Costeira (Vento).	54
Figura 39- Oscilação climatológica média mensal da TSM na Ressurgência Equatorial e a dispersão de seu desvio padrão.	55
Figura 40- Oscilação climatológica média mensal da Clorofila-a na Ressurgência Equatorial e a dispersão de seu desvio padrão.....	55
Figura 41- Principais modos de variância da EOF de clorofila-a para a região da foz do rio Amazonas sendo (a) o mapa construído para o modo 1 e (b) o mapa construído para o modo 2.....	57
Figura 42- Gráfico da reconstrução do primeiro modo da EOF de clorofila-a para foz do rio Amazonas e anomalia de clorofila-a.	57
Figura 43 - Gráfico da reconstrução do segundo modo da EOF de clorofila-a para foz do rio Amazonas e anomalia de clorofila-a.	58
Figura 44 - Gráfico da % de variância explicada para os modos da EOF de clorofila-a para foz do rio Amazonas e teste estatístico de Monte Carlo.	58
Figura 45 - Principais modos de variância da EOF de TSM para a região da foz do rio Amazonas sendo (a) o mapa construído para o modo 1 e (b) o mapa construído para o modo 2.....	59
Figura 46- Gráfico da reconstrução do primeiro modo da EOF de TSM para foz do rio Amazonas e anomalias.....	60
Figura 47 - Gráfico da reconstrução do segundo modo da EOF de TSM para foz do rio Amazonas e anomalias.....	60
Figura 48- Gráfico da % de variância explicada para os modos da EOF de TSM para foz do rio Amazonas e teste estatístico de Monte Carlo.	61

Figura 49 - Principais modos de variância da EOF de clorofila-a para a região da foz do rio Congo sendo (a) o mapa construído para o modo 1 e (b) o mapa construído para o modo 2.....	62
Figura 50 - Gráfico da reconstrução do primeiro modo da EOF de clorofila-a para foz do rio Congo e anomalia de clorofila-a.....	62
Figura 51 - Gráfico da reconstrução do segundo modo da EOF de clorofila-a para foz do rio Congo.....	63
Figura 52- Gráfico da % de variância explicada para os modos da EOF de clorofila-a para foz do rio Congo e teste estatístico de Monte Carlo.	63
Figura 53- Principais modos de variância da EOF de TSM para a região da foz do rio Congo, sendo (a) o mapa construído para o modo 1 e (b) o mapa construído para o modo 2.....	64
Figura 54 - Gráfico da reconstrução do primeiro modo da EOF de TSM para foz do rio Congo e anomalias de TSM.	64
Figura 55 - Gráfico da reconstrução do segundo modo da EOF de TSM para foz do rio Congo	65
Figura 56 - Gráfico da % de variância explicada para os modos da EOF de TSM para foz do rio Congo e teste estatístico de Monte Carlo.	65
Figura 57 - Principais modos de variância da EOF de clorofila-a para a região da ressurgência equatorial, sendo (a) o mapa construído para o modo 1 e (b) o mapa construído para o modo 2.	66
Figura 58 - Gráfico da reconstrução do primeiro modo da EOF de clorofila-a para ressurgência costeira e anomalia de clorofila-a.	67
Figura 59 - Gráfico da reconstrução do segundo modo da EOF de clorofila-a ressurgência costeira.	67
Figura 60- Gráfico da % de variância explicada para os modos da EOF de clorofila-a para ressurgência costeira e teste estatístico de Monte Carlo.	68

Figura 61 - Principais modos de variância da EOF de TSM para a região da foz do rio Congo, sendo (a) o mapa construído para o modo 1 e (b) o mapa construído para o modo 2.....	68
Figura 62 - Gráfico da reconstrução do primeiro modo da EOF de TSM para foz do rio Congo e anomalias de TSM.....	69
Figura 63 - Gráfico da reconstrução do segundo modo da EOF de TSM para foz do rio Congo.....	69
Figura 64 - Gráfico da % de variância explicada para os modos da EOF de TSM para foz do rio Congo e teste estatístico de Monte Carlo.	70

LISTA DE ABREVIACÕES

CB	Corrente do Brasil
CMEMS	Mercator Ocean International
EOF	Empirical Orthogonal Function
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
CNB	Corrente Norte do Brasil
CCNE	Contracorrente Norte Equatorial
OAT	Oceano Atlântico Tropical
PCA	Plataforma Continental Amazônica
SR	Sensoriamento Remoto
SEAWIFS	Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
CSE	Corrente Sul Equatorial
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	v
RESUMO.....	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE ABREVIACÕES	xvi
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
CAPITULO 2 OBJETIVOS	4
2.1 OBJETIVO GERAL:.....	4
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS:	4
CAPÍTULO 3 METODOLOGIA	5
3.1 ÁREA DE TRABALHO:	5
3.1.1 Sistema de correntes e contracorrentes:.....	6
3.1.2 Descarga fluvial:	7
3.1.3 Ressurgência costeira:	8
3.2 SUBDOMÍNIOS:	10
3.2.1 Subdomínio 1: ressurgência costeira Africana	10
3.2.2 Subdomínio 2: foz do rio Amazonas	10
3.2.3 Subdomínio 3: foz do rio congo	11
3.3 CONJUNTO DE DADOS:	12
3.3.1 Descrição dos produtos:	14
3.3.1.1 <i>Clorofila-a</i> :	14
3.3.1.2 <i>TSM</i> :	15

3.3.1.3 <i>Correntes</i> :	15
3.3.1.4 <i>Ventos</i> :	16
3.4 ANÁLISE ESTATÍSTICA:	16
3.5 FUNÇÃO ORTOGONAL EMPÍRICA (EOF):	17
CAPÍTULO 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	21
4.1 ANÁLISE ESTATÍSTICA:	21
4.1.1 Oceano Atlântico Tropical :	21
4.1.2 Foz do rio Amazonas :	22
4.1.3 Foz do rio Congo :	33
4.1.4 Ressurgência costeira :	44
4.2 FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS (EOFs):	56
4.2.1 Foz do rio Amazonas :	56
4.2.2 Foz do rio Congo :	61
4.2.3 Ressurgência costeira :	65
CAPÍTULO 5 CONCLUSÃO :	71
REFERÊNCIAS	74

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

A Oceanografia dinâmica é a ciência por trás do estudo das variações espaciais e temporais das propriedades do oceano (Talley *et al.* 2011). O entendimento do funcionamento de tais características é de fundamental importância para a realização de prognósticos, manejo, conservação e desenvolvimento sustentável dos recursos marinhos (Dunstan. *et al.* 2018).

O OAT compreende uma área estreita, delimitada pelas porções continentais da América do Sul e leste Africana, não apresentando delimitações meridionais bem definidas e sendo regido por processos meteorológicos e oceanográficos. Esta região é caracterizada por estruturas complexas de correntes e contracorrentes e variações dos componentes de escala sazonais (Berger *et al.* 2009).

Os processos físicos estudados em oceanografia podem focar diversas escalas espaciais e temporais, compreendendo desde frações de segundos até milhões de anos. Os processos que ocorrem no OAT compreendem sistemas de meso (vórtices, frentes oceânicas, ressurgências, etc.) e macroescala (Giros oceânicos, tectônica de placas, ciclo do carbono, etc.), os quais desempenham um papel importante na circulação de propriedades como massa, calor e sal entre os hemisférios (Schmitz. *et al.* 1991, Schmitz. *et al.* 1993, Schmitz & McCartney 1993) e estão condicionados a variação de padrões meteorológicos e oceanográficos. Tais processos meteoceanográficos são fundamentais para o entendimento destas trocas.

A circulação geral da atmosfera é gerada a partir do aquecimento diferencial do globo, distribuição irregular entre os continentes e oceano e topografia (Ayoade 2003). O aquecimento diferencial cria um gradiente de pressão, ocasionando movimentos horizontais e verticais das massas de ar. A geração dos ventos está associada ao processo de estabilização deste gradiente. (Ayoade 2003).

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é definida como sistema atmosférico mais importante na geração de precipitação nos trópicos (Waliser 2002, Waliser & Gautier 1993, Diaz & Bradley 2004) e sua posição média pode ser definida pelo máximo de precipitação média anual (Aimola & Moura 2016). A migração da ZCIT está associada à variabilidade dos regimes de chuva meridionalmente (Waliser & Gautier 1993).

A geração das correntes oceânicas superficiais ocorre a partir da tensão superficial dos ventos nas camadas superficiais do oceano, ocasionadas pelo seu estresse e atrito (Talley *et al.* 2011). Sendo assim, a variabilidade dos sistemas de ventos no OAT influencia a dinâmica da circulação no Atlântico.

Propriedades como a Clorofila-a, TSM e concentração de Dióxido de Carbono (CO₂) são exemplos de características transportadas no oceano. Tais parâmetros deixam marcas na superfície do oceano, as quais podem ser analisadas de forma remota, possibilitando verificar sua variabilidade ao longo do tempo e do espaço em função da dinâmica local.

Os processos biológicos, como a fotossíntese, têm como produto principal a clorofila-a. Tal método é essencial na transformação de energia solar em matéria orgânica nos oceanos. A clorofila-a está associada diretamente à produtividade primária e suas flutuações deixam sinais na superfície do mar, possibilitando o estudo dessas variações.

A temperatura nos oceanos é regida pela interação entre a superfície do mar e a atmosfera, cujos processos como ventos, sistemas de baixa e alta pressão, giros ciclônicos e anticiclônico são uns dos principais impulsionadores dessa interação. A principal fonte de energia para os oceanos é a radiação eletromagnética, proveniente do sol, devido à diferenciação da incidência dos raios solares na superfície dos oceanos, seu aquecimento é irregular. A distribuição de TSM nos oceanos apresenta um padrão meridional, Norte-Sul decorrente da forma como o planeta é aquecido, podendo ser alterada de acordo com a latitude e estação do ano.

No oceano aberto o padrão de TSM varia de forma zonal, se divergindo próximo às zonas costeiras. Nos limites orientais dos oceanos, as temperaturas superficiais tendem a ser mais frias devido às zonas de ressurgência, acarretadas pela circulação de grande escala, onde as correntes de borda oeste (limite oriental) alteram os padrões de TSM.

Estudos envolvendo análise de conjunto de dados de larga escala espacial e temporal são fundamentais para o entendimento das variações das propriedades nos oceanos. Devido às limitações de cobertura espaciais/temporais dos dados *in situ*, o sensoriamento remoto (SR) se tornou nos últimos anos uma forma excepcional para obtenção de dados contínuos e em larga escala espacial.

Desse modo, o estudo dos padrões de sinais de clorofila-a e TSM são formas importantes de verificar essas variações espaço-temporais, visto que o conhecimento dessas dinâmicas é de grande importância para o entendimento dos efeitos que controlam as variabilidades climáticas interanuais e as interações entre trópicos e subtrópicos (Schouten. *et al.* 2005).

CAPITULO 2 OBJETIVOS:

2.1 OBJETIVO GERAL:

Verificar de que forma os padrões de Clorofila-a e TSM variam ao longo do tempo e do espaço em função da dinâmica local e coerência dessas variações.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS:

- Investigar quais as principais forçantes da variabilidade espacial e temporal da TSM e clorofila-a no OAT;
- Analisar de que forma as propriedades temperatura e clorofila-a variaram em função das forças físicas locais (Correntes superficiais, variações da Zona de Convergência Intertropical, descargas fluviais e ressurgência costeira).

CAPÍTULO 3 METODOLOGIA:

3.1 ÁREA DE TRABALHO:

O OAT compreende uma área estreita, delimitada pelas porções continentais da América do Sul e leste Africana, não apresentando delimitações meridionais bem definidas (Figura 1). Sua dinâmica é fundamental para os estudos das variabilidades climáticas, visto que, segundo Silva 2009, o OAT apresenta importantes componentes da circulação termohalina, trocas inter-hemisféricas de calor e zonas-chave para o entendimento dos sinais oceânicos e suas variações em diversas escalas temporais, desde intrasazonais até decenais.

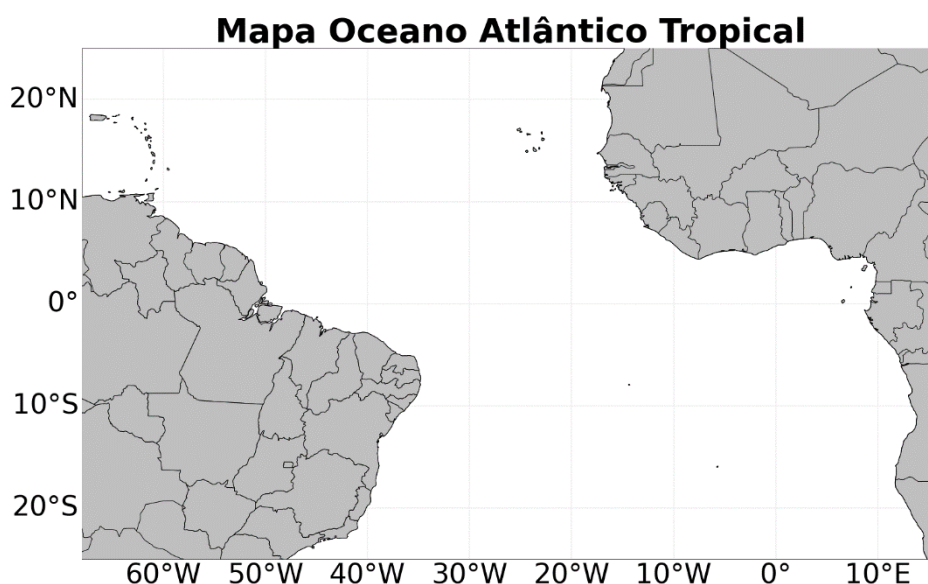


Figura 1- Mapa Oceano Atlântico Tropical (imagem do autor).

Os Sistemas de Correntes e Contracorrentes, Ressurgência Equatorial e Costeira, Descarga Fluvial e Variação da ZCIT são exemplos de estruturas de meso e macroescala presentes no OAT, responsáveis pelas variações das propriedades como TSM, Clorofila-a e CO₂. Dentro da região, os padrões de correntes ocorrem, principalmente, em resposta à variabilidade sazonal do campo de vento e da migração da ZCIT (Marques 2018).

O OAT apresenta características distintas, as quais geram padrões de distribuição de salinidade e temperatura locais. A região tropical é caracterizada por apresentar baixos valores de salinidade, graças às intensas precipitações associadas à ZCIT. Enquanto os valores máximos de salinidade estão presentes em regiões subtropicais, em razão do

balanço entre evaporação e precipitação, por consequência da incidência solar na região (Camara. *et al.* 2015).

Segundo Veleda. *et al.* 2011, a ZCIT se caracteriza como uma região com densas nuvens e altos índices pluviométricos, onde os ventos alísios de nordeste e sudeste convergem. Sua variabilidade meridional é sazonal e sua posição é definida a partir dos fluxos líquidos radioativos, se posicionando sobre o hemisfério mais aquecido, se situando mais ao norte ($\sim 14^{\circ}\text{N}$) entre agosto e outubro e mais ao sul ($\sim 4^{\circ}\text{S}$) entre fevereiro e abril (Ferreira & Mello 2005, Aimola & Moura 2016, Stramma & Schott 1999).

A posição da ZCIT, Segundo Xie & Carton 2004, Ding. *et al.* 2009 é influenciada pelas variabilidades de TSM no OAT, as quais apresentam ciclos sazonais, com valores máximos no outono austral, quando os ventos alísios sobre a linha do equador são mais fracos e a termoclina é mais profunda a leste do Atlântico. Tal variabilidade na posição da ZCIT influencia na dinâmica de chuvas, ressurgências costeiras, intensidade e direção de correntes, etc.

A partir de estudos desenvolvidos por Lübbecke. *et al.* 2018, Dippe. *et al.* 2018 é possível constatar que os valores de TSM são maiores no outono austral, variando no final de maio, tornando a termoclina mais rasa a leste do Atlântico, facilitando a ocorrência de ressurgência costeira e mistura vertical.

A variabilidade climática na região tropical é caracterizada por uma sazonalidade nos índices pluviométricos, visto que influenciados pela dinâmica dos ventos na região. Tal sazonalidade gera padrões característicos de variações nas descargas fluviais dos sistemas fluviais presentes na região.

3.1.1 Sistema de correntes e contracorrentes:

A circulação do Atlântico é caracterizada por apresentar uma sazonalidade nos regimes de correntes, tendo uma circulação de característica zonal (Leste - Oeste) em suas camadas superficiais. A variação nos modos de circulação presentes no OAT são influenciadas pela oscilação da ZCIT (Marques 2018).

transicional entre os ambientes marinho e fluvial. A descarga fluvial, transportes associados de sedimentos em suspensão, nutrientes orgânicos e inorgânicos e a entrada de água salgada pela ação da maré tornam os estudos sobre esses ambientes de extrema importância, devido a sua complexidade e vulnerabilidade (Miranda 2002).

A interação entre os domínios continentais, oceânicos e atmosféricos são identificados nestas regiões, regendo as interações biogeoquímicas e meteorológicas (Araujo. *et al.* 2014). O transporte de nutrientes continentais para os oceanos auxilia no aumento da produtividade primária e sequestro substancial de dióxido de carbono (CO₂), tornando essas áreas biologicamente mais produtivas do que os ambientes marinhos e fluviais (Körtzinger 2003, Miranda 2002, Regnier. *et al.* 2013).

O OAT é responsável pela contribuição de ~32% do aporte de água doce no mundo (Dai & Trenberth 2002). Os rios Amazonas e Congo apresentam as maiores contribuições de água doce para o OAT, sendo respectivamente 5413 km³/ano⁻¹ e 1263 km³/ano⁻¹ (Araujo. *et al.* 2014). Interação com características como: correntes oceânicas, ZCIT, ressurgência costeira e descarga fluvial contribuem para importância dos sistemas fluviais para dinâmica costeira.

3.1.3 Ressurgência costeira:

A ressurgência costeira é o processo de transporte vertical de águas subsuperficiais, frias e ricas em nutrientes, acarretadas pela divergência das águas superficiais, ocasionadas devido ao estresse do vento, resultando no transporte de Ekman. Os processos de ressurgência costeira são fruto da combinação de alguns fatores, tais características são vitais para sua ocorrência, sendo esses: morfologia costeira, topografia e regime de ventos.

A geomorfologia costeira influencia no processo de ressurgência. Costas longas e topograficamente rasas induzem os regimes de correntes, visto que as topografias de fundo geram instabilidades nos sistemas costeiros, quebrando as ondas de gravidade superficiais e influenciando a maré local (Talley. *et al.* 2011).

As ocorrências de ressurgências costeiras estão associadas normalmente aos limites orientais das bacias oceânicas, visto que os correntes presentes nesses limites são as de borda oeste, as quais transportam águas frias de altas latitudes. Como exemplo, os

grandes sistemas de ressurgência costeiras, presentes nos limites orientais podem ser citados: Peru, Chile, Costa noroeste Africana, Benguela e Califórnia (Lathuilière. *et al.* 2008).

Para o entendimento de tal processo é necessário compreender o transporte de Ekman. Segundo a Teoria de Ekman, o vento atua como gerador de momentum (massa em movimento) na superfície dos oceanos. Somando tal aspecto com os movimentos geostróficos e o atrito gera um novo balanço, proporcionando o transporte de Ekman.

$$\text{Força Gradiente de Pressão} + \text{Coriolis} + \text{Fat} = 0$$

O transporte de Ekman é gerado pelo efeito de cisalhamento do vento e sofre a ação da força de Coriolis, tal movimento é gerado a partir de um ângulo de 45° da direção do vento, onde as camadas sotopostas se orientam na mesma direção de 45° ao longo da coluna d'água (Figura 3) (Colling 2001). O transporte de energia ao longo da camada é dissipado pela ação da viscosidade da água. O transporte resultante, ou camada de água orienta a camada superficial, sobre ação dos efeitos de cisalhamento do vento se orienta perpendicularmente a direção do vento, ou seja, a 90° .

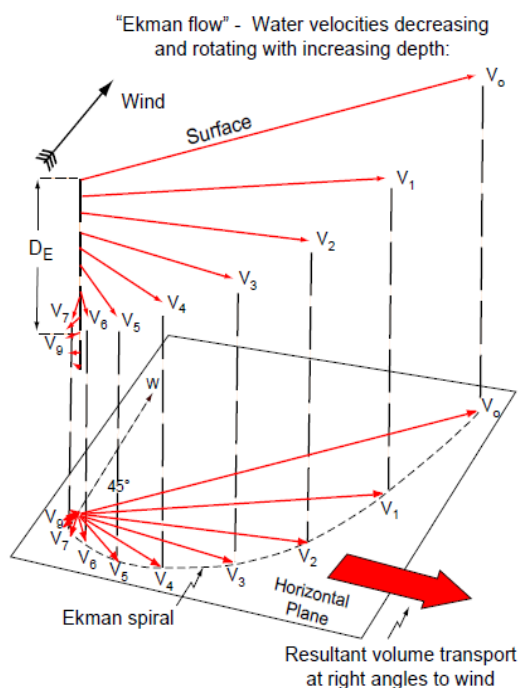


Figura 3- Velocidades da camada de Ekman (Hemisfério Norte) (Talley. *et al.* 2011).

3.2 SUBDOMÍNIOS:

3.2.1 Subdomínio 1: ressurgência costeira Africana

A costa noroeste africana (Figura 4) (23°W - 12°W ; 11°N - 29°N) é caracterizada por apresentar uma ressurgência costeira que varia sazonalmente ao longo do tempo (Wooster. *et al.* 1976). O processo ascendente de águas subsuperficiais frias e ricas em nutrientes favorece o crescimento do fitoplâncton (Huntsman & Barber 1977).

A variabilidade da ressurgência costeira africana é explicada a partir da sazonalidade dos ventos na região. A intensificação dos alísios de sudeste na região provoca respostas nos sinais de TSM no noroeste africano, sendo uma resposta passiva do oceano à sua intensificação sazonal (Caniaux. *et al.* 2011).

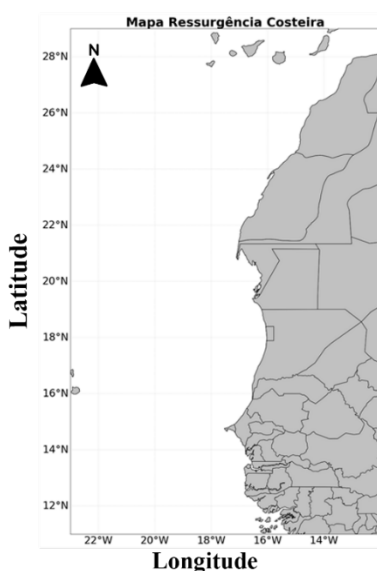


Figura 4- Mapa Ressurgência Costeira Africana (imagem do autor).

3.2.2 Subdomínio 2: foz do rio Amazonas

Sendo considerado o maior rio em descarga líquida do mundo, o rio Amazonas (Figura 5) (54°W - 43°W ; 1°S - 10°N) é responsável por cerca de 30% do fluxo de água doce para o Oceano Atlântico (Wisser. *et al.* 2010). A variabilidade de sua descarga fluvial ocorre em resposta aos fatores: regime pluviométrico e posição da ZCIT.

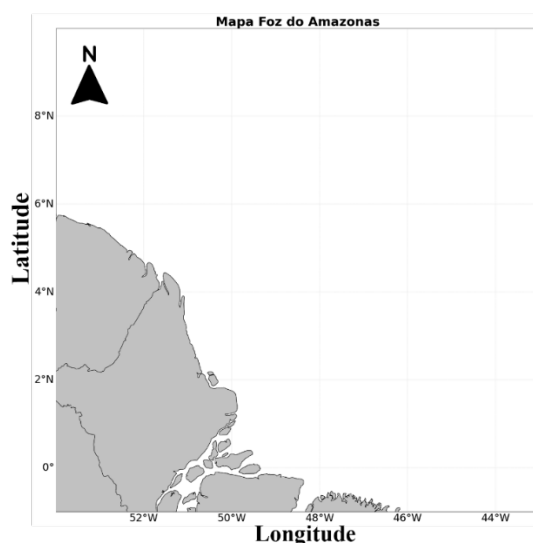


Figura 5- Mapa Foz do Rio Amazonas (imagem do autor).

A dispersão de sua pluma ao longo Plataforma Continental Amazônica (PCA) contribui para a diminuição da salinidade, input de sedimentos continentais e disponibilidade de nutrientes. A sazonalidade dos regimes de vento na região equatorial contribui para variabilidade do transporte das propriedades. A dispersão da pluma do rio Amazonas para o OAT é regida pela sazonalidade dos processos de circulação meso e macroescala, de fevereiro a junho, a CNB flui para noroeste, transportando consigo características da pluma para o atlântico central, de junho a janeiro, com a migração da ZCIT e retroflexão da CNB, as propriedades são transportadas para leste, alimentando a CCNE (Otsuka. *et al.* 2018).

3.2.3 Subdomínio 3: foz do rio congo

O rio Congo (Figura 6) (03°E - 15°E; 9°S - 1°N) corresponde ao rio com a segunda maior vazão média diária anual (39.866 m³ s⁻¹). Contribuindo junto com o rio Amazonas para grande parte do fluxo de água doce para OAT, o rio Congo é caracterizado por apresentar um ciclo de descarga fluvial bimodal, com o máximo principal ocorrendo entre novembro / dezembro (56.880 m³ s⁻¹) e um segundo máximo em maio (38.890 m³ s⁻¹) (Hopkins. *et al.* 2013).

