



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE CIÊNCIAS FÍSICAS E MATEMÁTICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

Jhoseny Souza Santos

**Enfraquecimento da Ressurgência Costeira e sua Associação com as Ondas de
Calor Marinhas no Atlântico Sul Sudoeste**

Florianópolis

2023

Jhoseny Souza Santos

Enfraquecimento da Ressurgência Costeira e sua Associação com as Ondas de Calor Marinhas no Atlântico Sul Sudoeste

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Santa Catarina como requisito parcial para a obtenção do título de Mestra em Oceanografia Física.

Orientador(a): Prof.(a) Regina Rodrigues Rodrigues, Dr.
(a)

Florianópolis

2023

Santos, Jhoseny Souza

Enfraquecimento da Ressurgência Costeira e sua Associação com as Ondas de Calor Marinhas no Atlântico Sul Sudoeste / Jhoseny Souza Santos ; orientadora, Regina Rodrigues Rodrigues, 2023.
64 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Ciências Físicas e Matemáticas, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Florianópolis, 2023.

Inclui referências.

1. Oceanografia. 2. Ondas de Calor Marinhas. 3. Ressurgência. 4. Cabo Frio. I. Rodrigues, Regina Rodrigues. II. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia. III. Título.

Jhoseny Souza Santos

Enfraquecimento da Ressurgência Costeira e sua Associação com as Ondas de Calor Marinhas no Atlântico Sul Sudoeste

O presente trabalho em nível de Mestrado foi avaliado e aprovado, em 11 de dezembro de 2023, pela banca examinadora composta pelos seguintes membros:

Profa. Marina Hirota, Dra.

UFSC

Profa. Juliana Leonel, Dra.

UFSC

Certificamos que esta é a versão original e final do trabalho de conclusão que foi julgado adequado para obtenção do título de Mestra em Oceanografia.

Insira neste espaço a
assinatura digital

Coordenação do Programa de Pós-Graduação

Insira neste espaço a
assinatura digital

Profa. Regina Rodrigues Rodrigues, Dra
Orientadora

Florianópolis, 2023

Àquelas que vieram antes de mim e pouco (ou nada) estudaram: bisa Guilhermina e
bisa Isabel, vó Maria e vó Rita

AGRADECIMENTOS

Àquela energia onisciente, onipresente e onipotente deixo meu profundo obrigada – por me colocar em convívio com seres humanos cheios de amor e bondade no coração (não fossem eles, eu teria desistido no meio do caminho).

Merecem menção aqui: meus pais, Claudinéia e Reinaldo. As atitudes de vocês, sobretudo de meu pai, me fizeram amadurecer (leia-se passar por verdadeiros perreques!) e arcar com minhas decisões (que não foram sempre muito certas). Vocês me tornaram mais forte!

Aos meus avós, Maria e Milton e Israel e Rita (*em memória*). Apesar de não saberem o significado de mestrado e nem entenderem muito bem porque eu continuei estudando, rezaram (e ainda rezam) por mim. As orações de vocês, sem dúvida nenhuma, têm muito poder.

À minhas amigas queridas: Ana Carolina, Eduarda, Emily, Heloize, Natália Cristina e Natália. Vivi incríveis momentos ao lado de vocês durante esta jornada e agradeço por ouvirem sempre muito atentas as minhas ladainhas.

Ao meu ombro amigo-companheiro Kaoã, que por inúmeras vezes me consolou e me