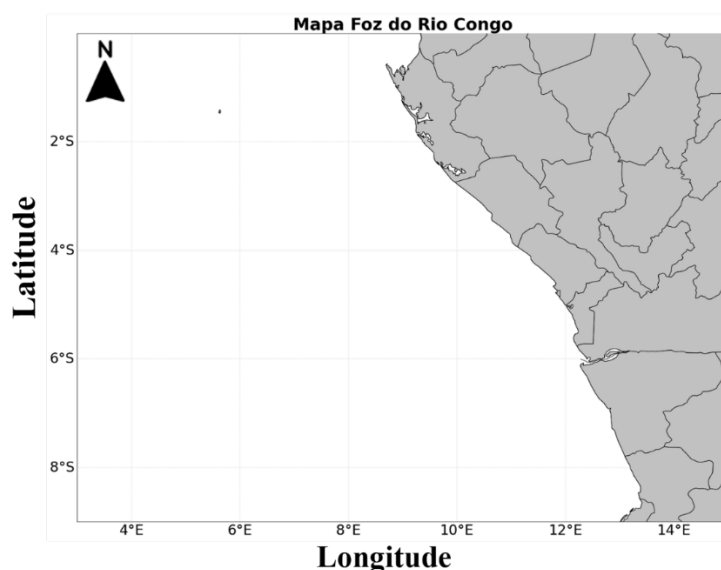


Figura 6 - Mapa Foz do Rio Congo (imagem do autor).

Sendo o segundo maior fluxo de exportação de carbono terrestre para o oceano do mundo (Spencer. *et al.* 2012), a pluma do rio Congo contribui para o aumento da produtividade primária na região de sua Plataforma Continental. A variabilidade da propagação de sua pluma depende de fatores como: posição da ZCIT, circulação oceânica e descarga fluvial.

3.3 CONJUNTO DE DADOS:

Nos últimos 40 anos, a disponibilidade de dados referentes às ciências climáticas cresceu em ritmo acelerado. Anteriormente, a necessidade de realizar coletas *in situ* limitava os estudos oceanográficos às regiões costeiras, porém, com o advento do sensoriamento remoto e modelagem numérica, as escalas espaciais e temporais de dados aumentaram, possibilitando estudos remotos e de grande abrangência espaço-temporal.

Para realização do presente estudo, inicialmente foi realizado a busca dos produtos referentes a Clorofila-a e TSM, nas quais, foram analisados a disponibilidade temporal dos dados do sensor MODIS-Aqua, bem como suas resoluções espaciais (4 e 9 km) e escalas temporais (Diárias, semanais e mensais).

Os dados selecionados para o estudo abrangem a resolução espacial de 9 km, referentes ao nível 3 (Level 3). O nível 3 corresponde ao agrupamento de dados acumulados do nível 2, dadas as suas devidas resoluções e produtos, onde reúnem os produtos

diários, ponderados igualmente. O pré-tratamento dos dados corrobora para análise dos produtos finais, evitando consumo de tempo de processamento.

Com isso, os dados referentes ao sensor MODIS-Aqua, os quais foram adquiridos na plataforma Ocean Color (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>), foram catalogados e renomeados a fim de auxiliar sua utilização. Ao total, foram utilizados 18 anos de dados (2003-2020), compreendendo o sensor MODIS-Aqua, para os produtos de TSM e clorofila-a, totalizando 216 imagens mensais cada.

Tabela 1- Relação dos dados, quantidade de imagens, período de coleta e sua resolução.

PRODUTO	SENSOR	INTERVALO DE TEMPO	NÚMERO DE IMAGENS	RESOLUÇÃO
TSM	MODIS	2003-2020	216	9 Km
Clorofila-a	MODIS	2003-2020	216	9 Km

De maneira a complementar a interpretação dos dados de TSM e clorofila-a, foram adquiridos dados de reanálises para a obtenção de um ciclo anual médio para correntes oceânicas em superfície e vento a 10 m. Tais produtos foram coletados na plataforma Marine Copernicus (<https://marine.copernicus.eu/>) (Tabela 2).

Tabela 2 - Relação dos dados, origem e período de coleta.

PRODUTO	ORIGEM	INTERVALO DE TEMPO
Corrente	CMEMS	2000-2020
Vento	CMEMS	2007-2020

3.3.1 Descrição dos produtos:

A grande variedade de dados de produtos climáticos é estruturada usando o formato NetCDF (Network Common Data Form), tal interface permite o armazenamento e orientação dos dados em um *array* e manipulação a partir de bibliotecas, independente de máquinas ou linguagens de programação específicas. Desenvolvido pela *Unidata Program Center* em Boulder, Colorado, o software netCDF inclui informações sobre os dados que ele contém, caracteres e números de ponto flutuante.

Para o presente estudo, todos os dados, independentes dos níveis de processamento (Level-3 e Level-4) apresentam o formato NetCDF. As informações sobre cada produto são citadas a seguir.

3.3.1.1 Clorofila-a:

Estimada a partir de dados de sensoriamento remoto, a clorofila-a utilizada no presente trabalho consiste na combinação de dados do sensor MODIS-Aqua, o qual apresenta resolução de 9 km, referentes ao Level-3 e variação de 18 anos. Ambos sensores utilizam uma relação empírica derivada de medições *in situ* e reflectância de sensores remotos (R_{rs}). Dentre os processos de obtenção do produto *chlor_a*, ocorre a combinação de dois algoritmos, o algoritmo Hu. *et al.* 2012 color index (CI) (equação 1) (*chlor_a*) e o algoritmo O'Reilly. *et al.* 1998, de razão de banda OC3/OC4 (OCx).

O algoritmo CI é obtido pela diferença de reflectância de três bandas que empregam as faixas verde, azul e vermelha, existindo uma relação linearmente entre as duas últimas bandas. Tal algoritmo é utilizado para a identificação de clorofila-a em concentração inferior a 0.15 mg m⁻³.

$$CI = R_{rs}(\lambda \text{ verde}) - [R_{rs}(\lambda \text{ azul}) + (\lambda \text{ verde} - \lambda \text{ azul})/(\lambda \text{ vermelho} - \lambda \text{ azul}) * (R_{rs}(\lambda \text{ vermelho}) - (R_{rs}(\lambda \text{ azul}))]$$

(equação 1)

Onde R_{rs} corresponde à reflectância e λ os comprimentos de ondas referentes a cada uma das 3 bandas utilizadas.

O algoritmo OCx (equação 2) é utilizado para estimar concentrações acima de 0.20 mg m⁻³ e corresponde a uma relação polinomial de quarta ordem entre uma razão de Rrs azul e do verde e *chlor_a*.

$$\log_{10}(\text{chlor_a}) = a_0 + \sum_{i=1}^4 a_i \left(\log_{10} \left(\frac{R_{rs}(\lambda_{\text{azul}})}{R_{rs}(\lambda_{\text{verde}})} \right) \right)^i$$

(equação 2)

3.3.1.2 TSM:

Os dados de TSM obtidos a partir do sensor MODIS-Aqua apresentam resolução de 9 km e são referentes ao Level-3. A TSM é gerada por meio do produto de sensoriamento remoto, utiliza algoritmos que retornam a temperatura a unidade de °C.

A TSM coletada utiliza coeficientes empíricos derivados de regressão de medições colocadas in situ e por satélite. As medidas de ondas longas infravermelhas fazem uso das bandas espectrais de 11 e 12 µm e seu algoritmo é aplicável para observações diurnas e noturnas, baseado em uma versão modificada do algoritmo não linear de Walton. *et al.* 1998, descrito mais recentemente em Kilpatrick. *et.al.* 2015. A utilização desse algoritmo fornece uma continuidade de produtos entre os sensores IR atuais e futuros da NASA, possibilitando a geração de um registro longo dos satélites.

Sendo medida pelos radiômetros infravermelhos os sensores MODIS e VIIRS, a TSM é obtida pela radiância infravermelha, a qual se origina na camada térmica superficial do oceano. Três processos impactam os gradientes de temperatura do oceano na superfície, sendo eles: absorção do isolamento solar, troca de calor com a atmosfera e turbulência subsuperficial

3.3.1.3 Correntes:

Os dados de correntes, utilizados para auxiliar as análises dos produtos na superfície do oceano são expostos a seguir. Tais dados são oriundos da reanálise Copernicus - GLOBCURRENT, onde as correntes são obtidas a partir da soma das componentes geostróficas de superfície, derivadas de altimetria e da componente de Ekman, aplicando um modelo de Ekman empírico ao estresse operacional do vento (Mercator Ocean International 2018).

Tal produto tem como característica: resolução espacial de 0.25° e frequência temporal de medição de 6h. Este produto foi iniciado no âmbito dos projetos CNES/CLS e foi consolidado durante o projeto Globcurrent.

3.3.1.4 Ventos:

Os dados de vento utilizados neste trabalho são fruto de um reprocessamento de séries temporais históricas de observações de vento, apresentando frequência de medição de 6h e resolução de 0.25° . Tal produto encontra-se publicamente disponível para download a partir do programa CMEMS (Mercator Ocean International 2019)

Tais dados apresentam como produtos a velocidade do vento de superfície a 10 m, componente zonal, componente meridional, amplitude do estresse do vento, componentes zonal e meridional do estresse do vento. Neste estudo, serão utilizadas apenas as componentes zonal e meridional da velocidade do vento a 10 metros.

3.4 ANÁLISE ESTATÍSTICA:

Primeiramente, foi realizada a renomeação dos arquivos de TSM e Clorofila-a, visando a melhor incorporação dos dados ao processo de tratamento. Com isso, utilizando a linguagem de programação python, por meio da interface Jupyter Notebook, foram instalados e importados os pacotes necessários para manipulação dos arquivos. Após isso, os dados foram incorporados e listados em ordem crescente de tempo em matrizes próprias (para TSM e Clorofila-a).

Em seguida, os produtos referentes a corrente e vento foram importados. Os dados foram extraídos em suas componentes zonais e meridionais, visando calcular sua média climatológica mensal.

Posteriormente, a área referente ao OAT foi recortada, por meio da seleção de intervalos de latitudes e longitudes específicas. Com as áreas delimitadas, os produtos (TSM e Clorofila-a) foram recortados e dispostos em matrizes 3D únicas, referentes a cada um dos produtos e apresentando dimensões de latitude, longitude e tempo.

Por fim, após as matrizes estarem completas, foram realizados os cálculos referentes aos parâmetros estatísticos média e desvio padrão. Tais cálculos foram realizados para as séries históricas totais e mensais.

Os limites específicos dos subdomínios foram selecionados a partir das séries históricas totais (média e desvio padrão). Vale ressaltar que, a análise climatológica compreende a uma análise de uma componente durante um período de 30 anos, porém, no presente estudo a séries históricas foi definida a partir dos 18 anos de dados presentes para TSM e clorofila-a

As áreas referentes aos subdomínios foram definidas a partir do destaque das médias e desvios padrões em relação ao oceano aberto. Sendo assim, as áreas da foz do rio Amazonas, Congo e Ressurgência Costeira Africana foram selecionadas.

Uma vez definidos, as médias e desvios padrões climatológicos mensais foram obtidos. É válido ressaltar que, apesar dos dados serem mensais, ainda houveram pontos onde a cobertura de nuvens ou problemas nos sensores impediram a medição das variáveis. Sendo assim, foi utilizada a média histórica do ponto nos momentos em que isso foi observado.

De posse das áreas recortadas para cada produto, foram calculadas as anomalias (Séries históricas - dados mensais), visando retirar o sinal dos padrões mensais, obtendo assim a variabilidade ao longo das séries temporais.

3.5 FUNÇÃO ORTOGONAL EMPÍRICA (EOF):

Os conjuntos de dados normalmente analisados em oceanografia e meteorologia apresentam larga escala espacial e temporal. Estudar as variabilidades nesses sistemas é desafiador, pois séries temporais longas podem conter ruídos de processos físicos de menor escala, dificultando o entendimento dos modos de variação coerentes para os dados

Uma técnica usualmente utilizada para analisar longos conjuntos de dados é a Empirical Orthogonal Function (EOF). A EOF realiza a decomposição de um conjunto de dados, os quais variam no espaço e no tempo, de forma a encontrar padrões dos modos dominantes das Componentes Principais (PCAs) em uma série temporal, a partir de sua medida de importância. (Dawson 2016, Hopkins. *et al.* 2013). Os primeiros modos dentro de uma análise de EOF são responsáveis pela maior parte da variância total, porém, nem sempre os modos podem ser interpretados em termos de um sinal físico real. (Hopkins. *et al.* 2013).

O estudo realizado nesse processo corresponde a uma análise matricial. Por exemplo, o estudo de uma matriz F onde temos dados medidos ao longo dos pontos $x_1, x_2, x_3 \dots x_n$, os quais variam no domínio do tempo ($t_1, t_2, t_3 \dots t_n$), nos proporcionam a visão de um mapa de pontos x_i , onde cada ponto corresponde a um valor de x em t . A partir da matriz de covariância dessa matriz F é possível extrair padrões empíricos de suas variações.

Para o presente estudo, a metodologia seguida para o cálculo das EOFs é referente a Björnsson & Venegas 1997, e serão expostos a seguir o processo metodológico utilizado para o cálculo das EOFs, sendo estes subdivididos em passos, a fim de facilitar o entendimento do processo.

1º Passo: Importe da matriz de produtos e alteração da resolução:

Inicialmente, os dados referentes aos produtos TSM e clorofila-a, relativos a cada subdomínio, dispostos em suas respectivas matrizes 3D foram importados. Tais matrizes apresentavam dimensões longitude, latitude e tempo. Após o importe das matrizes 3D, suas resoluções foram alteradas. Tal processo foi necessário devido ao poder de processamento local, visto que, devido à alta resolução dos dados (9 km) foi necessário diminuir o tamanho das matrizes para alocar memória para seu processamento. Com isso, as matrizes foram alteradas para uma resolução espacial de 36 km.

2º Passo: Cálculo da matriz de anomalia e retirada de NaNs (Not a Number) e mascarando continente:

Com a definição das novas resoluções, foi calculada a média climatológica e subtraída da matriz, visando trabalhar somente com as anomalias presentes na série temporal. Após a anomalia calculada foi necessário retirar os NaNs, correspondentes a lacunas de dados presentes na matriz. Tais dados, normalmente associados a presença de nuvens ou falhas nos sensores, foram preenchidos com os valores médios dos pontos de grade, calculados a partir das séries históricas mensais. Com a retirada dos NaNs, foi necessário mascarar a cobertura continental.

3º Passo: Cálculo da matriz de covariância:

Em seguida, foi definida a matriz de covariância (equação 3), onde R é a matriz de covariância e F uma matriz bidimensional (Espaço x Tempo) contendo os dados analisados. O cálculo da matriz de covariância R permite resolver o problema de autovalores (equação 4).

$$R = F^t F$$

(equação 3)

$$RC = C\Lambda$$

(equação 4)

Λ e C contém, respectivamente, autovalores e autovetores, apresentando Λ como uma matriz diagonal, contendo os autovalores λ_i e c_i correspondente à coluna de vetores em C . Cada autovalor λ_i corresponde a um autovetor c_i e cada autovetor pode ser reconstruído na forma de um mapa, correspondendo a um modo de EOF.

4º Passo: Cálculo da EOF e Reconstrução dos modos:

A partir da matriz de covariância, foram calculados os autovetores para cada modo. Cada autovetor calculado corresponde a um modo da EOF, e é responsável por explicar uma porcentagem da variância total dos dados. Cada EOF evolui ao longo do tempo na forma de $a_i = Fc_i$. Onde a_i representa a série temporal de evolução do autovetor c_i na matriz de dados F . Como cada EOF terá sua evolução temporal a_i , o conjunto de dados original F também pode ser reconstruído a partir da soma de todos os modos. Essa relação foi utilizada para reconstruir cada modo de forma a demonstrar sua variação ao longo do tempo, em função do valor de suas concentrações originais, sendo $\log_{10}[\text{mg/m}^3]$ para clorofila-a e $^{\circ}\text{C}$ para TSM, respectivamente.

5º Passo: Plot dos modos da EOF, gráficos de reconstrução dos modos, porcentagem de variância e teste de Monte Carlo:

Com o cálculo da EOF tendo sido realizado, foi realizado um teste estatístico de confiabilidade de Monte Carlo, visando analisar somente os modos que fossem significativos. O teste consistiu em criar uma matriz de mesmo tamanho dos dados

originais, com valores randômicos distribuídos de maneira normal em torno da média e desvio padrão dos dados e aplicar EOF nessa matriz que não possui significado físico. A partir disso, os resultados obtidos para o percentual de variância foram armazenados, tal processo foi repetido 200 vezes. Feito isso, o percentual de variância de cada modo obtido nos dados originais é comparado com o valor médio obtido para as 200 matrizes randômicas somado a 1,96 de seu desvio padrão.

Após isso, foram então analisadas as séries temporais da variação atribuída a cada modo em relação a série temporal das anomalias de cada propriedade estudada. Ainda, cada modo da EOF foi plotado em forma de mapa. De acordo com Björnsson & Venegas 1997, esses mapas podem ser interpretados como oscilações estacionárias, onde cristas e cavados representam regiões de variações opostas. Tais mapas são adimensionais e para melhor comparação, eles foram normalizados de forma a variar entre -1 a 1.

CAPÍTULO 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados referentes ao estudo são expostos a seguir, os quais estão subdivididos em (1) Análise estatística para o OAT e (2) EOFs para cada subdomínios respectivamente.

4.1 ANÁLISE ESTATÍSTICA:

4.1.1 Oceano Atlântico Tropical:

O OAT é caracterizado por apresentar variabilidade em escala sazonal de suas propriedades (TSM, Clorofila-a, Ventos e correntes). Para se ter uma visão geral dos processos associados é necessário entender de que forma os padrões se estabelecem ao longo do espaço. Para isso, foram analisadas as médias e desvios padrões climatológicos, referentes aos 216 meses, para os produtos TSM e clorofila-a (Figuras 7 - 10).

Os dados de TSM e clorofila-a seguem padrões distintos de propagação no OAT. Para TSM (Figura 7), as variações meridionais controlam a espacialidade da temperatura na superfície do mar e sua variabilidade é visível, onde as maiores temperaturas são registradas na região equatorial e diminuem com o aumento da latitude. A dispersão dos dados em relação à média é exposta no mapa climatológico (Figura 8) de desvio padrão. A maior taxa de variação de temperatura é perceptível na região do noroeste africano, compreendendo a localidade da ressurgência equatorial africana.

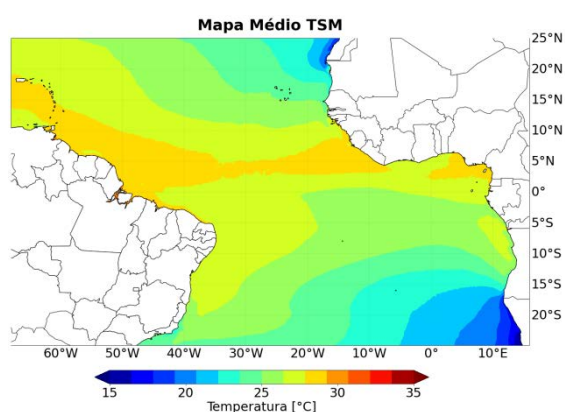


Figura 7- Mapa médio climatológico TSM (2003-2020).

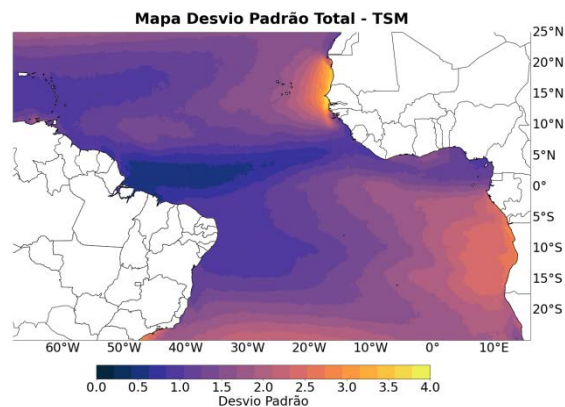


Figura 8 - Mapa desvio padrão climatológico TSM (2003-2020).

Já para clorofila-a (Figura 9), a média climatológica segue um padrão onde, suas maiores concentrações ocorrem próximas às zonas costeiras, devido aos aportes de nutrientes continentais e ressurgência costeira. A oscilação dos dados é apresentada no mapa de desvio padrão (Figura 10). A variabilidade das regiões segue o padrão encontrado na média climatológica. As regiões com maiores flutuações ocorrem ao longo dos grandes sistemas fluviais presentes no OAT e ressurgência costeira. Além disso, é visível a propagação dessas variações pelas correntes oceânicas nas regiões da CNB, CCNE e CSE.

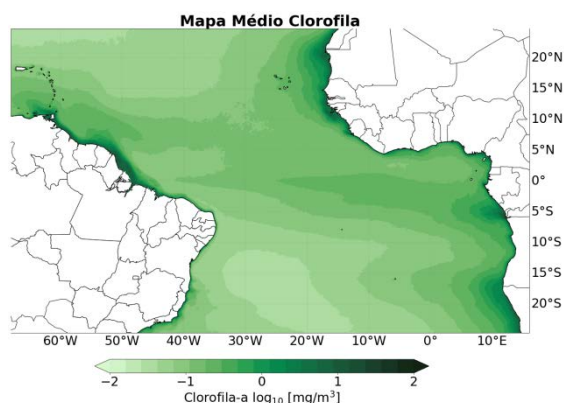


Figura 9 - Mapa médio climatológico Clorofila-a (2003-2020).

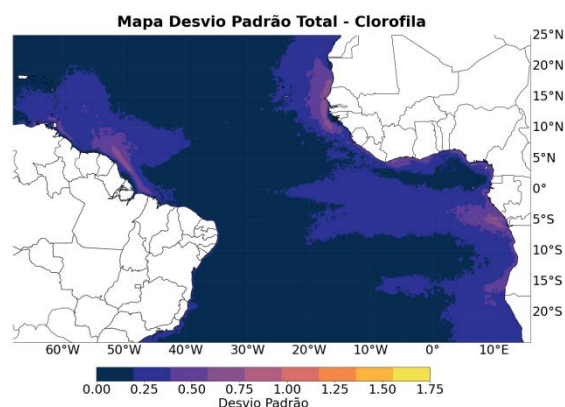


Figura 10 - Mapa desvio padrão climatológico Clorofila-a (2003-2020).

A partir da disposição dos desvios padrões para TSM e clorofila-a foram definidos os subdomínios para análise. Com isso, as regiões da foz do rio Amazonas, foz do rio Congo e ressurgência costeira africana foram selecionadas, devido suas flutuações em relação à média climatológica.

4.1.2 Foz do rio Amazonas:

Sendo o maior fluxo de descarga fluvial do mundo, o entendimento dos processos de dispersão de clorofila-a ao longo da PCA e OAT são de fundamental importância na definição dos padrões presentes na região.

Ao longo do ano, a variabilidade de clorofila-a na PCA é dependente da posição do ZCIT, descarga fluvial e regime de correntes presentes na região. A partir dos mapas climatológicos mensais e de desvio padrão de clorofila-a é possível constatar essa variabilidade.

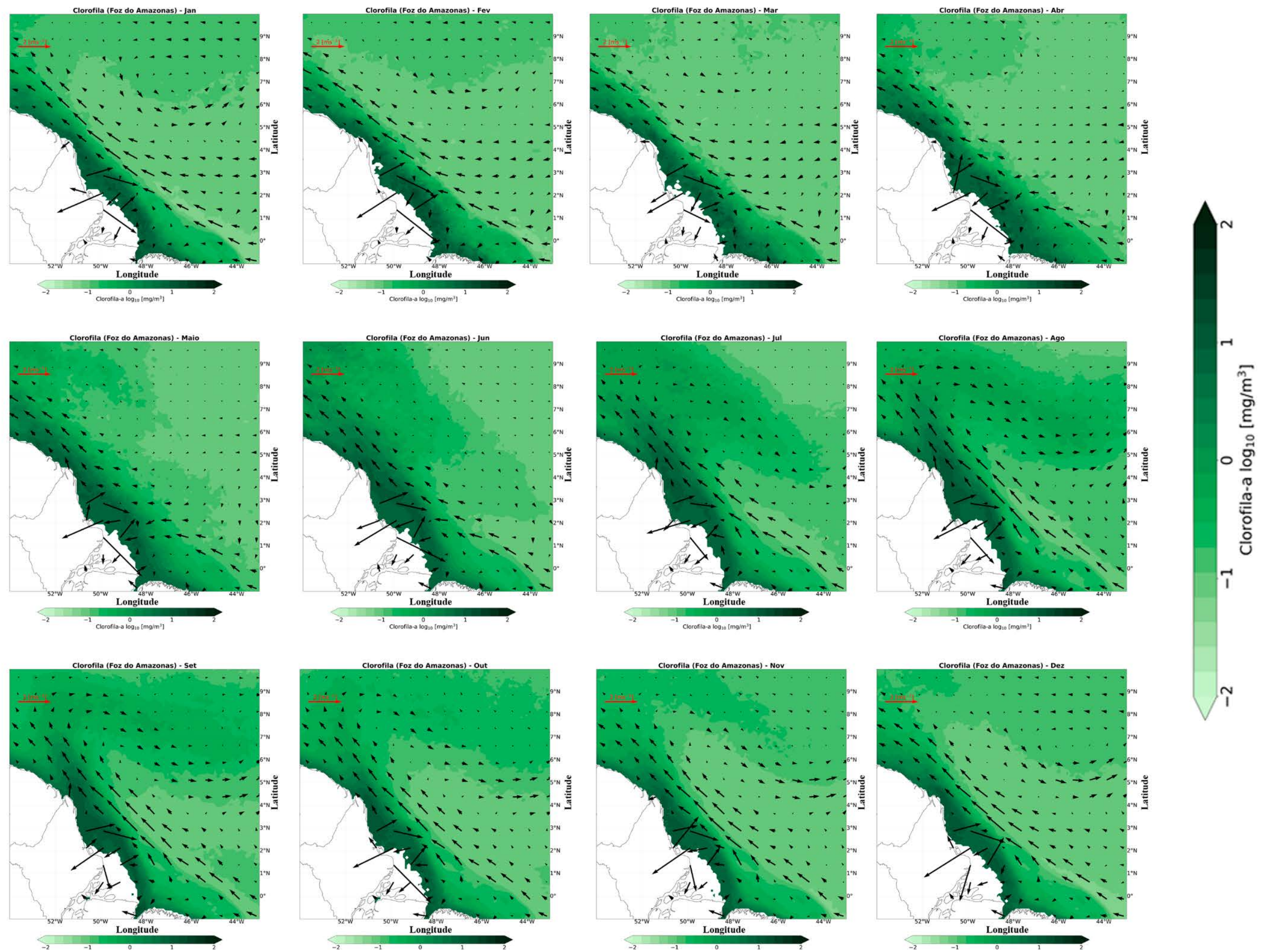


Figura 11 - Mapas médios climatológicos clorofila-a: Foz do rio Amazonas (Corrente).

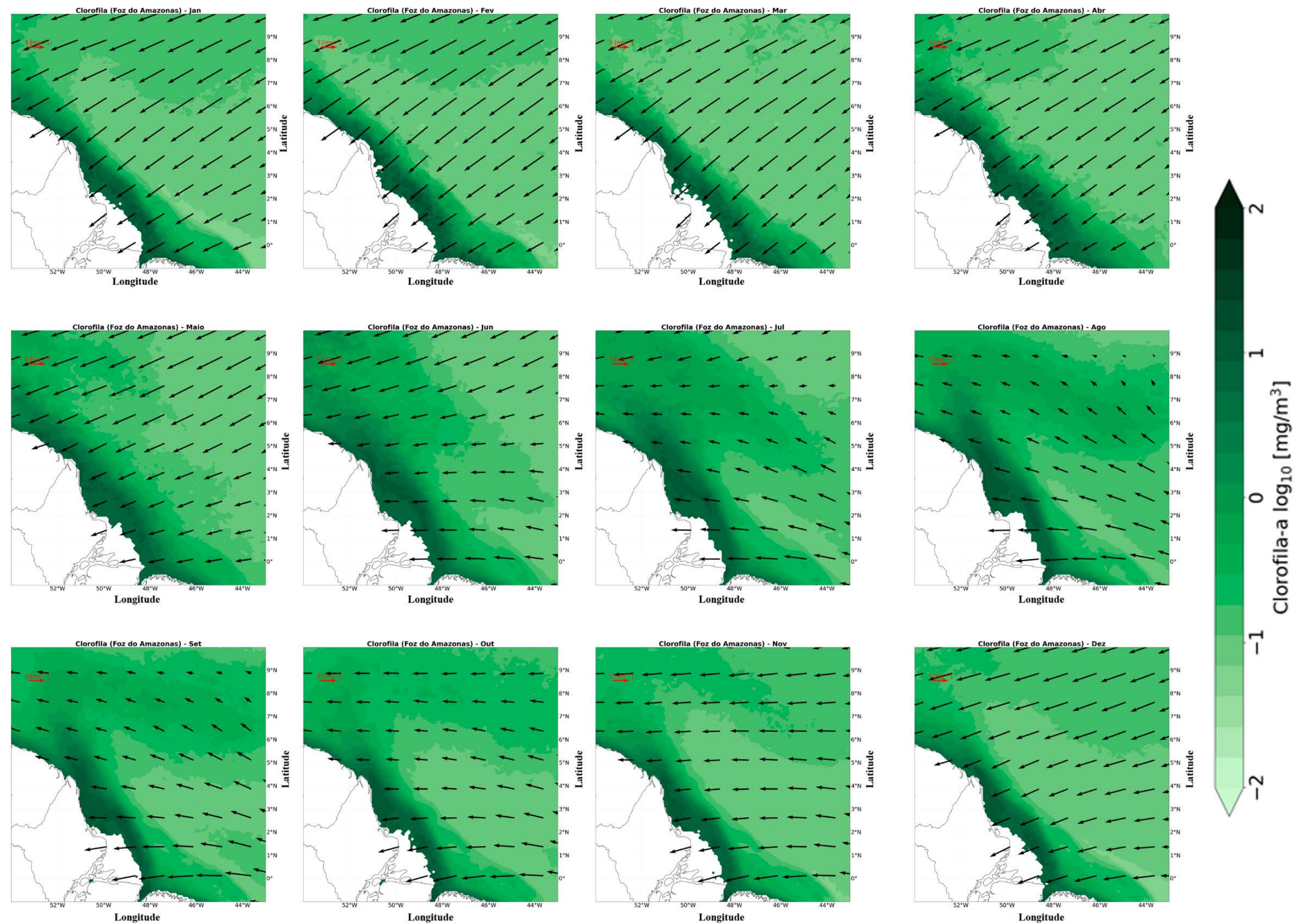


Figura 12 - Mapas médios climatológicos clorofila-a: Foz do rio Amazonas (Vento).

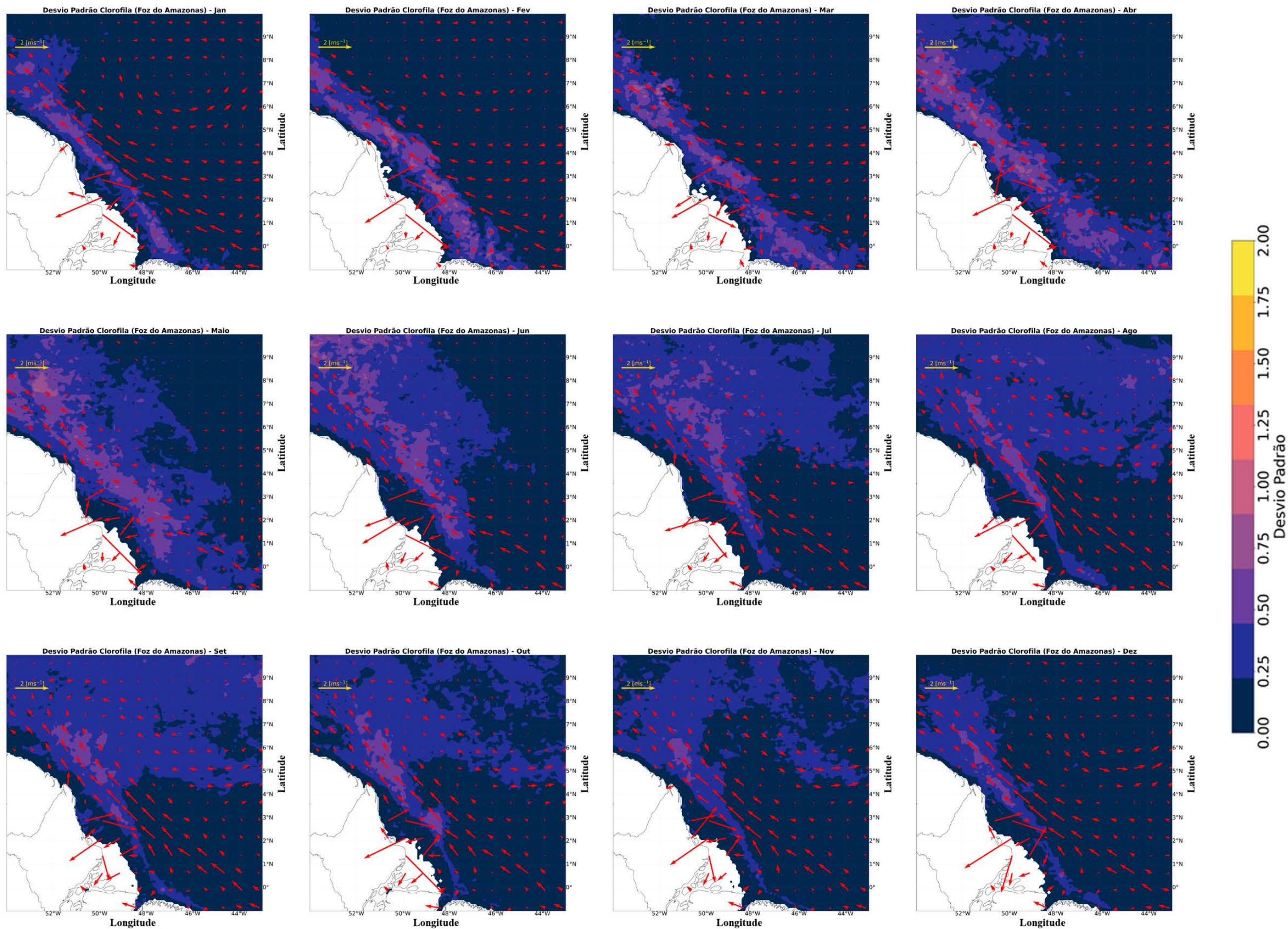


Figura 13 - Mapas desvio padrão climatológicos clorofila-a: Foz do rio Amazonas (Corrente).

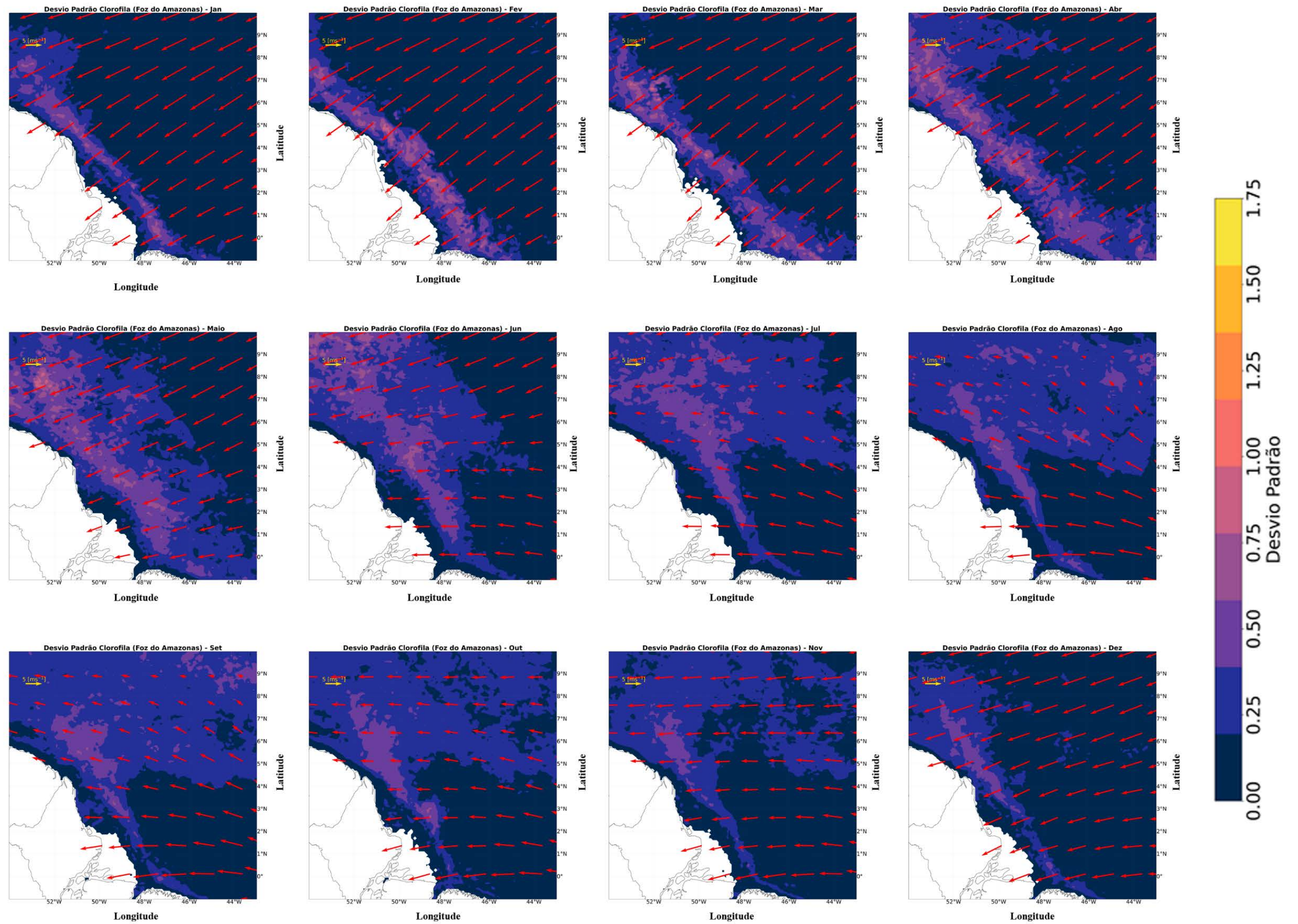


Figura 14- Mapas desvio padrão climatológicos clorofila-a: Foz do rio Amazonas (Vento).

Ao longo do ano, a variabilidade da dispersão da pluma do rio Amazonas é influenciada pela dinâmica de ventos e correntes presentes na região. A partir dos estudos desenvolvidos por Demaster. *et al.* 1996, é exposta a variabilidade da descarga fluvial do rio Amazonas, sendo o fluxo máximo ocorrendo entre maio e junho e o mínimo entre outubro e novembro. Tal flutuação é perceptível nas concentrações da dispersão de clorofila-a para noroeste pela CNB.

A variabilidade da ZCIT sobre a região amazônica influencia no regime de chuvas e direção das correntes presentes na região. A CNB é responsável pela propagação das propriedades ao longo do oeste do OAT e região caribenha (Hellweger & Gordon 2002). Porém, durante os meses de junho a janeiro, com a migração da ZCIT para o sul ocorre o processo de retroflexão da CNB, onde o fluxo da corrente é transportado para leste, alimentando a CCNE (Otsuka. *et al.* 2018).

Durante o processo de retroflexão da CNB as concentrações de clorofila-a apresentaram alteração na direção de propagação, se deslocando para leste juntamente com a retroflexão da CNB, visível a partir dos vetores de correntes (Figura 11). A flutuação da clorofila-a proporcionada pela retroflexão da CNB é constatada a partir dos gráficos de desvio padrão (Figura 13 e Figura 14), mostrando o fluxo de clorofila-a se movendo para leste à medida que a ZCIT migra.

Os mapas climatológicos mensais de TSM são expostos a seguir. A variabilidade de TSM presente na região da foz do Amazonas segue o padrão de migração do equador térmico na região. O padrão de migração dos ventos acompanha a migração dos padrões de TSM, corroborando para o entendimento da dinâmica de aquecimento e resfriamento da região, sendo visível nos mapas médios mensais com o auxílio dos vetores de vento (Figura 16). Sendo a posição média dos ventos mais ao sul durante os meses de fevereiro a abril e mais ao norte de agosto a outubro.

A dinâmica de correntes presentes na porção oeste do OAT é analisada a seguir (Figura 15). O transporte ascendente inter-hemisférico de calor, típico de correntes de borda leste, é visível a partir das imagens de TSM com o auxílio dos vetores de corrente. A CNB é responsável pelo transporte ascendente da circulação de borda leste no OAT (Philander 2001) e o transporte de águas quentes para noroeste pela CNB e retroflexão para leste durante parte do ano é constatado a partir das imagens expostas.

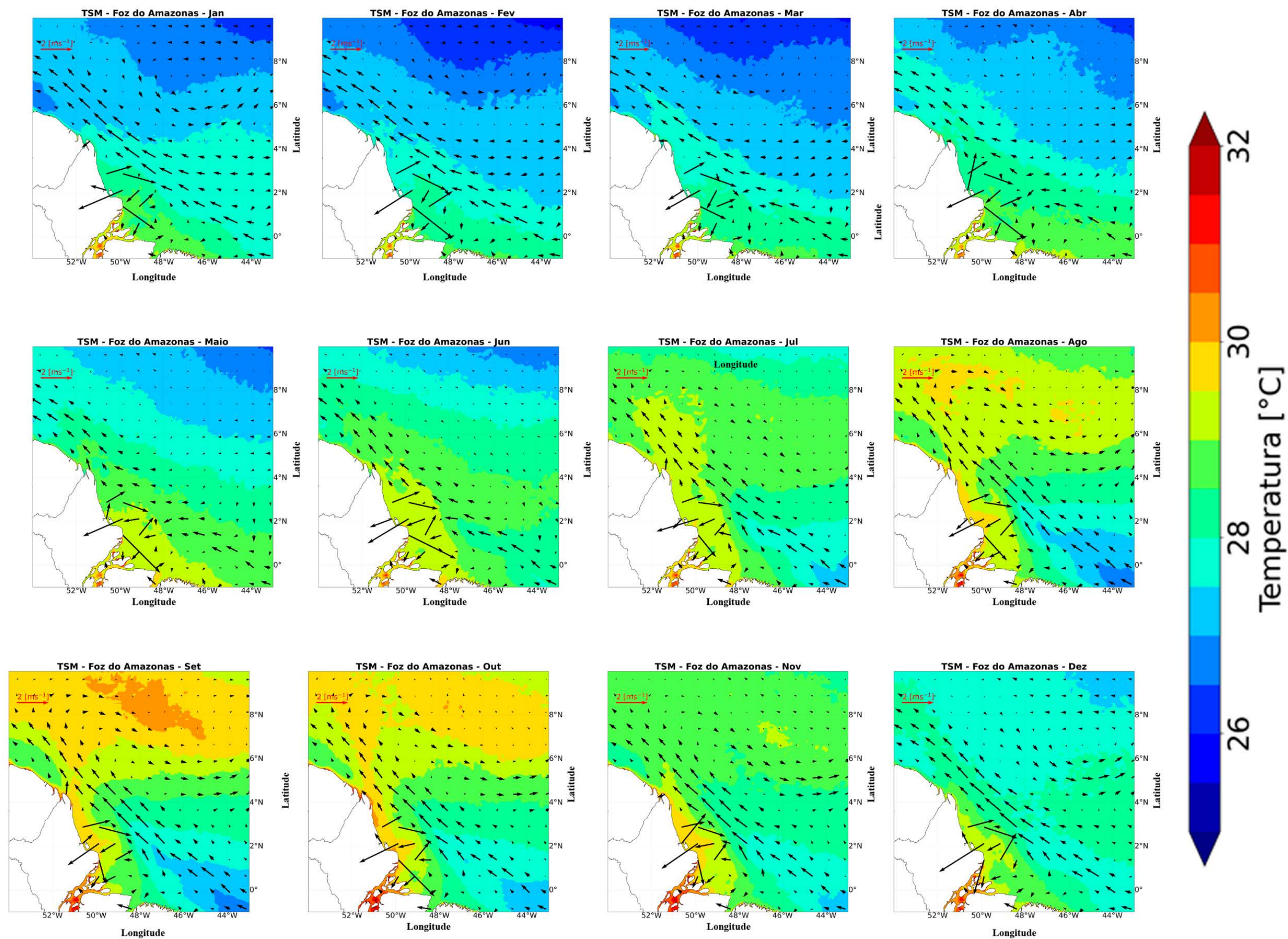


Figura 15- Mapas médios climatológicos TSM: Foz do rio Amazonas (Corrente).

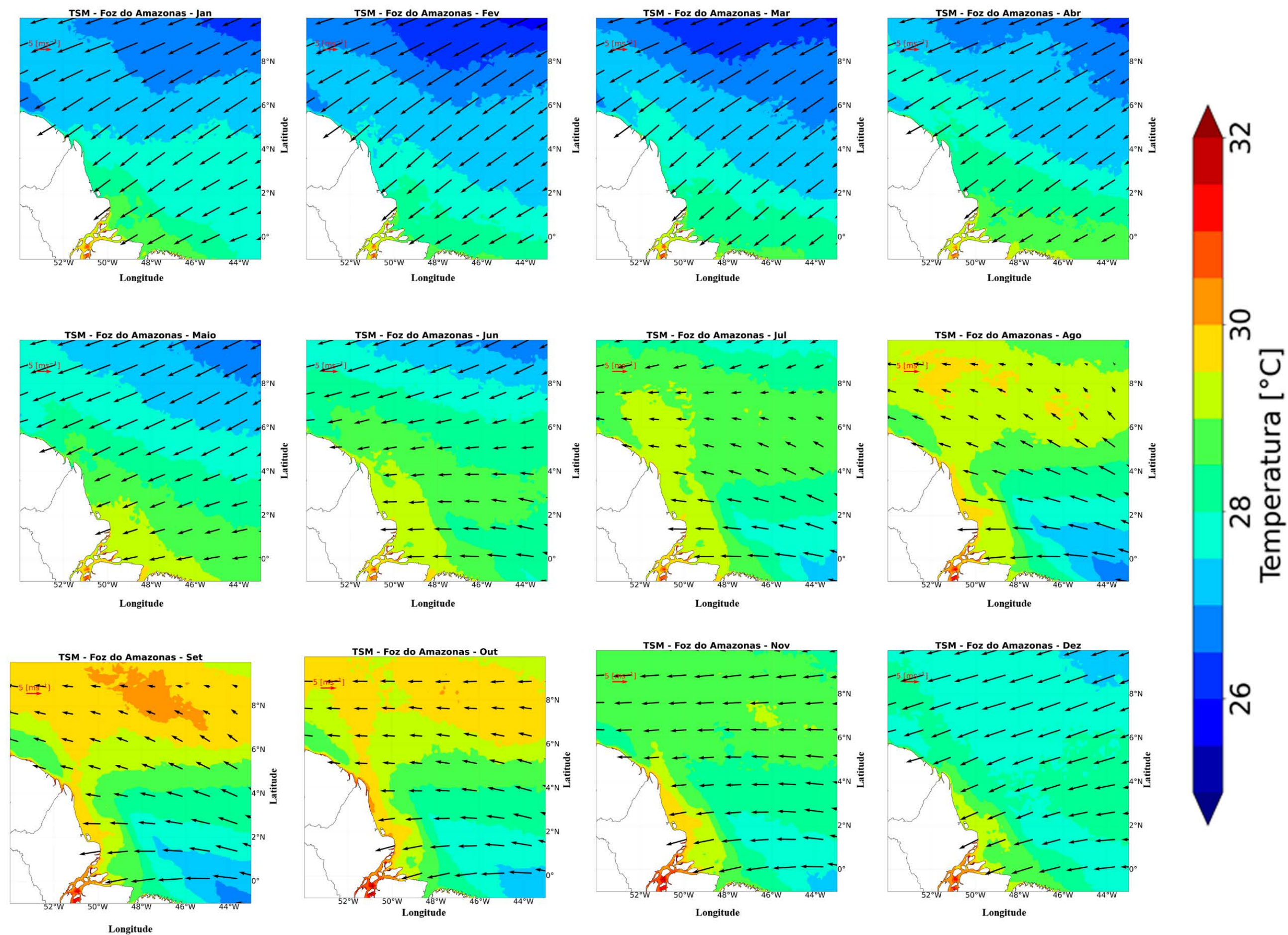


Figura 16- Mapas médios climatológicos TSM: Foz do rio Amazonas (Vento).

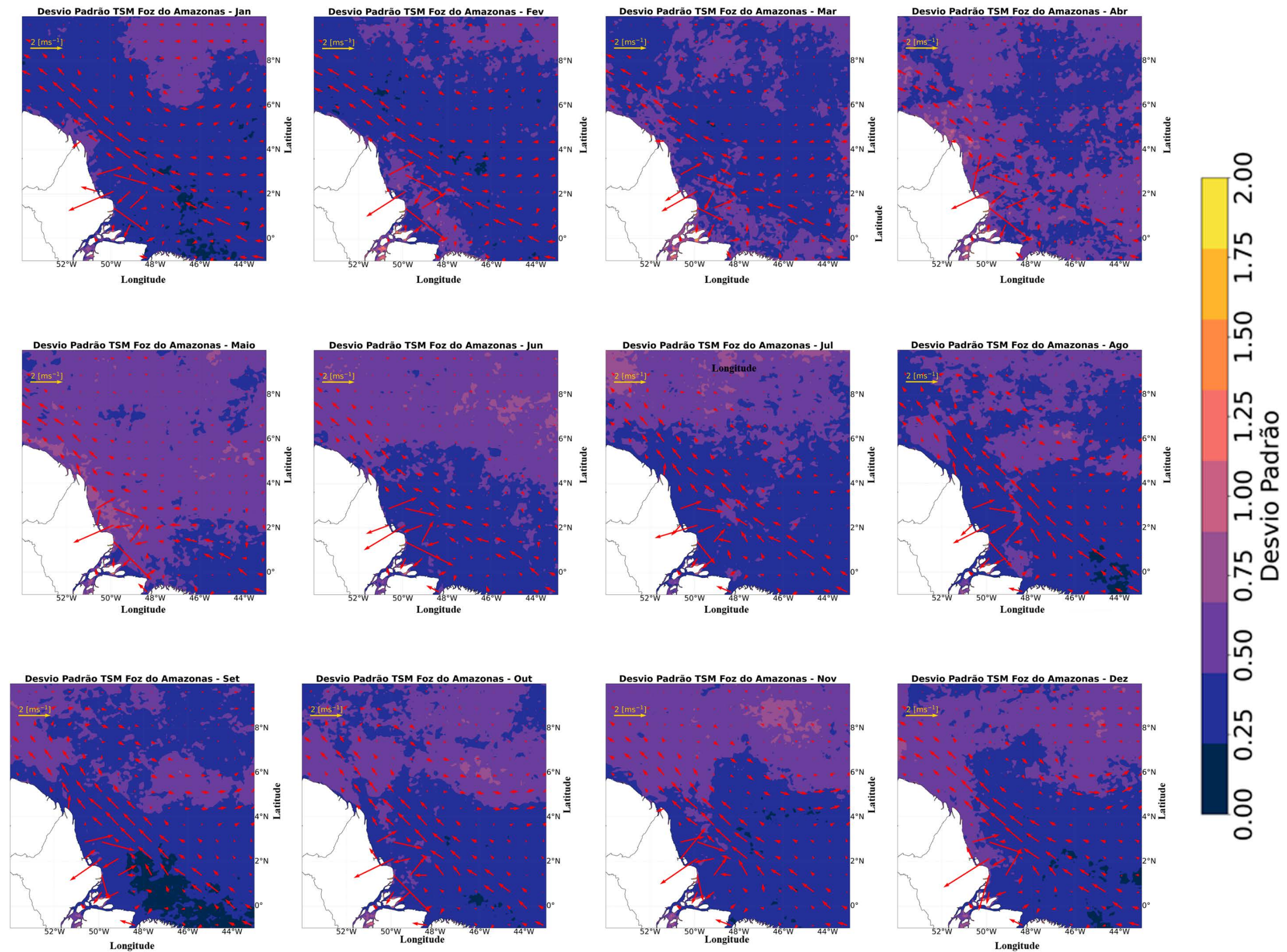


Figura 17- Mapas desvio padrão climatológicos TSM: Foz do rio Amazonas (Corrente).

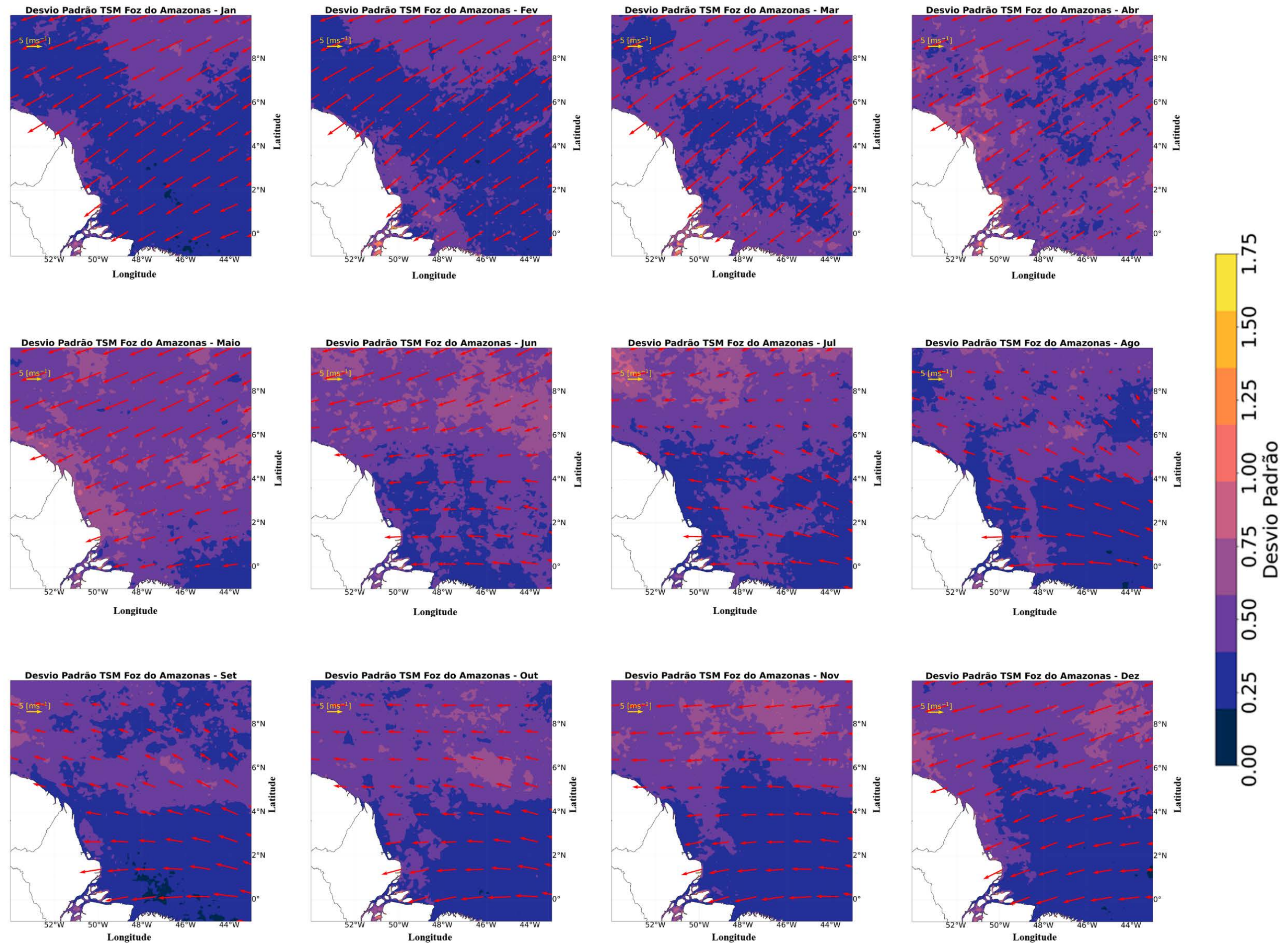


Figura 18- Mapas desvio padrão climatológicos TSM: Foz do rio Amazonas (Vento).

Os mapas climatológicos de desvio padrão de TSM são apresentados a seguir (Figura 17 e Figura 18). A variabilidade das flutuações de TSM apresentadas na foz do Amazonas demonstram o padrão de dipolo térmico entre as latitudes mais ao norte, aproximadamente 8° N e 0°. A diferenciação das temperaturas entre o hemisfério sul e norte são notórias a partir dos gráficos de desvio padrão.

As variações anuais médias de TSM e Clorofila-a são expostas a seguir (Figura 19 e Figura 20). A oscilação das concentrações de clorofila-a segue o padrão da descarga fluvial proveniente do rio Amazonas, com períodos de máxima concentração entre junho e agosto e mínima concentração entre dezembro e fevereiro.

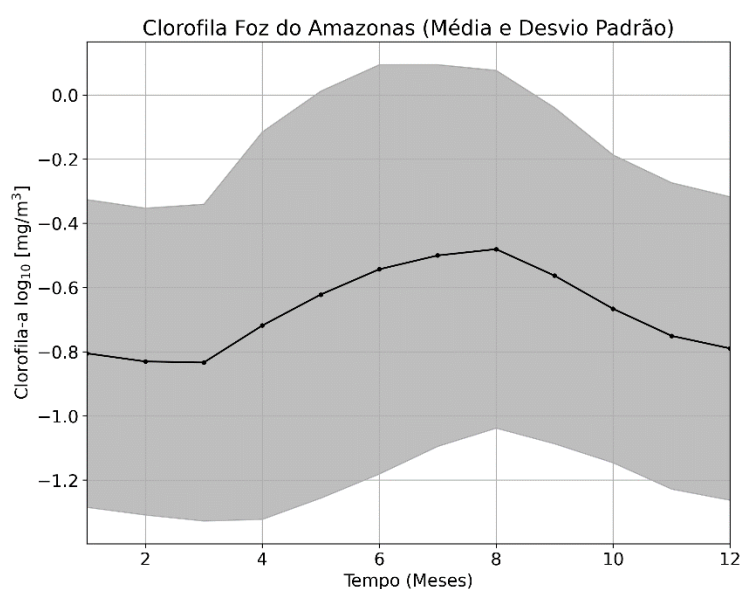


Figura 19- Oscilação climatológica média mensal da clorofila-a na foz do rio Amazonas e a dispersão de seu desvio padrão.

As flutuações de TSM apresentam máximos em agosto e setembro e mínima em fevereiro, tal variação é seguida pelas flutuações da ZCIT, migrando para o sul entre janeiro e abril, devido a tendência de aumento das temperaturas nos meses seguintes. Os valores máximos de temperatura se alinham com a tendência de aquecimento do hemisfério norte nos meses entre junho e outubro, quando a ZCIT começa a se deslocar para norte, se posicionando próximo de 10°N.

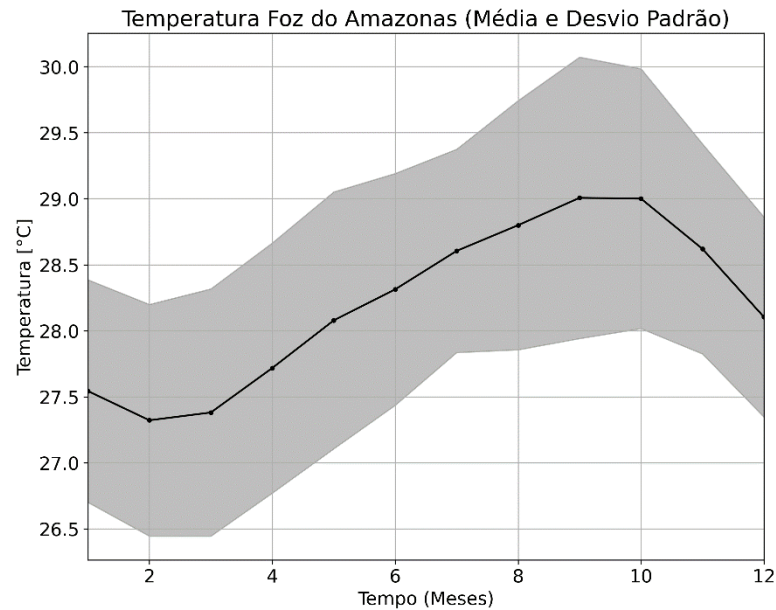


Figura 20 - Oscilação climatológica média mensal da TSM na foz do rio Amazonas e a dispersão de seu desvio padrão.

4.1.3 Foz do rio Congo:

Sendo o segundo maior fluxo de água doce para o Atlântico, exportador de carbono continental para os oceanos (Hopkins. *et al.* 2013, Spencer. *et al.* 2012) e estando em uma zona de corrente oceânica de borda oeste, o rio Congo contribui expressivamente para a variabilidade das concentrações de clorofila-a no Atlântico leste e sofre uma variabilidade de TSM a partir das correntes que ocorrem na região.

A variabilidade das médias e de desvio padrão climatológicas, para os dados de clorofila-a e TSM são expostas a seguir. Os mapas médios climatológicos de TSM (Figura 21 e Figura 22) seguem o padrão de aquecimento e são acompanhados pela migração da ZCIT sobre o OAT, apresentando seu aquecimento nos meses de dezembro a abril e resfriamento de junho a outubro. Por estar localizado no hemisfério sul, a variabilidade da TSM seguirá os padrões do hemisfério em questão.

Os desvios padrão (Figura 23 e Figura 24) seguem a variabilidade do aquecimento e resfriamento, onde os maiores desvios ocorrem entre abril e junho, novembro e dezembro, correspondendo ao processo de migração do equador térmico no OAT. Os padrões de ventos também migram juntos com a variação do desvio padrão.

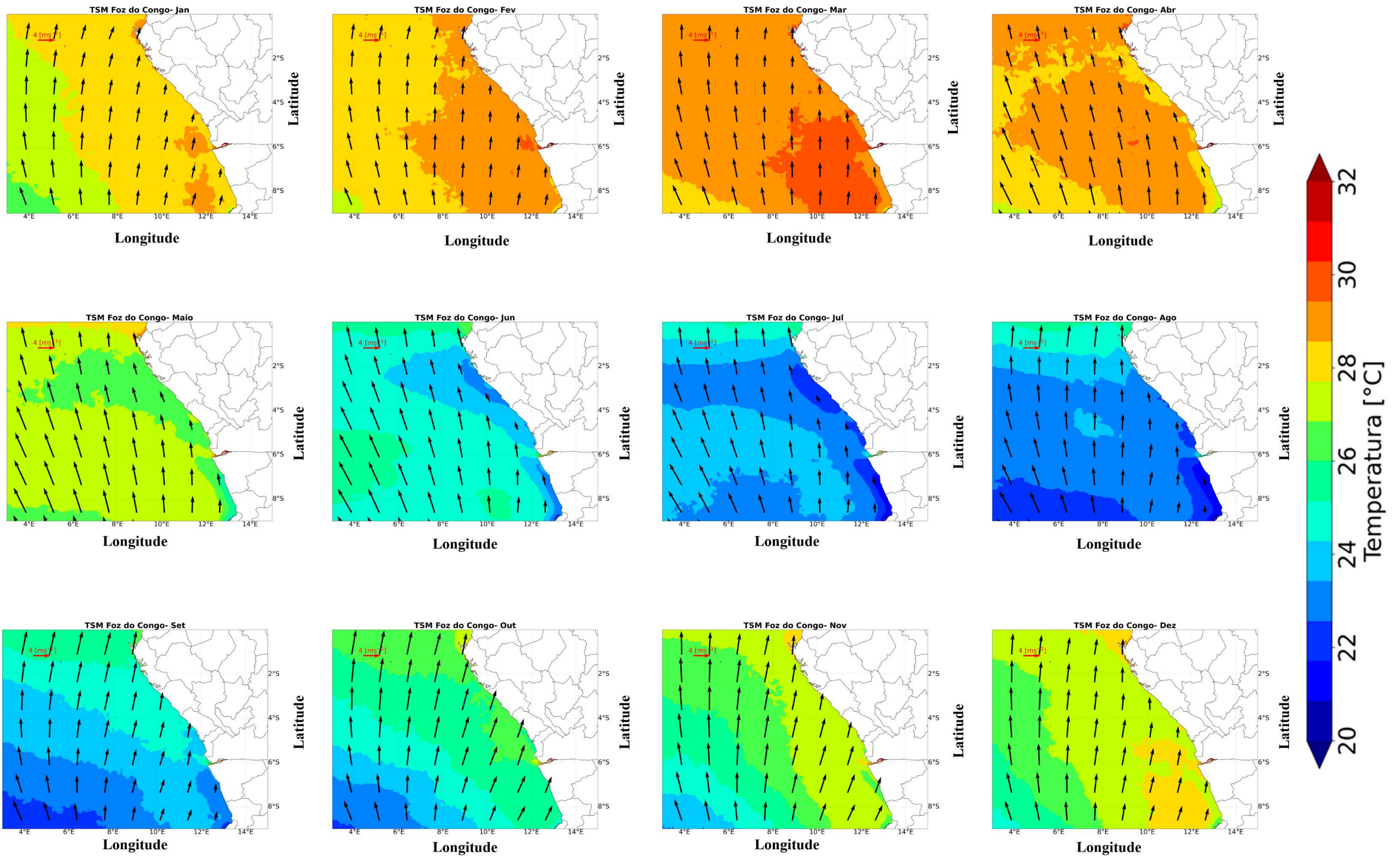


Figura 22- Mapas médios climatológicos TSM: Foz do rio Congo (Vento).

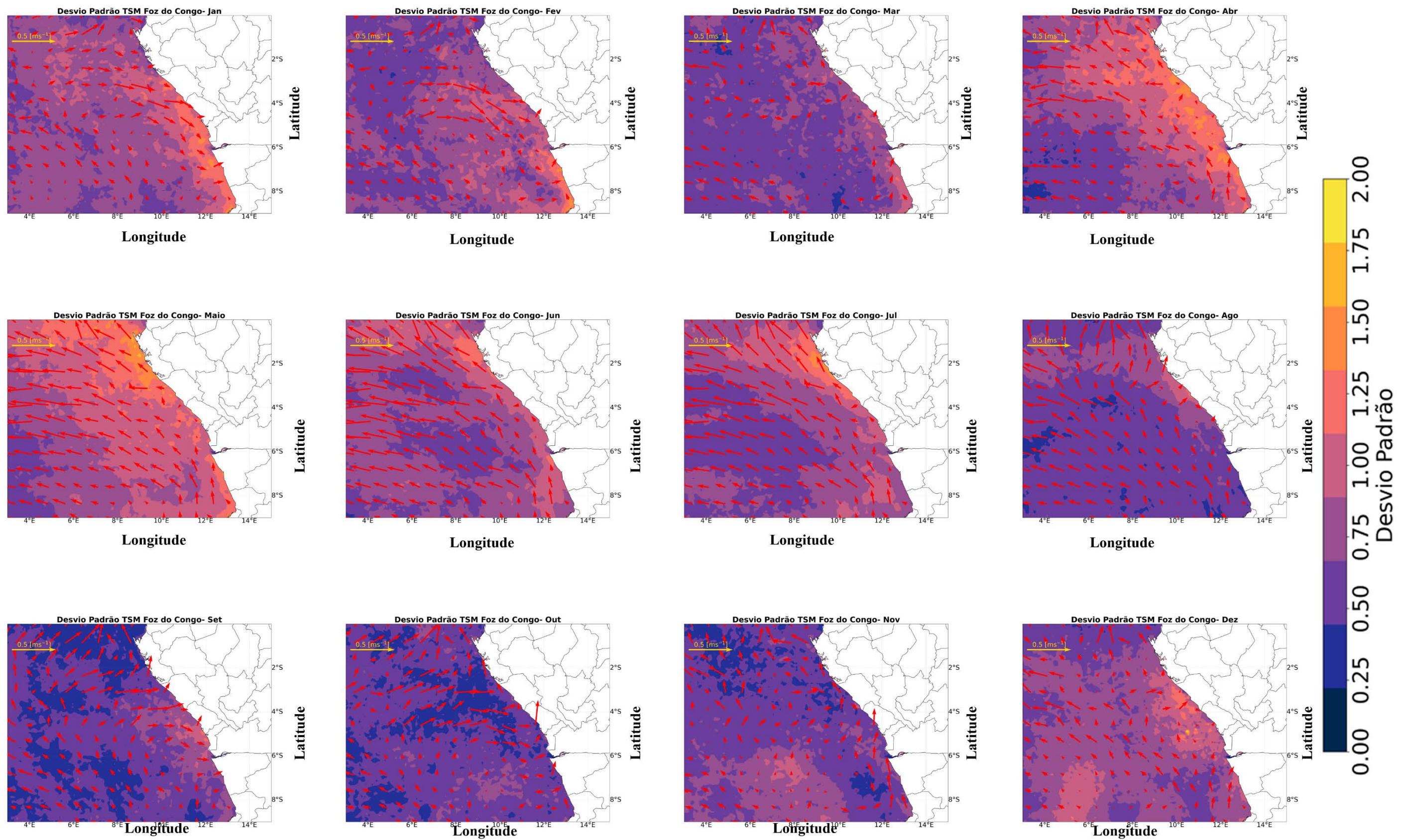


Figura 23 - Mapas Desvios Padrões climatológicos TSM: Foz do rio Congo (Corrente).

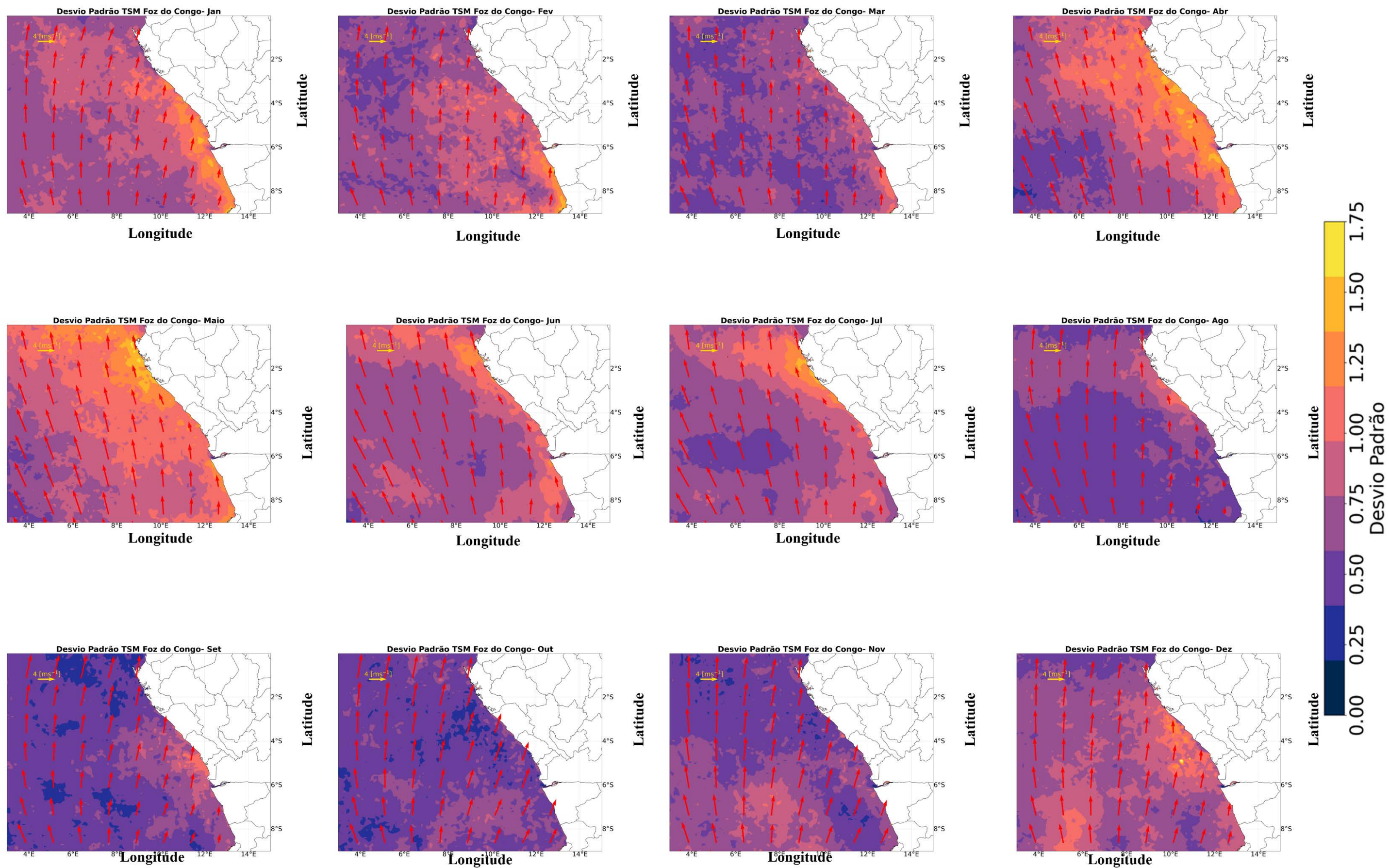


Figura 24- Mapas Desvios Padrões climatológicos TSM: Foz do rio Congo (Vento).

A flutuação dos padrões de clorofila-a são expostos a seguir (Figura 26 e Figura 27). A variabilidade bimodal da descarga fluvial, migração da ZCIT e flutuação das correntes presentes na região influenciam os níveis de clorofila-a no leste do OAT.

Os padrões de clorofila-a apresentaram dois máximos ao longo do ano, de maio a julho, apresentando uma propagação de clorofila-a para oeste até 6°E e novembro e dezembro para noroeste. A pluma do rio Congo é ejetada na plataforma continental na forma de um jato estreito e suas flutuações de clorofila-a sofrem influência da dinâmica offshore de sua pluma (Hopkins. *et al.* 2013).

O desvio padrão de clorofila-a para foz do Congo (Figura 28 e Figura 29) mostra a variabilidade da dispersão dos dados em relação à média climatológica. Durante os meses de maio a julho a clorofila-a é advectada para oeste a partir da CSE. Nos meses de novembro e dezembro, a clorofila-a é transportada pela Corrente de Benguela (CB) para norte. Trabalhos anteriores mostram que a advecção das propriedades da pluma do Congo sofre a ação da força de Coriolis, estresse do vento, padrões de circulação oceânica e fortes correntes de maré (O'Donnell 1990, Yankovsky & Chapman 1997). Sendo assim, ao longo do ano, as correntes presentes na região atuam na dispersão das concentrações de clorofila-a.

As variações anuais médias de TSM e Clorofila-a são expostas a seguir (Figura 25 e Figura 30). A oscilação das concentrações de clorofila-a segue o padrão da descarga fluvial, onde o primeiro máximo é provenientes da descarga fluvial e o segundo proveniente do transporte de águas frias e com nutrientes pela corrente de Benguela para noroeste em agosto, sendo o primeiro máximo em fevereiro e o segundo em agosto.

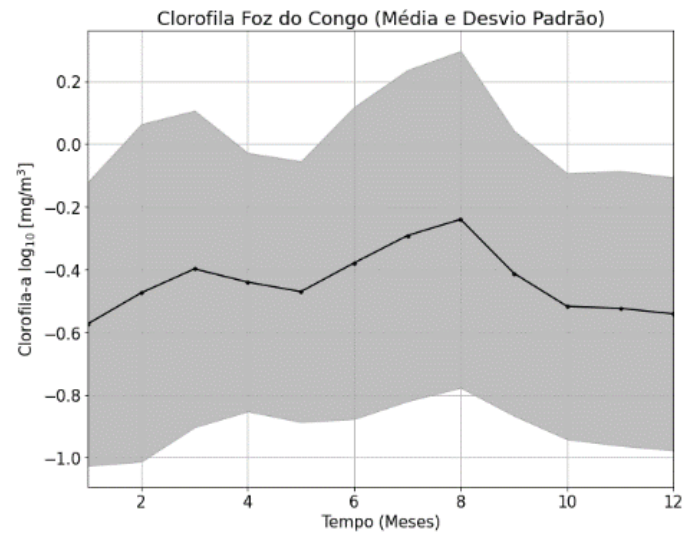


Figura 25- Oscilação climatológica média mensal da clorofila-a na foz do rio Amazonas e a dispersão de seu desvio padrão.

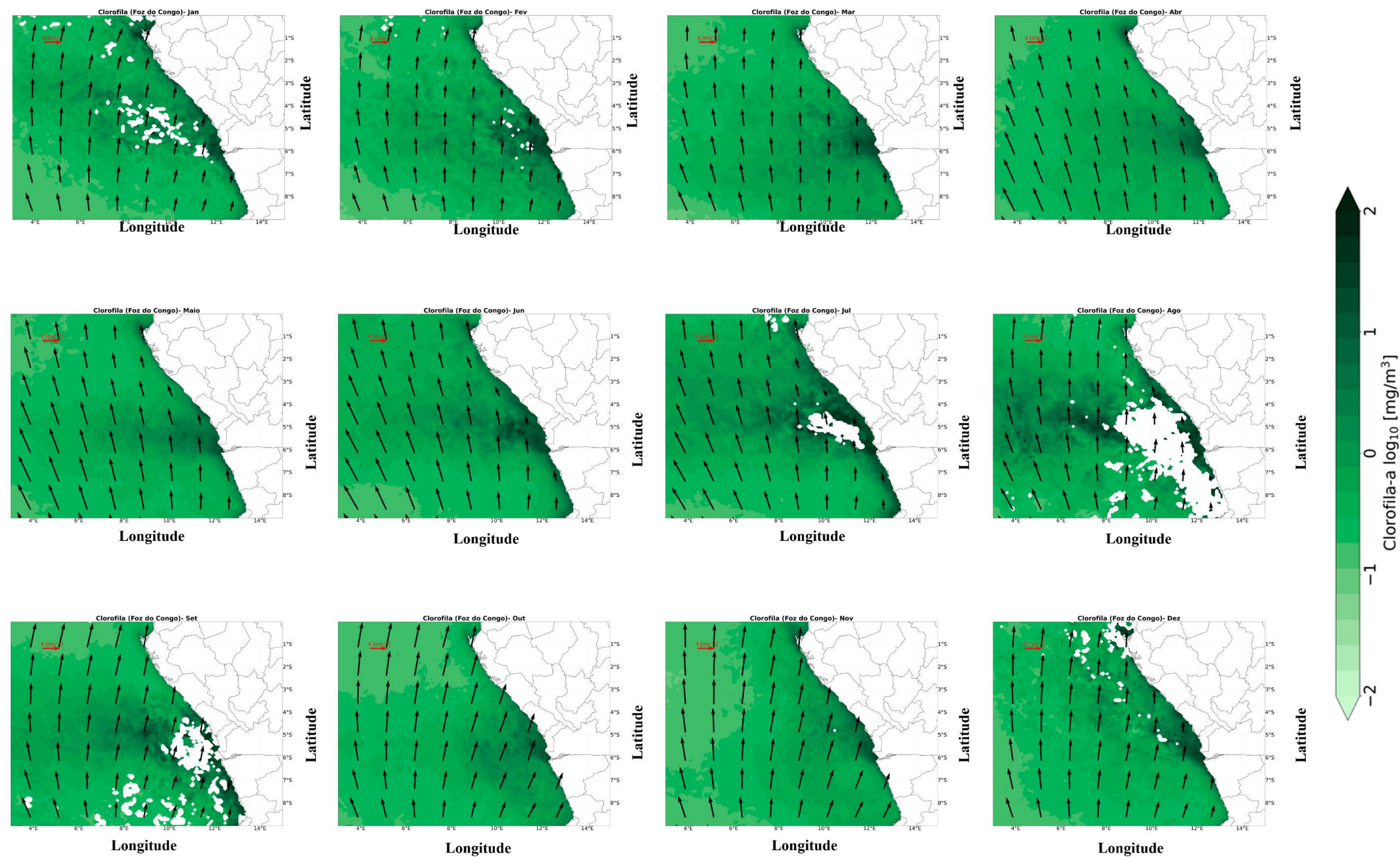


Figura 27- Mapas médios climatológicos Clorofila-a: Foz do Congo (Vento).

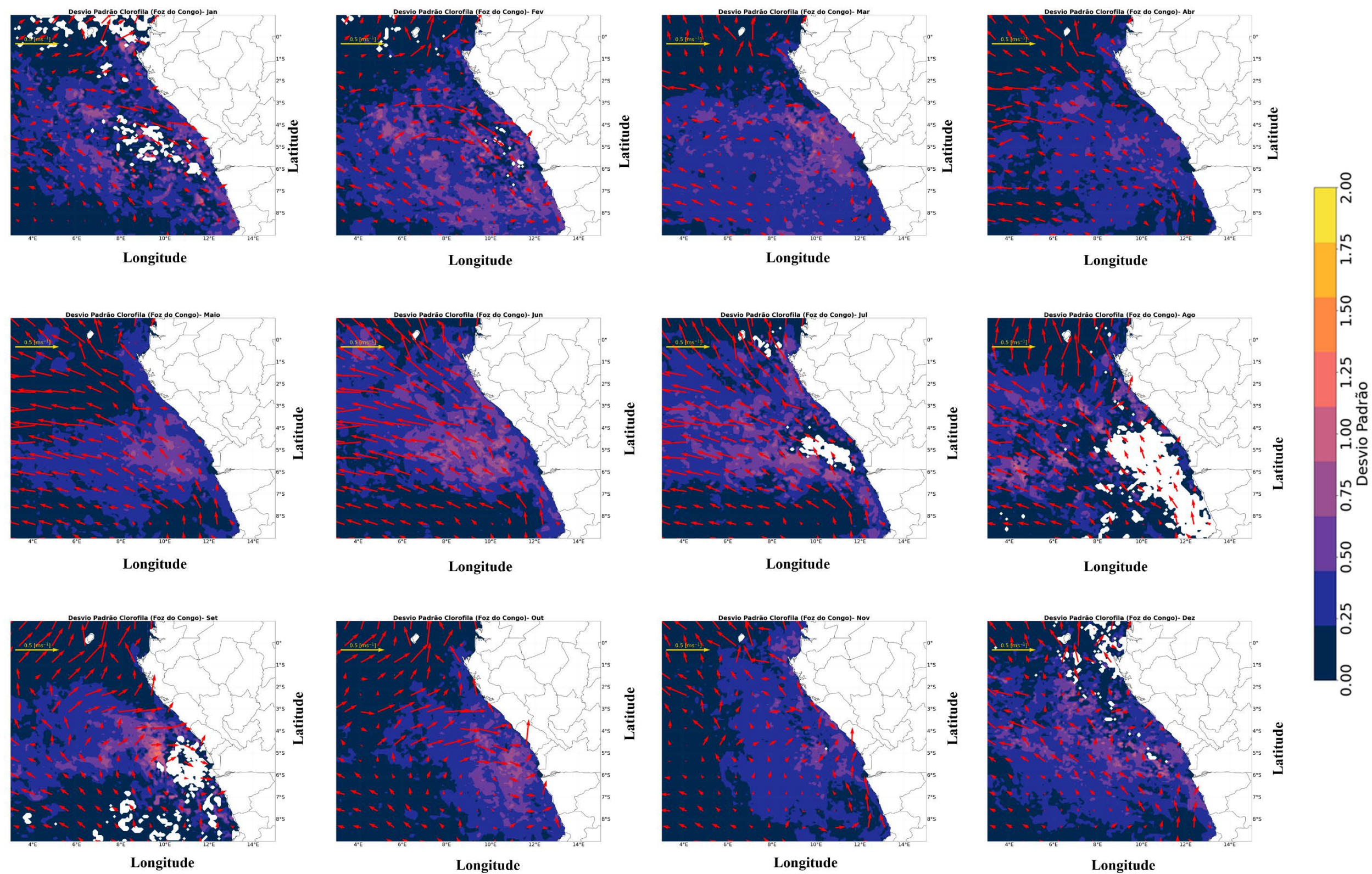


Figura 28- Mapas desvios padrões climatológicos Clorofila-a: Foz do Congo (Corrente).

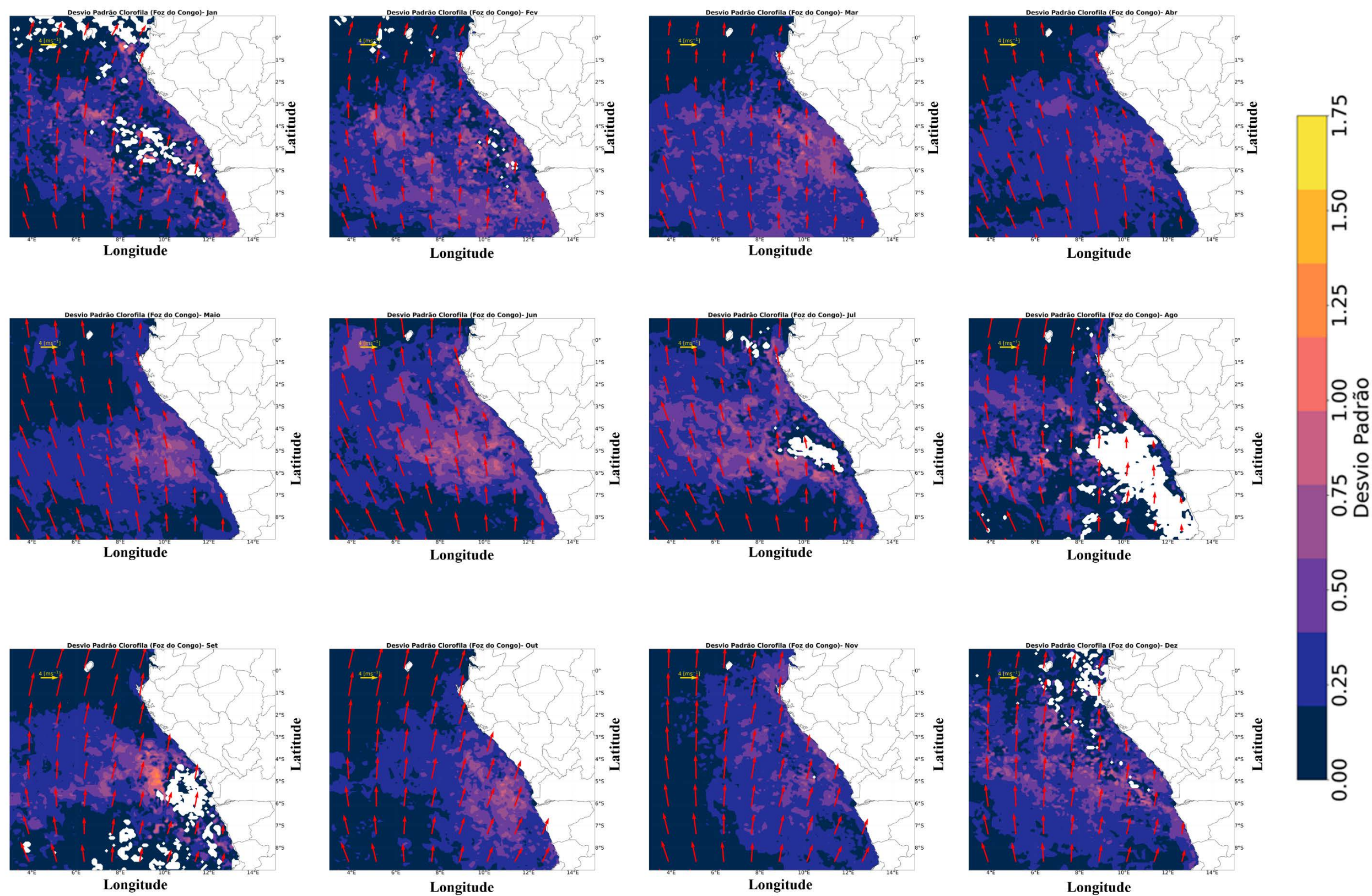


Figura 29- Mapas desvios padrões climatológicos Clorofila-a: Foz do Congo (Vento).

As flutuações de TSM seguem a dinâmica de aquecimento e resfriamento do hemisfério sul, onde as maiores temperaturas são constatadas entre fevereiro e abril e as menores em agosto. A variabilidade da ZCIT segue a migração do equador térmico e são notadas nas imagens médio-mensais, explicando o padrão semianual de máximos e mínimos nos valores de TSM na região da foz do rio Congo.

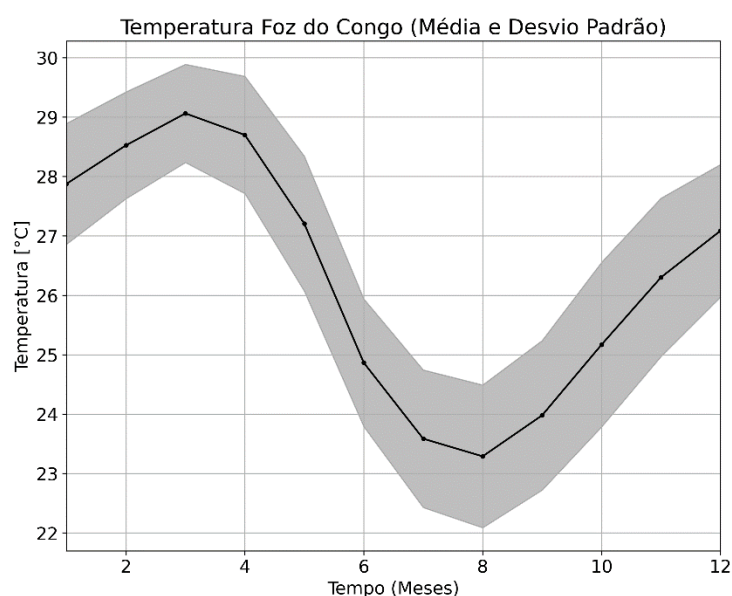


Figura 30 - Oscilação climatológica média mensal da TSM na foz do rio Congo e a dispersão de seu desvio padrão.

4.1.4 Ressurgência costeira:

Sendo uma estrutura de macroescala e apresentando uma variabilidade sazonal bem definida, a ressurgência costeira africana apresenta flutuações de clorofila-a e TSM, as quais são também acompanhadas pela migração da ZCIT. A variabilidade das médias e de desvio padrão climatológicas, para os dados de clorofila-a e TSM são expostas a seguir.

A variabilidade da TSM (Figura 31 e Figura 32) ao longo da região costeira do noroeste africano marca um ciclo anual bem definido, onde o aquecimento e resfriamentos segue em fase com os padrões de migração da ZCIT e equador térmico na região. Os valores máximos de temperatura ocorrem nos meses setembro e outubro e os valores mínimos em fevereiro e março. Caniaux. *et al.* 2011 elenca os indicadores de variabilidade na ressurgência costeira africana, onde os fortes indicadores de ciclo sazonal

bem definidos incluem: grande variação sazonal da TSM, intensidade dos ventos e migração da ZCIT.

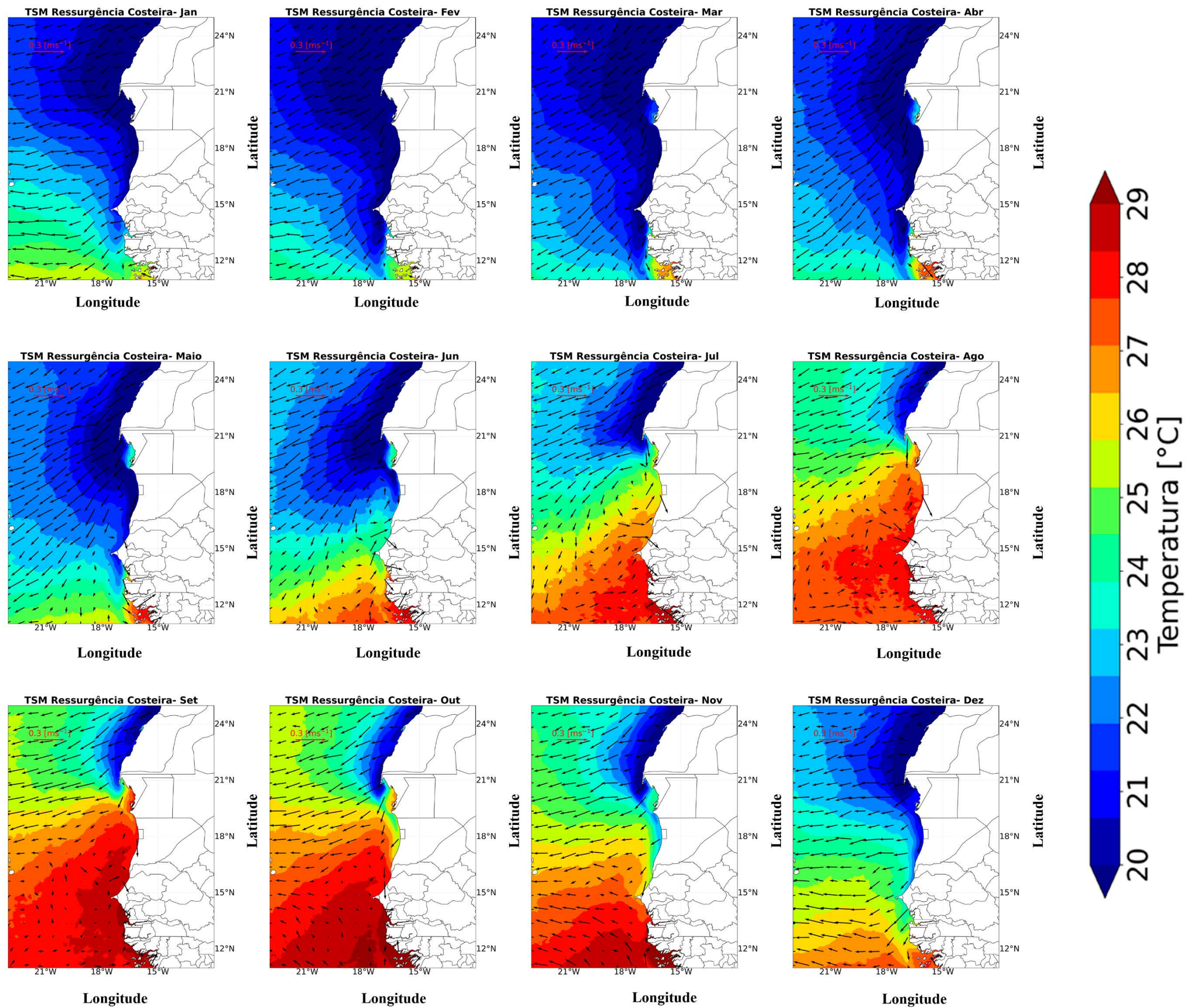


Figura 31- Mapas médios climatológicos TSM: Ressurgência Costeira (Corrente).

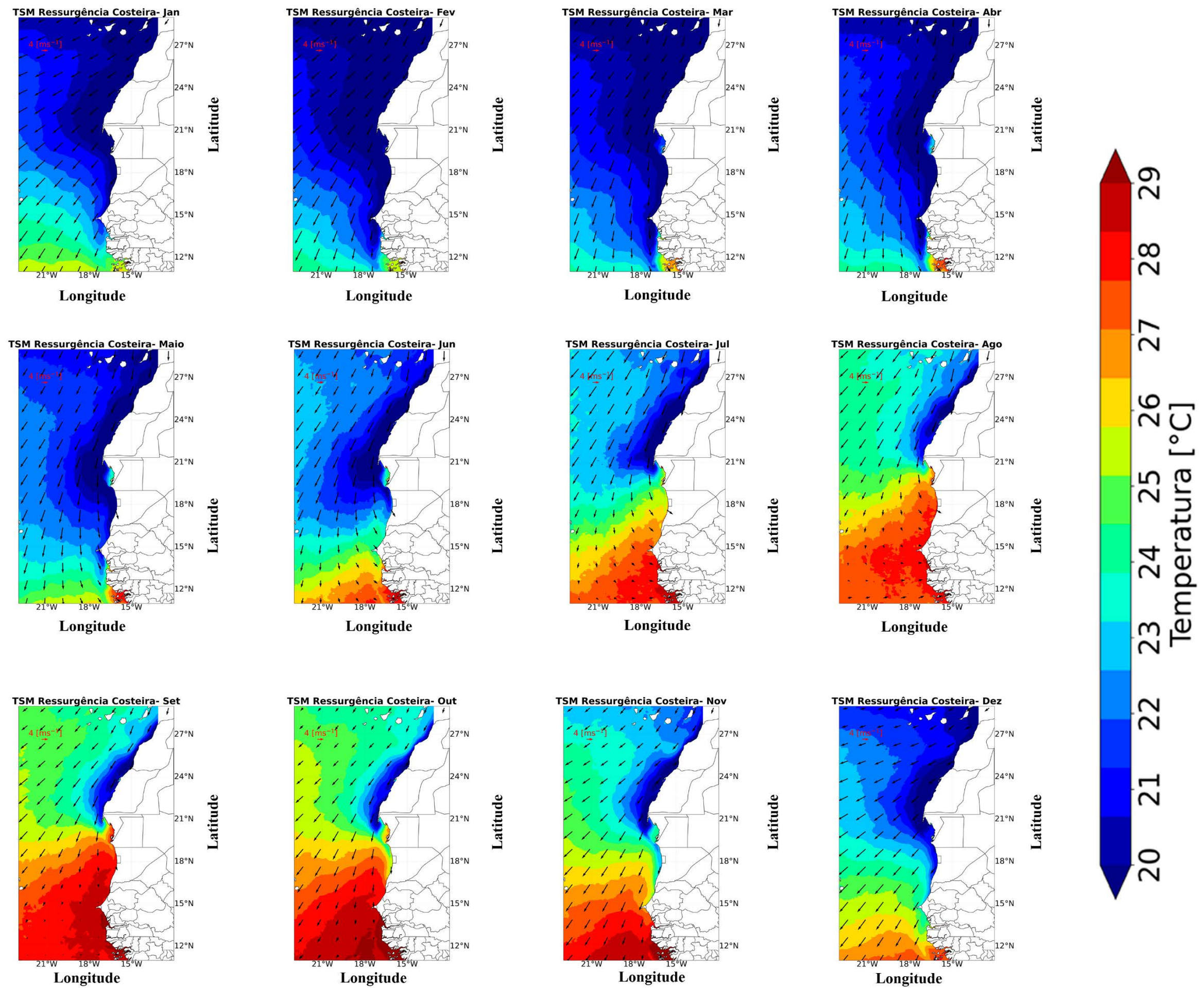


Figura 32- Mapas médios climatológicos TSM: Ressurgência Costeira (Vento).

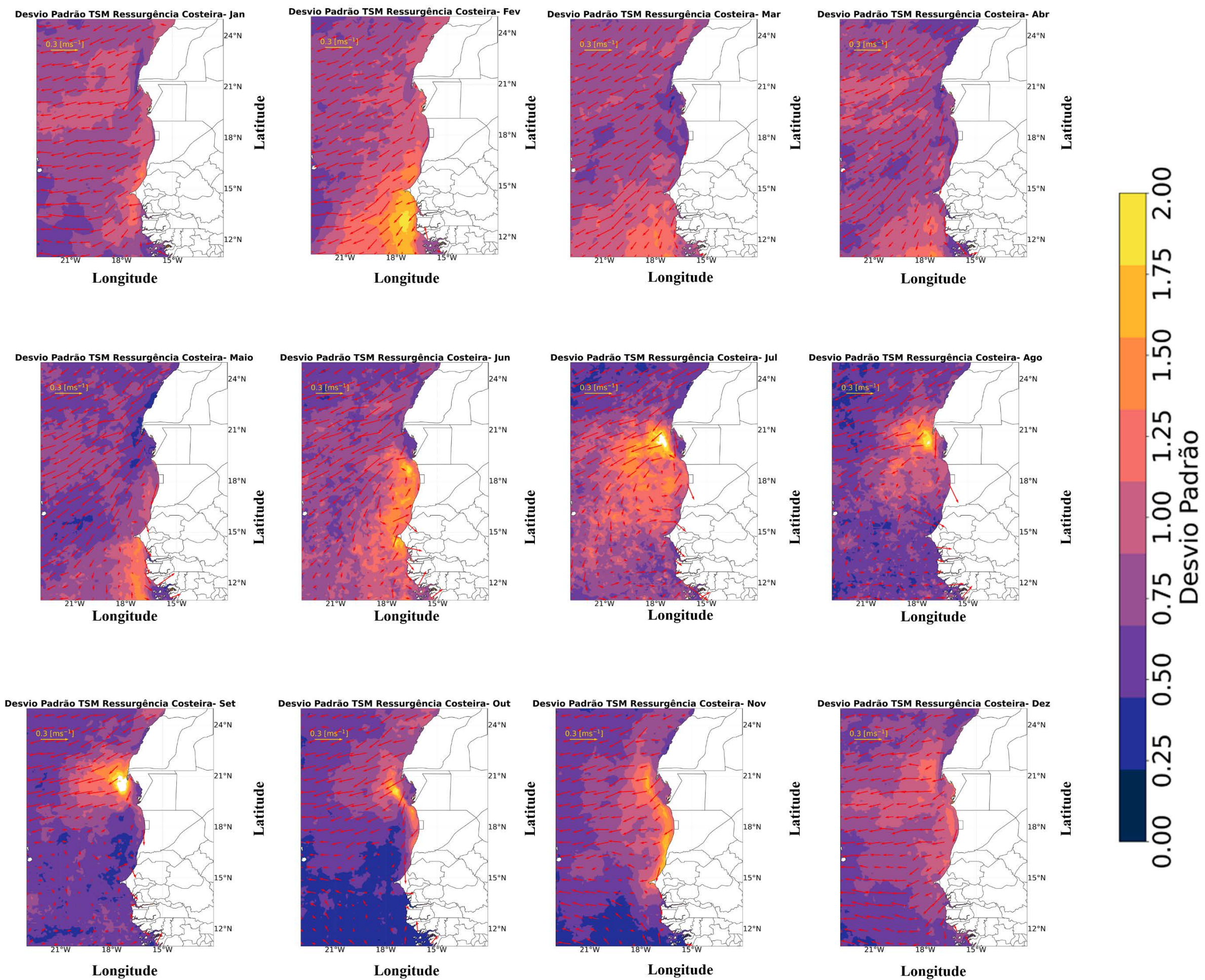


Figura 33- Mapas desvios padrões climatológicas TSM: Ressurgência Costeira (Corrente).

A propagação da ressurgência sobre o Atlântico oriental é marcada pela migração da ZCIT para norte, proporcionando assim a ocorrência da dinâmica de transporte vertical de águas da termoclina para superfície por meio da dinâmica de Ekman. Picaut 1983 discorre sobre a variabilidade desse processo, onde a intensificação da ressurgência costeira sobre a região oriental do OAT se dá entre os meses de julho a setembro, período este que a ZCIT se encontra mais ao norte.

A flutuações dos desvios padrões são expostas nas Figura 33 e Figura 34. Entre os meses de junho e novembro, a ocorrência de um sinal marcante na costa africana é indicativa da variabilidade da ressurgência costeira, apoiando assim as prerrogativas de Picaut 1983.

A ocorrência de ascensão de águas provenientes da termoclina, ricas em nutrientes e com baixas temperaturas podem ser estudadas a partir de imagens de sensoriamento remoto, uma vez que influenciará o sinal de clorofila-a na região exposto nas Figuras 35 e Figura 36.

Assim como os sinais de TSM sobre a superfície do oceano, os sinais de clorofila-a segue um padrão sazonal, respondendo a migração da ZCIT para o norte e fortalecimento da ressurgência costeiras nos meses de junho a novembro. Nos meses de junho e julho, o ramo descendente da Corrente das Canárias (CC) promove a advecção do sinal de clorofila-a.

A dispersão dos valores de clorofila-a e TSM em relação à média são expostos nos mapas de desvio padrão a seguir (Figura 37 e Figura 38). A variabilidade dos valores de clorofila-a no leste do OAT, em especial na região da ressurgência costeira africana segue os seus padrões de fortalecimento e enfraquecimento. As variações mais expressivas ocorrem entre os meses de junho a setembro.

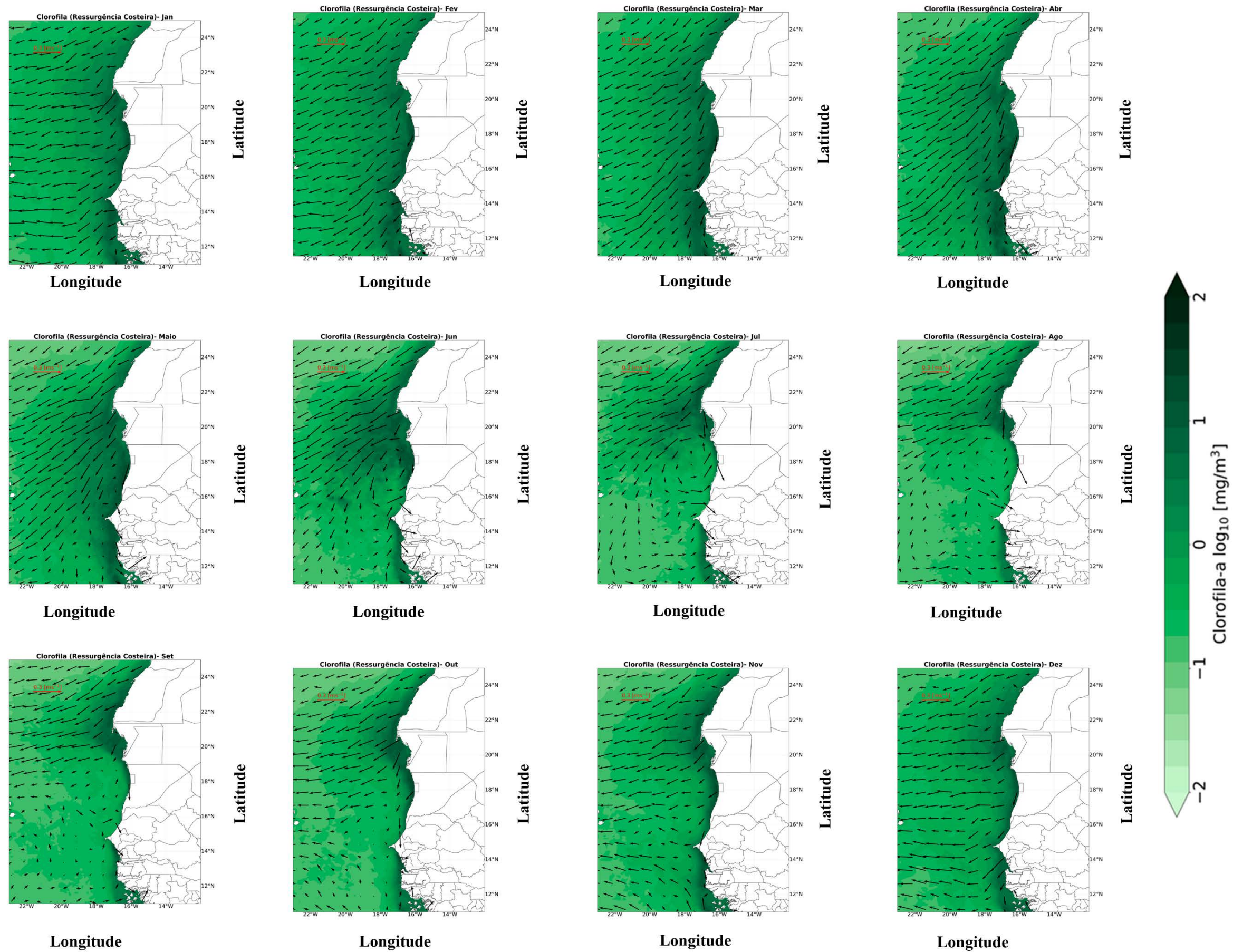


Figura 35- Mapas médios climatológicos Clorofila-a: Ressurgência Costeira (Corrente).

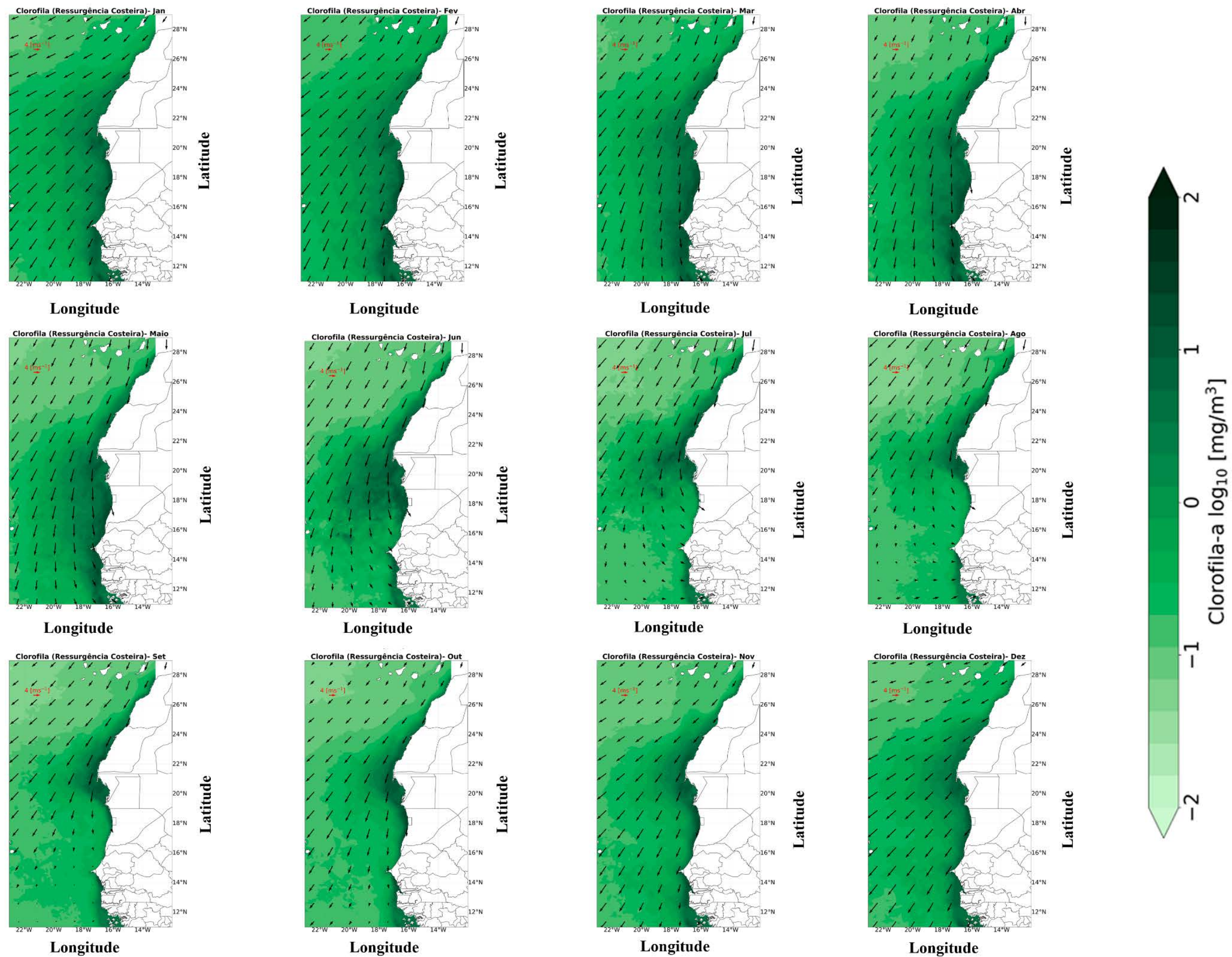


Figura 36- Mapas médios climatológicos Clorofila-a: Ressurgência Costeira (Vento).

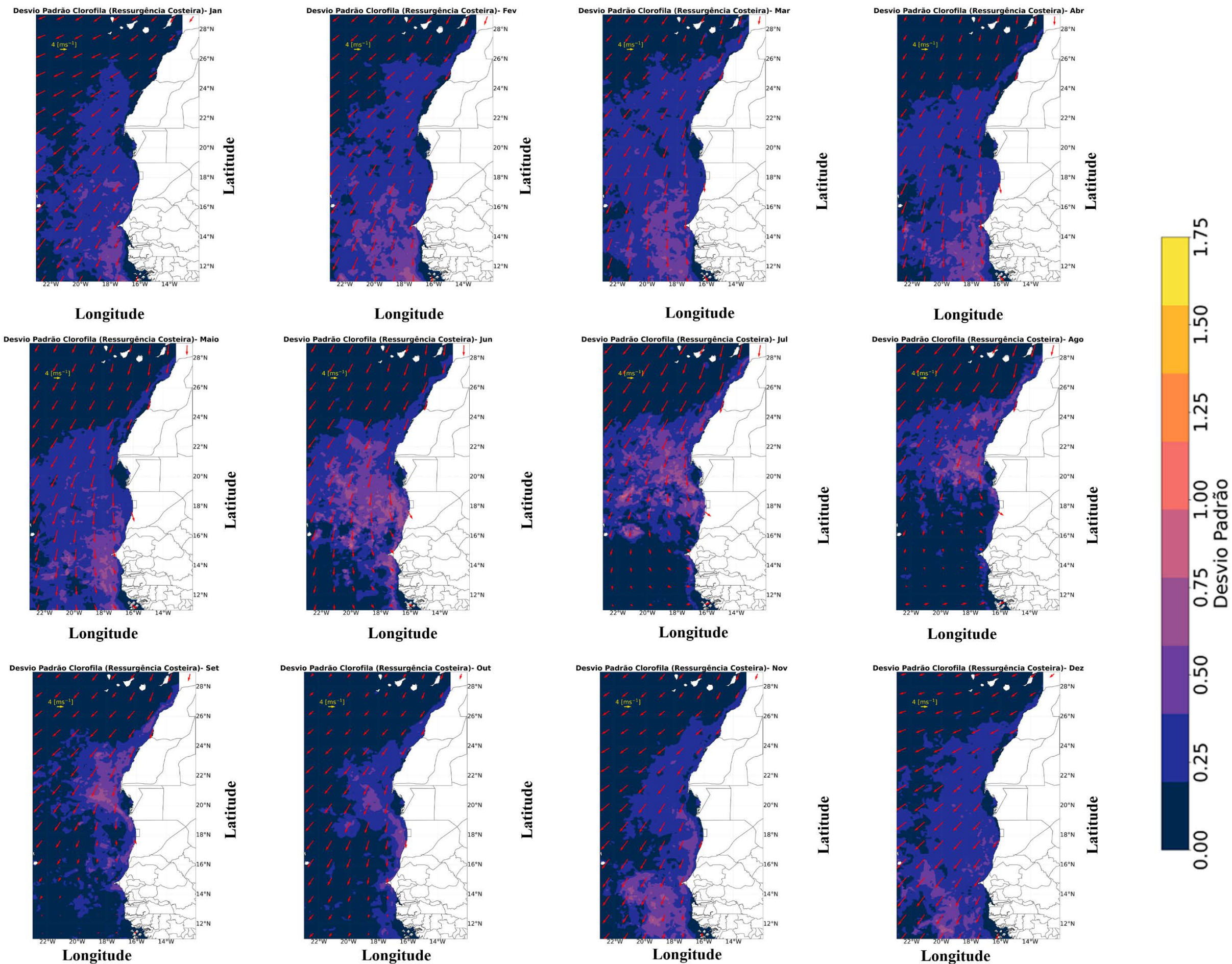


Figura 38- Mapas desvios padrões climatológicos Clorofila-a: Ressurgência Costeira (Vento).

As flutuações de TSM seguem a dinâmica de aquecimento e resfriamento do sazonal, onde a maior temperatura é constatada em fevereiro e a menor em agosto. A variabilidade da ZCIT que segue a migração do equador térmico é notada nas imagens médio-mensais dominando a variabilidade do ciclo anual de TSM na região noroeste africana.

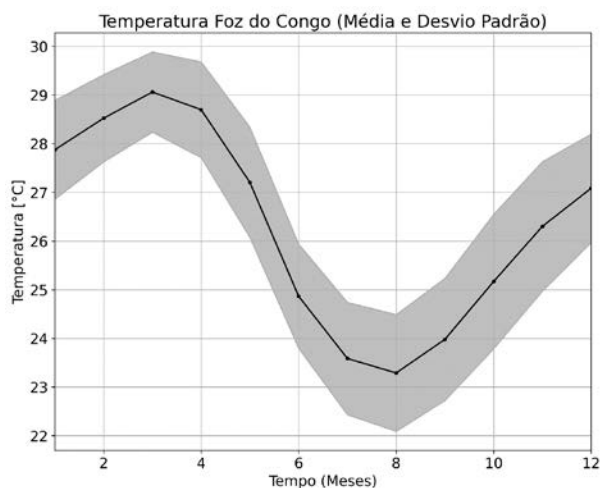


Figura 39- Oscilação climatológica média mensal da TSM na Ressurgência Equatorial e a dispersão de seu desvio padrão.

A oscilação das concentrações de clorofila-a segue um padrão sazonal bem definido, se assemelhando a TSM. A migração da ZCIT promove o fortalecimento da ressurgência ao longo do ano, corroborando para os aumentos das concentrações entre os meses agosto e novembro.

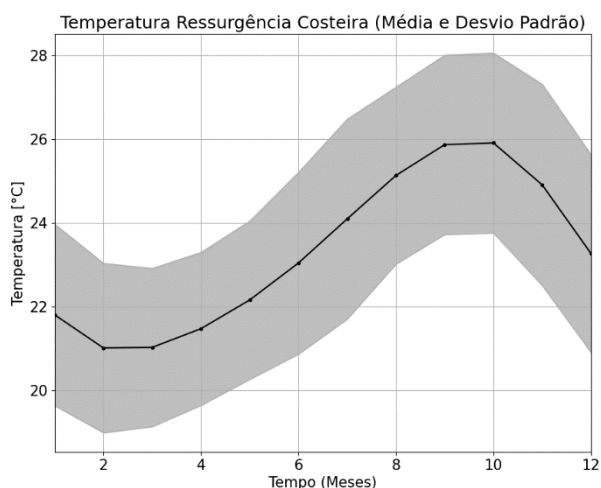


Figura 40- Oscilação climatológica média mensal da Clorofila-a na Ressurgência Equatorial e a dispersão de seu desvio padrão.

4.2 FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS (EOFs)

Nesta seção serão expostos e discutidos os modos de variabilidade obtidos para cada região a partir das EOFs. A análise dos modos das EOFs representa um desafio de tentar encontrar sinais físicos para modos obtidos a partir da variabilidade dos dados.

Dessa forma, aqui não faremos uma análise de todos os modos, mas sim daqueles que mostraram maior variância atribuída em seu sinal, em especial para os dois primeiros, ainda que modos posteriores possam também representar outros processos.

4.2.1 Foz do rio Amazonas:

A partir da análise dos principais modos de variação da EOF para clorofila-a e TSM na foz do Amazonas, foram extraídos os padrões de variação mais representativos, os quais são expostos a seguir.

EOF Clorofila-a foz do Amazonas:

Os primeiros dois modos das EOFs de clorofila-a e seus componentes principais correspondentes são expostos a seguir (Figura 41). O primeiro EOF representa o ciclo sazonal possivelmente associado à descarga do rio Amazonas (Figura 41(a)) e é responsável por 24% da variância. Os máximos apresentados no mapa do modo 1 são referentes à advecção da clorofila-a para noroeste pela CNB. O transporte da pluma proveniente do rio Amazonas para a região da PCA é marcado pela variabilidade das correntes e regime de vento, regendo assim a propagação das concentrações de clorofila-a, como foi exposto nas Figura 11 e Figura 12. A reconstrução das anomalias para o modo 1 é exposta a seguir (Figura 42). Representando aproximadamente $\frac{1}{4}$ da variância total dos dados, o modo 1 se alinha junto com os dados de anomalias mensais, correspondendo grande parte dessa flutuação.

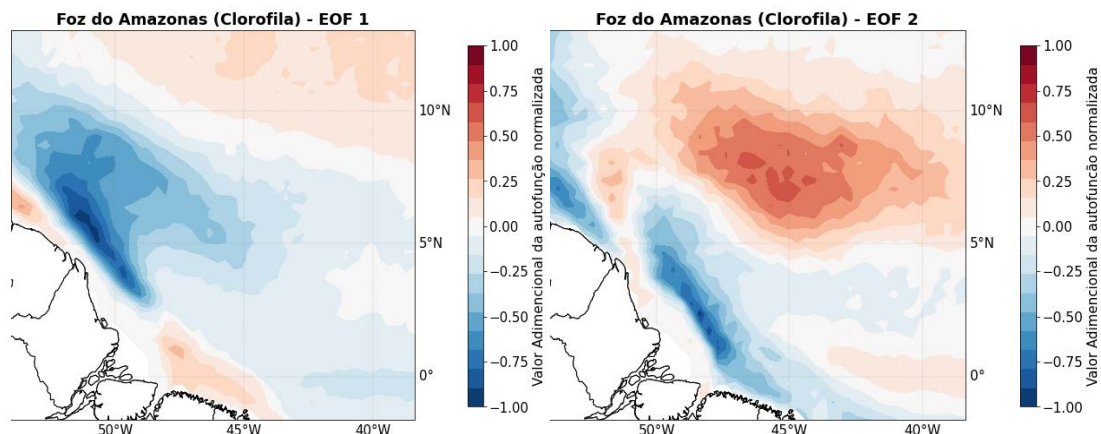


Figura 41- Principais modos de variância da EOF de clorofila-a para a região da foz do rio Amazonas sendo (a) o mapa construído para o modo 1 e (b) o mapa construído para o modo 2.

O segundo modo das EOFs (Figura 41 (b)) pode representar a variação da CNB em seu momento de retroflexão. Correspondendo aproximadamente a 11,5% da variância total, o modo dois mostra uma alternância entre o aumento das concentrações de clorofila-a de forma zonal para leste em contraste das zonas costeiras, o que pode estar associado com a formação de ciclones e anticiclones (cristas e cavados) quando a CNB retroflete. A propagação da clorofila-a para latitudes entre 5 e 10° em sentido zonal é mostrada nas Figura 11 e Figura 14, onde a flutuação da clorofila-a para leste é acompanhada pela oscilação da ZCIT e CNB ao longo do ano.

A reconstrução do modo 2 (Figura 43) mostra a variação das concentrações de clorofila-a em relação a anomalia, por apresentar apenas 11,5% da variância total, a variação da amplitude entre a reconstrução do modo 2 e a anomalia é expressiva.

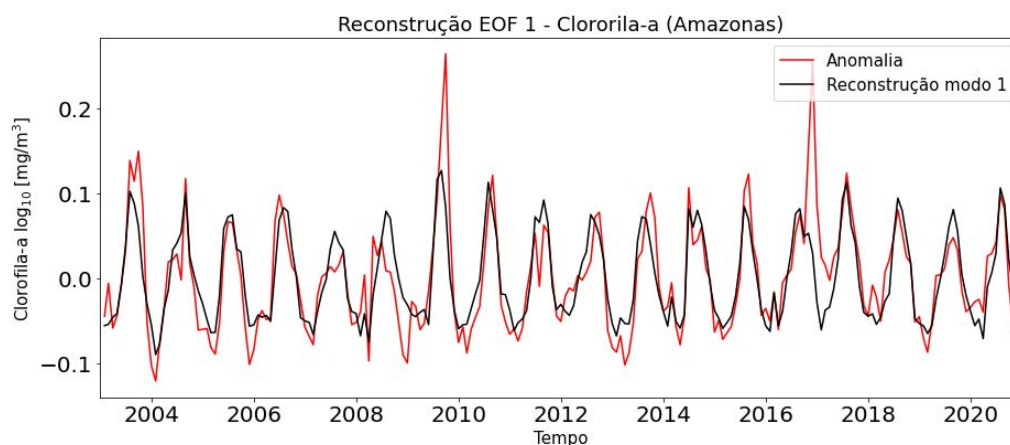


Figura 42- Gráfico da reconstrução do primeiro modo da EOF de clorofila-a para foz do rio Amazonas e anomalia de clorofila-a.

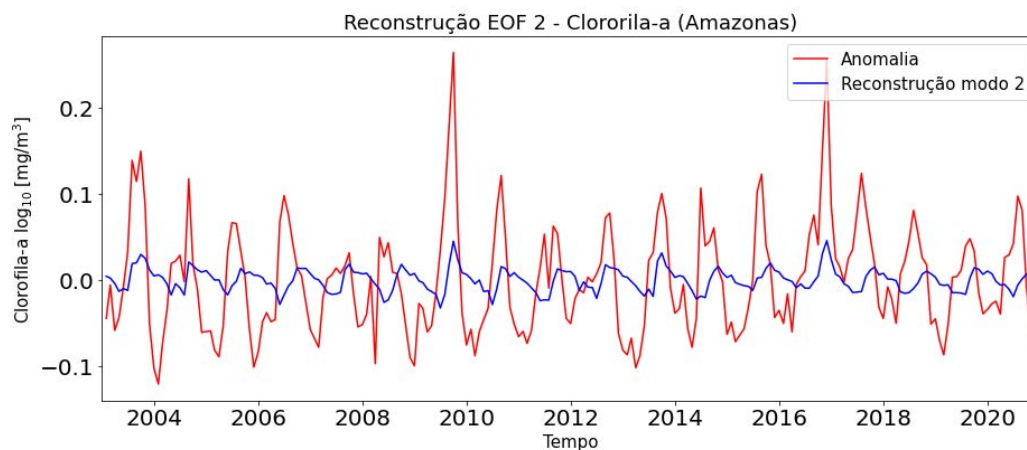


Figura 43 - Gráfico da reconstrução do segundo modo da EOF de clorofila-a para foz do rio Amazonas e anomalia de clorofila-a.

A variância explicada dos modos das EOFs é exposta a seguir (Figura 44). Os dois primeiros modos correspondem a uma variância de 35,6%, devido a isso, estes foram discutidos. A partir do terceiro modo, há uma diminuição da porcentagem de variância explicada e tais modos podem estar associados a outros processos que controlam variabilidade da clorofila-a em diferentes escalas espaciais e temporais. O teste de Monte Carlo é exposto junto com os 5 primeiros modos da EOFs para clorofila-a na foz do Amazonas, o teste estatístico comprovou que os 5 primeiros modos apresentam uma confiabilidade de 95%.



Figura 44 - Gráfico da % de variância explicada para os modos da EOF de clorofila-a para foz do rio Amazonas e teste estatístico de Monte Carlo.

EOF TSM foz do Amazonas:

Os primeiros dois modos das EOFs de TSM e seus componentes principais correspondentes são expostos a seguir (Figura 45). A variância explicada para o primeiro modo da EOF de TSM pode representar o ciclo anual de TSM no Atlântico, uma vez que o padrão espacial representa um dipolo térmico entre o hemisfério norte e sul (Figura 45 (a)). Sendo responsável por 80,8% da variância total, é possível visualizar a diferenciação do processo de aquecimento e resfriamento em dois hemisférios. A reconstrução do modo 1 (Figura 46) representa a maior parte da variância total dos dados, entrando em fase com os dados de anomalias mensais.

O segundo modo da EOF de TSM da foz do rio Amazonas é exposto a seguir (Figura 45 (b)). Por estar situado em sua maior parte no hemisfério norte, a variabilidade segue o padrão de aquecimento e resfriamento deste hemisfério. Correspondendo a uma variância de 5,6% ele pode representar o processo de variabilidade meridional de aquecimento e resfriamento do hemisfério norte. A reconstrução do modo 2 (Figura 47) demonstra a variabilidade da temperatura para o hemisfério sul, porém, a variação entre as amplitudes do modo reconstruído e a anomalia é grande, demonstrando baixa contribuição para compor a série de anomalia mensal.

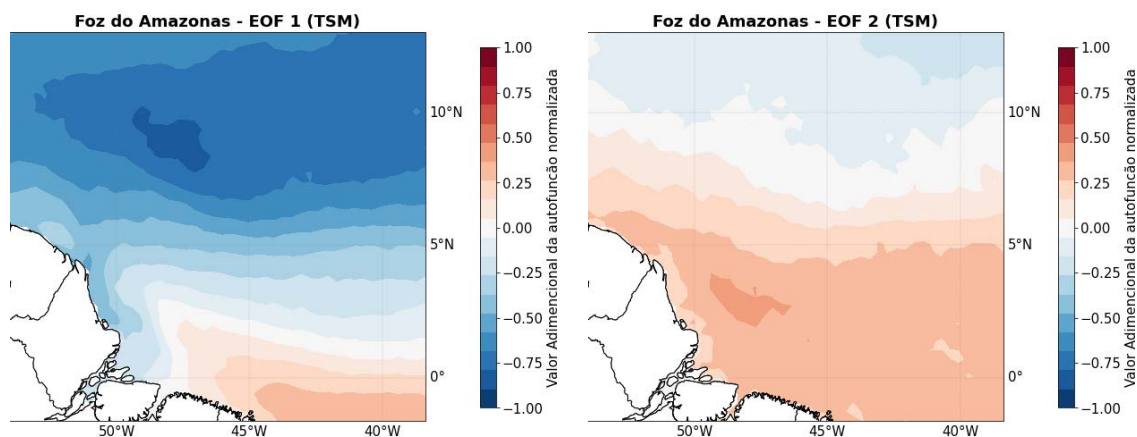


Figura 45 - Principais modos de variância da EOF de TSM para a região da foz do rio Amazonas sendo (a) o mapa construído para o modo 1 e (b) o mapa construído para o modo 2.

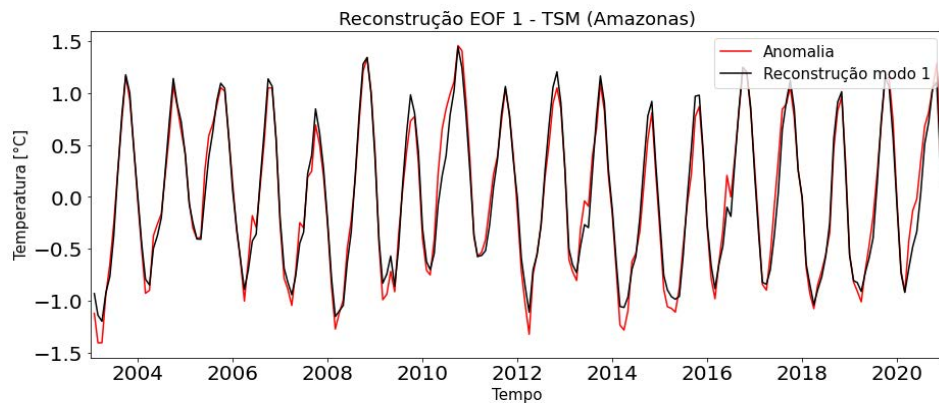


Figura 46- Gráfico da reconstrução do primeiro modo da EOF de TSM para foz do rio Amazonas e anomalias.

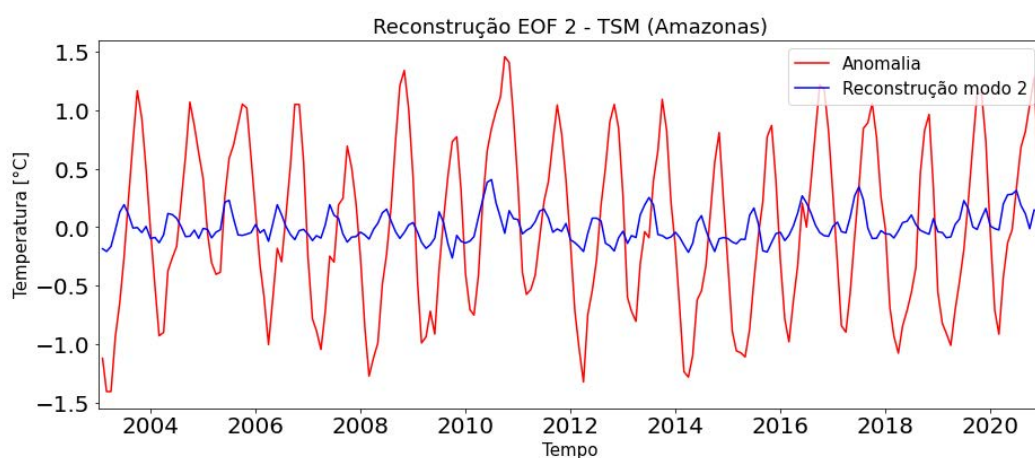


Figura 47 - Gráfico da reconstrução do segundo modo da EOF de TSM para foz do rio Amazonas e anomalias.

A variância explicada dos modos das EOFs é exposta a seguir (Figura 48). Os dois primeiros modos correspondem a uma variância 86,4%, com isso, estes representam a maior parte da variação explicada para série temporal, os modos seguintes podem corresponder a processos longa escala temporal ou ruídos, os quais não representam variância expressiva quando comparados a importância do ciclo anual para a TSM. O teste de Monte Carlo demonstra que a confiabilidade de 95% dos modos ocorre até o 3 modo, porém, sua variância corresponde a apenas 2,4%, não sendo representativo para a análise da série temporal.



Figura 48- Gráfico da % de variância explicada para os modos da EOF de TSM para foz do rio Amazonas e teste estatístico de Monte Carlo.

4.2.2 Foz do rio Congo:

A partir da análise dos principais modos de variação da EOF para clorofila-a e TSM na foz do rio Congo, foram extraídos os padrões de variação mais representativos, os quais são expostos a seguir.

EOF Clorofila-a foz do rio Congo:

Os dois modos de clorofila-a referentes à foz do rio Congo e seus principais modos são expostos a seguir. O primeiro modo da EOF para clorofila-a na foz do rio Congo (Figura 49 (a)) apresenta uma variância explicada de 15,2%. Esse modo representa possivelmente o sinal físico da advecção de sua pluma para noroeste pela Corrente de Benguela, onde o sinal apresenta maior relevância. A reconstrução do primeiro modo para clorofila-a mostra que, grande parte da anomalia é explicada pelo modo 1.

A partir do estudo desenvolvido por Hopkins. *et al.* 2013, foi estimado uma defasagem de cerca de dois meses entre as máximas descargas fluviais e os mínimos de salinidade na região da plataforma continental. Tal relação pode ser a resposta para o aumento nas concentrações de clorofila-a em fevereiro e julho (Figura 25), correspondendo a variabilidade do primeiro modo para EOF.

O segundo modo de clorofila-a para foz do Congo (Figura 49 (b)) representa uma variação explicada de 6,7%. Tal modo representa possivelmente um sinal de advecção da

pluma até cerca de 5° E, tal variabilidade pode representar uma flutuação semianual, onde, o efeito conjunto da diminuição da descarga fluvial e o aumento da clorofila-a podem ser respostas do transporte de águas mais frias pela corrente de Benguela pra região em agosto.

A reconstrução para o modo dois da EOF de clorofila-a para a foz do rio Congo é exposto na Figura 51. Devido a variância explicada ser pequena (6,7%) não foi possível fazer a comparação entre as series temporais, devido a ordem de grandeza ser menor.

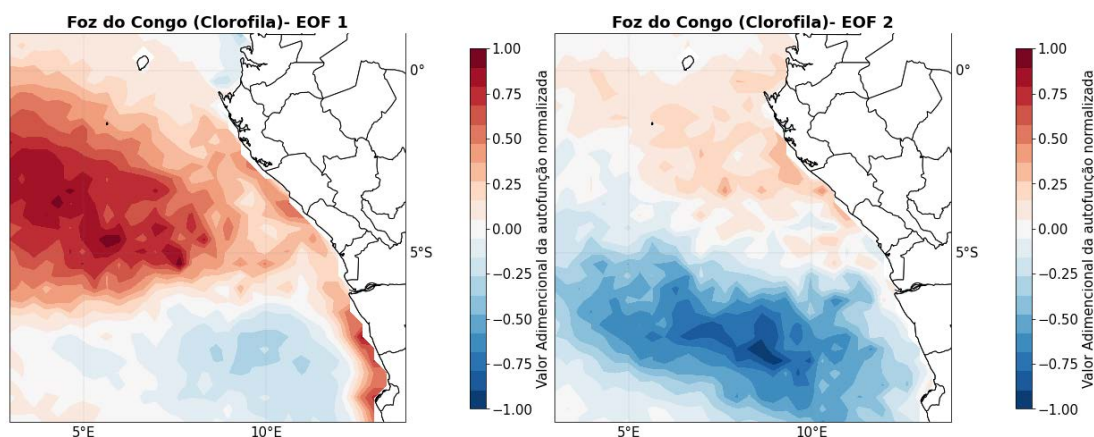


Figura 49 - Principais modos de variância da EOF de clorofila-a para a região da foz do rio Congo sendo (a) o mapa construído para o modo 1 e (b) o mapa construído para o modo 2.

A variância explicada dos modos das EOFs é exposta a seguir (Figura 52). Os dois primeiros modos correspondem a uma variância aproximada de 30%, representando a maior parte da variação explicada para série temporal. O teste de Monte Carlo demonstra que a confiabilidade de 95% dos modos ocorre nos 5 primeiros modos.

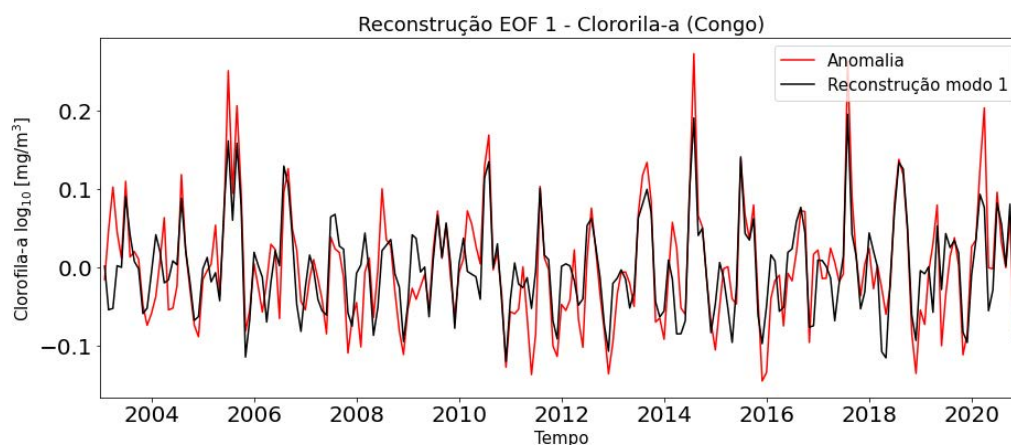


Figura 50 - Gráfico da reconstrução do primeiro modo da EOF de clorofila-a para foz do rio Congo e anomalia de clorofila-a.

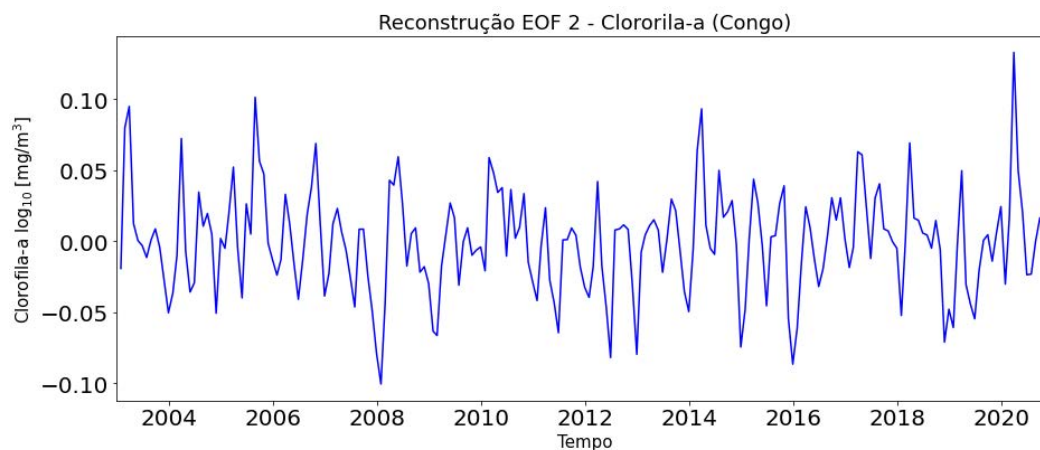


Figura 51 - Gráfico da reconstrução do segundo modo da EOF de clorofila-a para foz do rio Congo

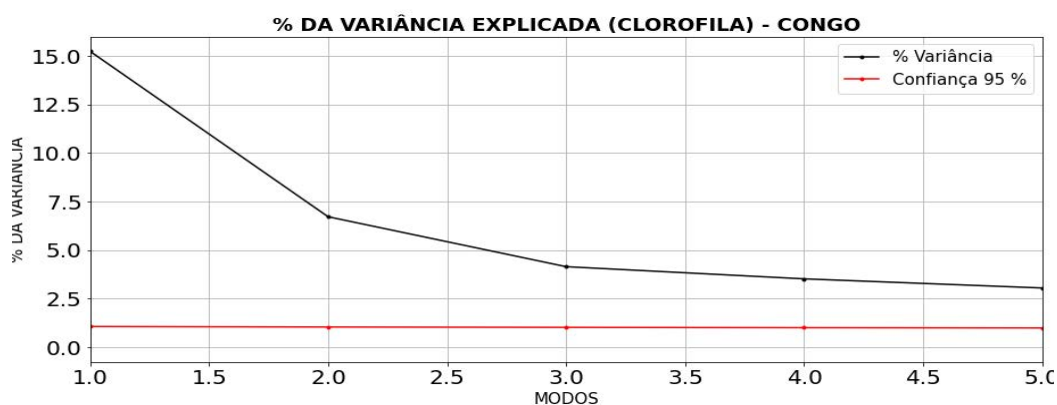


Figura 52- Gráfico da % de variância explicada para os modos da EOF de clorofila-a para foz do rio Congo e teste estatístico de Monte Carlo.

EOF TSM foz do rio Congo:

Os dois principais modos para EOF de TSM na foz do rio Congo são expostos a seguir (Figura 53). A variabilidade da TSM na foz do Congo apresenta resposta a sazonalidade da temperatura ao longo do ano, em resposta da migração do equador térmico. O primeiro modo da EOF para TSM na foz do rio Congo (Figura 53 (a)) apresenta uma variância explicada de cerca de 91,6% e representa possivelmente o processo de aquecimento e resfriamento da superfície do oceano. A reconstrução do primeiro modo da EOF de TSM representa quase toda a variabilidade das anomalias presentes na série temporal.

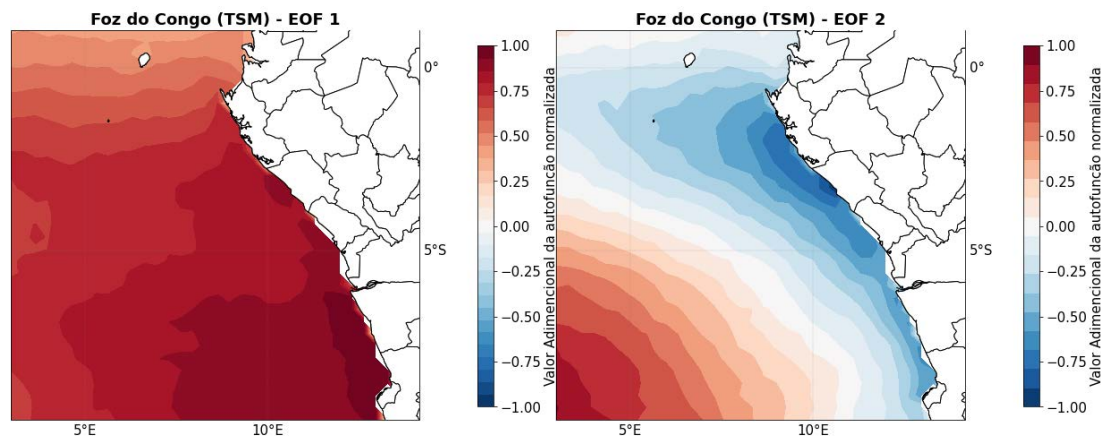


Figura 53- Principais modos de variância da EOF de TSM para a região da foz do rio Congo, sendo (a) o mapa construído para o modo 1 e (b) o mapa construído para o modo 2.

O segundo modo da EOF para TSM na foz do rio Congo (Figura 53 (b)) apresenta uma variância explicada de aproximadamente 4% e representa possivelmente o transporte de águas mais frias pela corrente de Benguela para norte. A reconstrução do segundo modo da EOF de TSM (Figura 55) mostra a variabilidade da TSM ao longo do modo, a comparação com os dados de anomalias não foi possível devido à baixa variância explicada e a ordem de grandeza entre os sinais serem diferentes.

A variância explicada dos modos das EOFs é exposta a seguir (Figura 56). Os dois primeiros modos correspondem a uma variância aproximada de 96%, representando a maior parte da variação explicada para série temporal. O teste de Monte Carlo demonstra que a confiabilidade de 95% dos modos ocorre nos 2 primeiros modos.

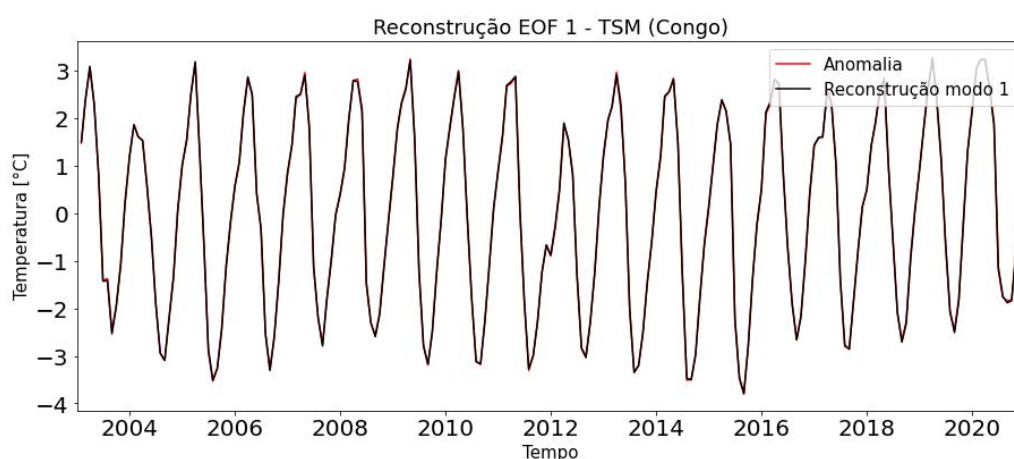


Figura 54 - Gráfico da reconstrução do primeiro modo da EOF de TSM para foz do rio Congo e anomalias de TSM.

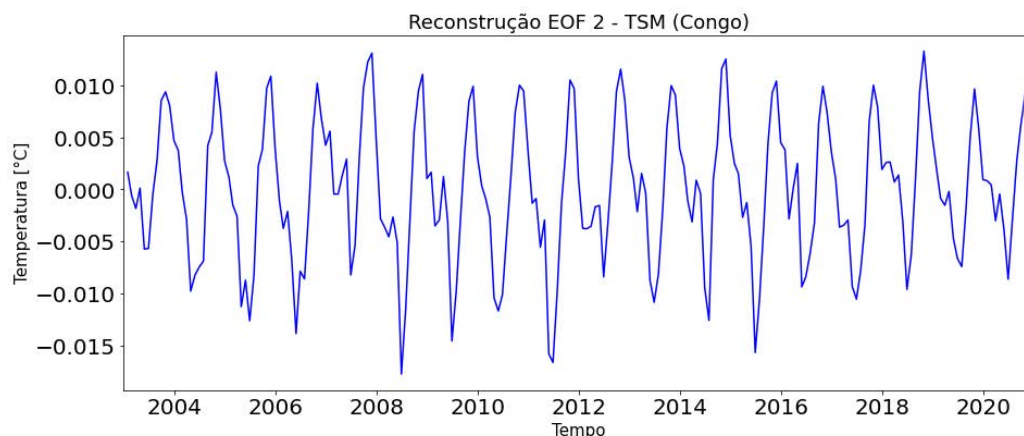


Figura 55 - Gráfico da reconstrução do segundo modo da EOF de TSM para foz do rio Congo



Figura 56 - Gráfico da % de variância explicada para os modos da EOF de TSM para foz do rio Congo e teste estatístico de Monte Carlo.

4.2.3 Ressurgência costeira:

A partir da análise dos principais modos de variação da EOF para clorofila-a e TSM na região da Ressurgência Costeira Africana, foram extraídos os padrões de variação mais representativos, os quais são expostos a seguir.

EOF clorofila-a Ressurgência Costeira:

Os dois modos de clorofila-a referentes a ressurgência costeira e seus principais modos são expostos a seguir. O primeiro modo da EOF para clorofila-a na região da ressurgência costeira (Figura 57 (a)) apresenta uma variância explicada de 33%. Esse modo representa possivelmente o sinal físico da ressurgência costeira presente na região.

A variabilidade semianual é marcante no modo 1 e sua reconstrução (Figura 58), junto com os dados de anomalia explica a maior parte de sua variabilidade.

O segundo modo de clorofila-a para região da ressurgência costeira (Figura 58 (b)) representa uma variação explicada de 9%. Tal modo representa possivelmente dois sinais de variabilidades distintos, sendo um da corrente das Canárias e seu processo de fortalecimento e enfraquecimento ao longo do ano (azul) e parte do sinal da ressurgência (vermelho).

O processo de transporte de águas frias pela corrente das Canárias para o sul promove o aumento das concentrações de clorofila-a, associado a isso, a variabilidade da clorofila-a proveniente da ressurgência costeira ocorre. A sazonalidade do transporte de águas pela corrente das Canárias é visível nos gráficos expostos na Figura 31.

A reconstrução para o modo dois da EOF de clorofila-a para a ressurgência costeira é exposto na Figura 59. Devido a variância explicada ser pequena (9%) não foi possível fazer a comparação entre as series temporais, devido a ordem de grandeza ser menor.

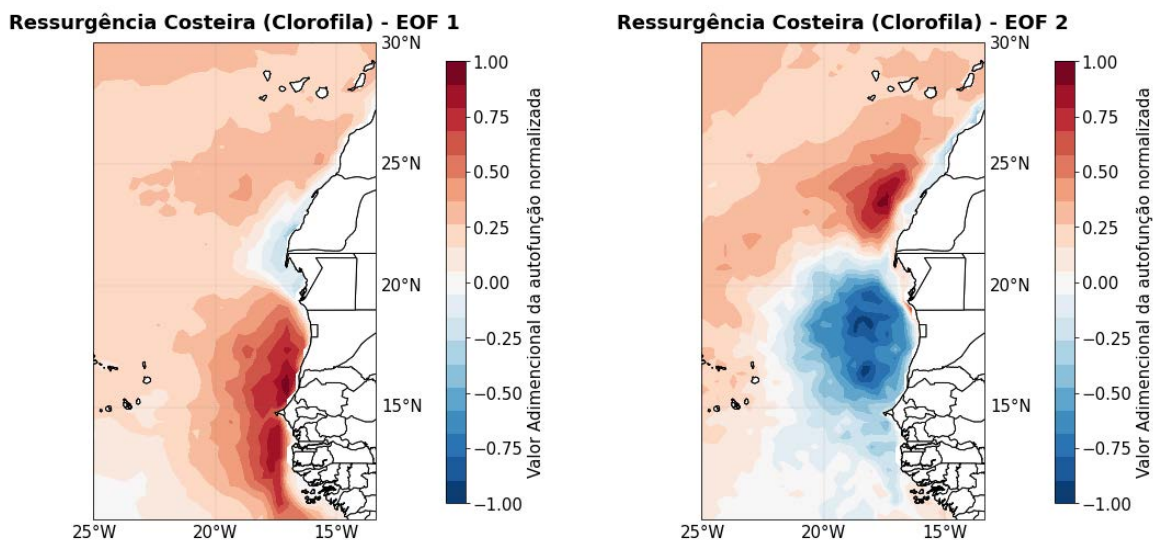


Figura 57 - Principais modos de variância da EOF de clorofila-a para a região da ressurgência equatorial, sendo (a) o mapa construído para o modo 1 e (b) o mapa construído para o modo 2.

A variância explicada dos modos das EOFs é exposta a seguir (Figura 52). Os dois primeiros modos correspondem a uma variância aproximada de 30%, representando

a maior parte da variação explicada para série temporal. O teste de Monte Carlo demonstra que a confiabilidade de 95% dos modos ocorre nos 5 primeiros modos.

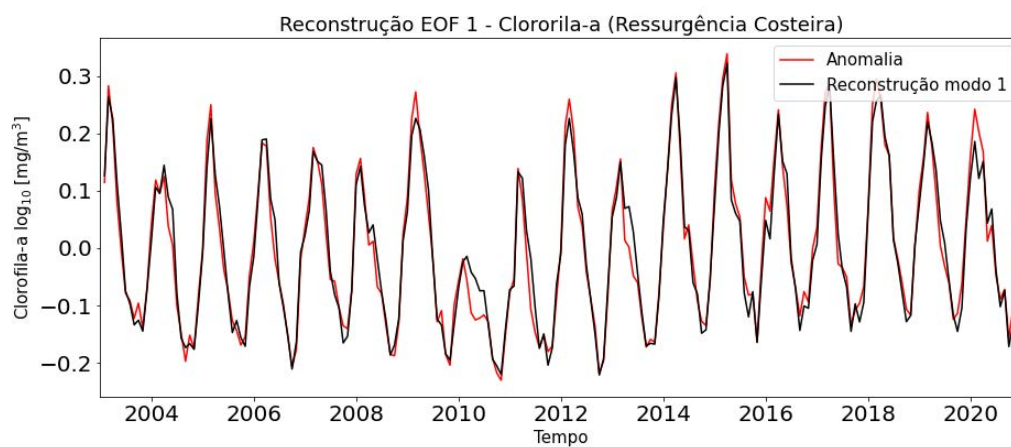


Figura 58 - Gráfico da reconstrução do primeiro modo da EOF de clorofila-a para ressurgência costeira e anomalia de clorofila-a.

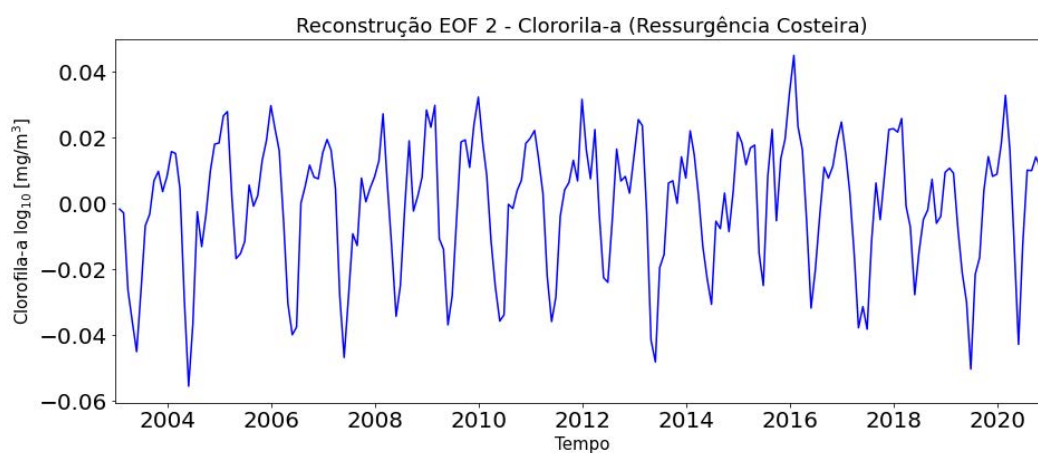


Figura 59 - Gráfico da reconstrução do segundo modo da EOF de clorofila-a ressurgência costeira.

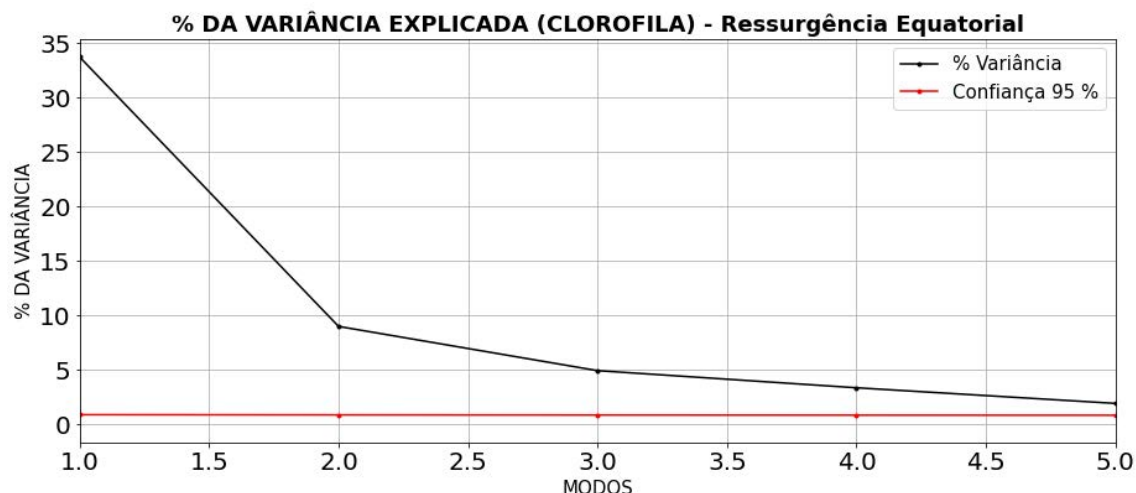


Figura 60- Gráfico da % de variância explicada para os modos da EOF de clorofila-a para ressurgência costeira e teste estatístico de Monte Carlo.

EOF TSM ressurgência costeira:

Os dois principais modos para EOF de TSM na ressurgência costeira são expostos a seguir (Figura 61). A variabilidade da TSM na ressurgência costeira apresenta resposta forte a sazonalidade da temperatura ao longo do ano, em resposta da migração do equador térmico, acompanhado pela ZCIT. O primeiro modo da EOF para TSM da ressurgência costeira (Figura 61 (a)) apresenta uma variância explicada de cerca de 87,7% e representa possivelmente o sinal da ressurgência costeira. A reconstrução do primeiro modo da EOF de TSM representa quase toda a variabilidade das anomalias presentes na série temporal.

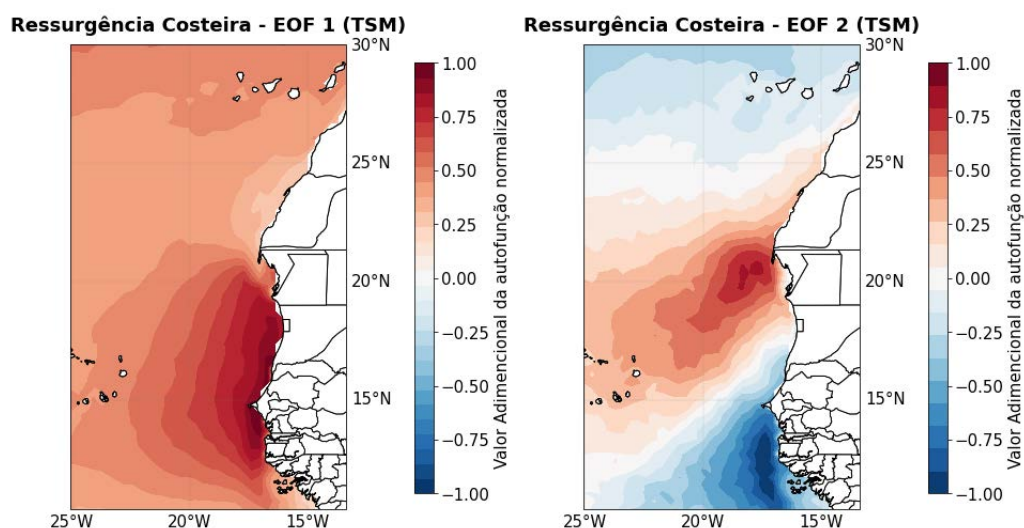


Figura 61 - Principais modos de variância da EOF de TSM para a região da foz do rio Congo, sendo (a) o mapa construído para o modo 1 e (b) o mapa construído para o modo 2.

O segundo modo da EOF para TSM para ressurgência costeira (Figura 61 (b)) apresenta uma variância explicada de aproximadamente 2,5% e representa possivelmente o transporte de águas mais frias pela corrente das Canárias para Sul. A reconstrução do segundo modo da EOF de TSM (Figura 63) mostra a variabilidade da TSM ao longo do modo, a comparação com os dados entre as series temporais não foi possível, devido a baixa variância explicada e a ordem de grandeza ser menor.

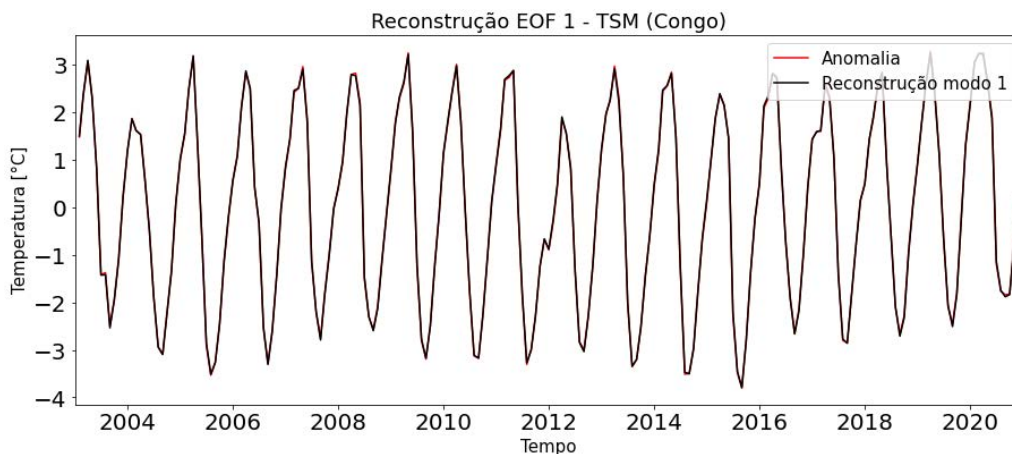


Figura 62 - Gráfico da reconstrução do primeiro modo da EOF de TSM para foz do rio Congo e anomalias de TSM.

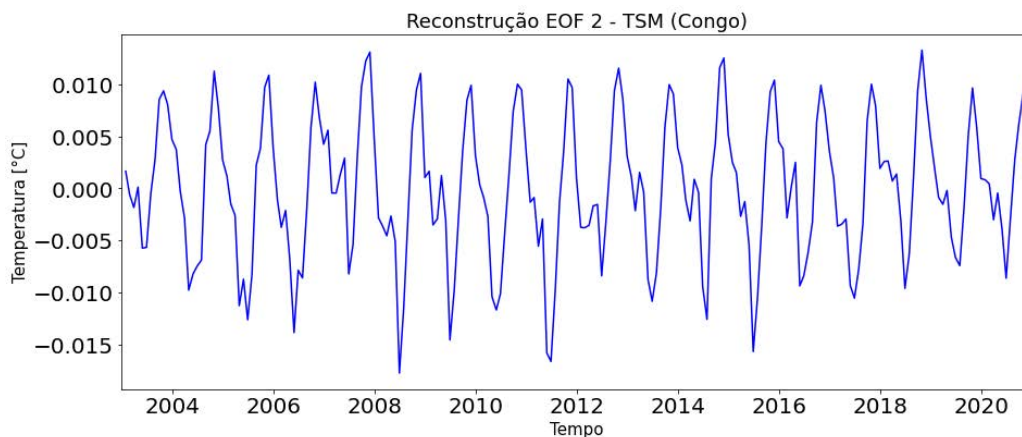


Figura 63 - Gráfico da reconstrução do segundo modo da EOF de TSM para foz do rio Congo

A variância explicada dos modos das EOFs é exposta a seguir (Figura 64). Os dois primeiros modos correspondem a uma variância aproximada de 90%, representando a maior parte da variação explicada para série temporal. O teste de Monte Carlo demonstra que a confiabilidade de 95% dos modos ocorre nos 2 primeiros modos.



Figura 64 - Gráfico da % de variância explicada para os modos da EOF de TSM para foz do rio Congo e teste estatístico de Monte Carlo.

CAPÍTULO 5 CONCLUSÃO.

Dentro do campo da oceanografia dinâmica, o entendimento de como as propriedades variam ao longo do tempo e do espaço é peça chave. Estudos sobre as variabilidades de propriedades como temperatura, salinidade, clorofila-a, concentração de dióxido de carbono, etc., são de fundamental importância para realização de prognósticos e manejo dessas áreas.

O estudo de propriedades a partir de sensoriamento remoto proveu grandes avanços no entendimento de como as propriedades se comportam no oceano, devido ao aumento das escalas espaciais e temporais. Propriedades como TSM e clorofila-a deixam sinais na superfície do oceano, possibilitando sua quantificação e estudo.

O OAT apresenta uma variabilidade sazonal bem definida. A migração da ZCIT ao longo do ano promove a manutenção de vários processos de meso e macroescala ocorrentes no OAT, como por exemplo: ressurgência equatorial e costeira, enfraquecimento e fortalecimento de correntes e retroflexão de correntes.

O entendimento de áreas chaves para as variabilidades das propriedades do oceano ajudam nos processos de manejo sustentável e conservação local. Com isso, as áreas selecionadas para o estudo foram: foz do rio Amazonas, foz do rio Congo e Ressurgência costeira, devido às suas variações marcantes nos mapas de desvios padrões.

A variabilidade presente na foz do rio Amazonas é influenciada pela dinâmica de correntes, migração de ZCIT e períodos de máxima e mínima descarga fluvial. Os principais modos de variações das EOFs de TSM e clorofila-a demonstram que: a variabilidade das propriedades é dominada pela (1) retroflexão da CNB e (2) variação da descarga fluvial.

A variabilidade sazonal da CNB ao longo do ano é a resposta da posição da ZCIT sobre o OAT. Esses processos são responsáveis pelas flutuações mais significativas, sendo a propagação da pluma para noroeste pela CNB e retroflexão da CNB e propagação da pluma para leste. A variabilidades de TSM é acompanhada migração da ZCIT, demonstrando o dipolo térmico que ocorrem na região equatorial. Os mapas de TSM e clorofila-a nos permite visualizar a migração da ZCIT e processo de retroflexão CNB.

A foz do rio Congo é dominada por processos de propagação da pluma pelos sistemas de corrente e variabilidade da descarga fluvial. Os sinais marcantes resultantes das análises das EOFs foram (1) propagação da pluma para noroeste pela corrente de Benguela e (2) máxima descarga fluvial.

As análises dos sinais da EOF para TSM dominantes na região foram referentes ao processo de aquecimento e resfriamento ao longo do ano, transporte de águas frias para norte pela corrente de Benguela. Os sinais dominantes nas EOFs de clorofila-a demonstram que o transporte da corrente de Benguela pode explicar o aumento da clorofila-a para noroeste, os máximos de descarga contribuem para a advecção da pluma até longas distancias no OAT.

A região da ressurgência equatorial apresenta uma variabilidade sazonal bem marcada. O processo de fortalecimento e enfraquecimento da ressurgência está intimamente ligado a posição da ZCIT sobre a região. O sinal das EOFs para TSM e clorofila-a mostram uma concordância, sendo influenciados pelo regime de ventos e correntes na região.

Diferentemente das regiões costeiras estuarinas, como são a foz do rio Amazonas e Congo, a ressurgência costeira é dominada pela variabilidade sazonal dessa estrutura ao longo de sua costa, sendo sua manutenção dependente da migração dos ventos.

As diferenças entre o rio Amazonas e Congo são notórias, suas magnitudes de suas descargas e regimes de corrente são diferentes, porém, resultando em variabilidades semelhantes entre os domínios. O Amazonas apresenta suas flutuações dependentes de sua descarga fluvial e dinâmica das correntes CNB e CCNE. Já o Congo, apresenta sua variabilidade dependente da posição da ZCIT e dinâmica das correntes na região da plataforma continental.

O entendimento dos processos associados a estas variáveis para cada domínio é necessária. Pois, a disponibilização de prognósticos para a realização manejo dos recursos marinhos de forma sustentável e criação de políticas públicas para a manutenção desses ambientes.

Estudos posteriores a esse são encorajados. Associações com dados de descargas fluviais, precipitação e salinidade podem ajudar a compor uma análise mais robusta e coerente dos processos físicos associados as EOFs.

REFERÊNCIAS

- Aimola L & Moura M. 2016. A influência da circulação de revolvimento Meridional do Atlântico na definição da posição média da ZCIT ao Norte do Equador. Uma revisão. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **31**(4): 555–563. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-77862016000500555&lng=pt&tlng=pt>. Acesso em: 25 jan. 2022.
- Araujo M., Noriega C., Lefèvre N. 2014. Nutrients and carbon fluxes in the estuaries of major rivers flowing into the tropical Atlantic. *Frontiers in Marine Science*, **1**. Disponível em: <http://journal.frontiersin.org/article/10.3389/fmars.2014.00010/abstract>. Acesso em: 12 jan. 2022.
- Ayoade J O. 2003. *Introdução à climatologia para os trópicos*. 9. ed. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, **1**: 72-97.
- Berger A P., Fujita C C., Mata M M., Garcia C A E., Garcia V M T. 2009. Variabilidade espaço-temporal da clorofila-a e a relação com processos oceanográficos no Oceano Atlântico Equatorial. In: INPE, 14º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, *Anais[...]*, p. 6401-6408.
- Björnsson H & Venegas S. A. 1997. "A manual for EOF and SVD analyses of climatic data." *CCGCR Report*, **97**(1): 112-134.
- Camara I., Kolodziejczyk N., Mignot J., Lazar A., Gaye A T. 2015. On the seasonal variations of salinity of the tropical Atlantic mixed layer. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **120**(6): 4441–4462. doi:10.1002/2015jc010865;
- Caniaux G., Giordani H., Redelsperger J. *et al.* 2011. Coupling between the Atlantic cold tongue and the West African monsoon in boreal spring and summer. *Journal of Geophysical Research*, **116**(C4). Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1029/2010JC006570>. Acesso em: 28 jan. 2022.
- Colling A (orgs.). 2001. *Ocean circulation*. 2nd ed. Boston, Butterworth Heinemann, in association with the Open University.
- Dai A., Trenberth K E. 2002. Estimates of Freshwater Discharge from Continents: Latitudinal and Seasonal Variations. *Journal of Hydrometeorology*, **3**(6): 660–687, Disponível em: [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1525-7541\(2002\)003<0660:EOFDfC>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1525-7541(2002)003<0660:EOFDfC>2.0.CO;2). Acesso em: 23 jan. 2022.
- Dawson A. 2016. Eofs: A Library for EOF Analysis of Meteorological, Oceanographic, and Climate Data. *Journal of Open Research Software*, **4**: e14. Disponível em: <http://openresearchsoftware.metajnl.com/articles/10.5334/jors.122/>. Acesso em: 27 jan. 2022.
- Demaster D J & Pope R H. 1996. Nutrient dynamics in Amazon shelf waters: results from AMASSEDs. *Continental Shelf Research*, **16**(3): 263–289. doi:10.1016/0278-4343(95)00008-o

Diaz H F., Bradley R S. 2004. The Hadley Circulation: Present, Past and Future: Kluwer. *Academic Publishers*, **21**: 121-152.

Ding H., Keenlyside N S., Latif M. 2009. Seasonal cycle in the upper equatorial Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **114**: C09016.

Dippe T., Krebs M., Harlaß J., Lübbecke J.F. 2018. Can climate models simulate the observed strong summer surface cooling in the equatorial Atlantic? In: Jungblut S., Liebich V., Bode M. (eds.). *Youmares 8 – Oceans across boundaries: learning from each other*. Cham, Springer, p. 7– 23.

Dunstan P.K. *et al.* 2018. Global patterns of change and variation in sea surface temperature and chlorophyll a. *Sci Rep.* **8**: 14624.

Ferreira A G & Mello N G S. 2005. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região nordeste do Brasil e a influência dos oceanos pacífico e atlântico no clima da região. *Revista Brasileira de Climatologia*, **1** (1): Disponível em: <https://revistas.ufpr.br/revistaabclima/article/view/25215>. Acesso em: 12 jan. 2022.

Hellweger F L & Gordon A L. 2002. Tracing Amazon River water into the Caribbean Sea. *Journal of Marine Research*, **60** (4): 537–549. Disponível em: <http://www.ingentaeselect.com/rpsv/cgi-bin/cgi?ini=xref&body=linker&reqdoi=10.1357/002224002762324202>. Acesso em: 29 jan. 2022.

Hopkins J. *et al.* 2013. Detection and variability of the Congo River plume from satellite derived sea surface temperature, salinity, ocean colour and sea level. *Remote Sensing of Environment*, **139**: 365–385.

Hu C., Lee, Z., Franz, B. 2012. Chlorophyll-a algorithms for oligotrophic oceans: A novel approach based on three-band reflectance difference: A Novel Ocean Chlorophyll-a Algorithm. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **117**(C1). Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1029/2011JC007395>. Acesso em: 28 jan. 2022.

Huntsman S A & Barber R T. (1977), Primary production off northwest Africa: The relationship to wind and nutrient conditions, *Deep Sea Res.*, **24**: 25– 33.

Kilpatrick K A G., Podestá S., Walsh E. *et al.* 2015. A decade of sea surface temperature from MODIS. *Remote Sensing of Environment*, **165**: 27-41. doi: 10.1016/j.rse.2015.04.023

Körtzinger, A. 2003. A significant CO₂ sink in the tropical atlantic ocean associated with the amazon river plume: CO₂ sink in the tropical atlantic ocean. *Geophysical Research Letters*, **30**(24). Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1029/2003GL018841>. Acesso em: 17 jan. 2022.

Lathuilière C., Echevin V., Lévy M. 2008. Seasonal and intraseasonal surface chlorophyll-a variability along the northwest African coast. *Journal of Geophysical*

Research. **113** (C5): C05007. Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1029/2007JC004433>. Acesso em: 28 jan. 2022.

Lübbecke J F., Rodríguez-Fonseca B., Richter I., *et al.* 2018. Equatorial Atlantic variability - Modes, mechanisms, and global teleconnections. *WIREs Clim Change*. <https://doi.org/10.1002/wcc.527>

Marques R C M. 2018. *Estudo da variabilidade sazonal da bifurcação da Corrente Sul Equatorial e sua relação com as Correntes de Contorno Oeste ao Largo da Costa do Brasil*. Trabalho de Conclusão de Curso (TCC), Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 75p.

Mercator Ocean International. 2018. Global Total Surface and 15m Current (COPERNICUS-GLOBCURRENT) from altimetric Geostrophic Current and Modeled Ekman Current Processin. Disponível em: https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/MULTIOBS_GLO_PHY_NRT_015_003/INFORMATION. Acesso em: 28 jan. 2022.

Mercator Ocean International. 2019. Global Ocean Wind L4 Reprocessed 6 hourly Observations. Disponível em: https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/WIND_GLO_WIND_L4_REP_OBSERVATIONS_012_006/INFORMATION. Acesso em: 28 jan. 2022.

Miranda L B., Castro F., Belmiro M., Kjerfve B. 2002. Princípios de oceanografia física de estuários. 2. ed. São Paulo: *Editora da Universidade de São Paulo*. 1:27-30.

Müller-Karger F E., McClain C R., Richardson P. 1988. The dispersal of Amazon's water. *Nature*, **333**: 56-59.

O'Donnell J. 1990. The Formation and Fate of a River Plume: A Numerical Model. *Journal of Physical Oceanography*, **20**(4):551–569. Disponível em: [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0485\(1990\)020<0551:TFAFOA>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0485(1990)020<0551:TFAFOA>2.0.CO;2). Acesso em: 25 jan. 2022.

O'Reilly J E., Maritorena S., Mitchell B G. *et al.* 1998. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. **103**(C11): 24937–24953. Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1029/98JC02160>. Acesso em: 12 jan. 2022.

Otsuka, A., Feitosa, F., Araújo, M. *et al.* 2018. Dynamics of Primary Productivity and Oceanographic Parameters under Influence of the Amazon River Plume. *Open Journal of Ecology*, **8**: 590-606.

Philander S G. 2001. Atlantic Ocean Equatorial Currents. *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Disponível em: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B012227430X003615>. Acesso em: 28 jan. 2022.

- Busalacchi A J., Picaut J. 1983. Seasonal Variability from a Model of the Tropical Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*. **13**(9): 1564–1588. Disponível em: [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0485\(1983\)013<1564:SVFAMO>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0485(1983)013<1564:SVFAMO>2.0.CO;2). Acesso em: 25 jan. 2022.
- Regnier P., Friedlingstein P., Ciais P. *et al.* 2013. Anthropogenic perturbation of the carbon fluxes from land to ocean. *Nature Geoscience*. **6**(8): 597–607. Disponível em: <http://www.nature.com/articles/ngeo1830>. Acesso em: 17 jan. 2022.
- Schmitz . J., Luyten J R., Schmitt R W. 1993. On the Florida Current T/S envelope, *Bull. Mar. Sci.* **53**(3): 1048-1065.
- Schmitz W J & McCartney M S. 1993. On the North Atlantic circulation. *Rev. Geophys.*, **31**(1): 29-49.
- Schmitz W J & Richardson P L. 1991. On the source of the Florida Current. *Deep Sea Res.*, Part A, **38**, suppl. 1, S379-S409,
- Schouten M W., Matano R P., Strub T P. 2005. A description of the seasonal cycle of the equatorial Atlantic from altimeter data. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research*. **52**(3): 477–493.
- Silva M., Araujo M., Servain J., Penven P., Lentini C A D. 2009. Highresolution regional ocean dynamics simulation in the southwestern tropical Atlantic. *Ocean Modelling*. **30**(4): 256–269.
- Spencer R G M., Hernes P J., Aufdenkampe A K., Baker A., Gulliver P., Stubbins A. *et al.* 2012. An initial investigation into the organic matter biogeochemistry of the Congo River. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **84**: 614–627.
- Stramma L., Schott F., 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research*. **46**: 279-303.
- Talley L. D., Pickard G. L., Emery W. J., Swift J. H. 2011. *Descriptive physical oceanography: an introduction*. 6. ed. Londres, Academic Press. 1 p. 1 v.
- Veleda D R A., Araujo M., Silva M., Montagne R., Araújo R. 2011. Seasonal and interannual variability of the southern South Equatorial Current Bifurcation and meridional transport along the eastern Brazilian edge. *Tropical Oceanography*. **39**(1): 27-59.
- Waliser D E., Gautier C. 1993. A Global Climatology of the ITCZ. *Journal of Climate*. **6**: 2162-2174.
- Waliser D E. 2002. Intertropical Convergence Zone (ITCZ). In: Tropical Meteorology, Encyclopedia of Atmospheric Sciences. *Academic Press*. p. 1-10.
- Walton C C., Pichel W G., Sapper J F., May D A. 1998. The development and operational application of nonlinear algorithms for the measurement of sea surface temperatures with the NOAA polar-orbiting environmental satellites. *Journal of Geophysical Research*. **103**(C12): 27999–28012, doi: 10.1029/98JC02370.

Wisser D., Fekete B M., Vörösmarty C J., Schumann A H. 2010. Reconstructing 20th Century Global Hydrography: A Contribution to the Global Terrestrial Network-Hydrology (GTN-H). *Hydrology and Earth System Sciences*. **14**: 1-24. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1-2010>.

Wooster W., Bakun A., Mclain D. 1976. The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the north Atlantic, *J. Mar. Res.* 34:131– 141.

Xie S P & Carton J A. 2004. Tropical Atlantic Variability: Patterns, mechanisms, and impacts. In C. Wang, S.-P. Xie, & J. A. Carton (Eds.), *Earth's Climate: The OceanAtmosphere Interaction Geophysics Monograph Series*. **147**: 121-142.

Yankovsky A E., Chapman D C. 1997. A Simple Theory for the Fate of Buoyant Coastal Discharges. *Journal of Physical Oceanography*, **27**(7): 1386–1401. Disponível em: [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0485\(1997\)027<1386:ASTFTF>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0485(1997)027<1386:ASTFTF>2.0.CO;2). Acesso em: 25 jan. 2022.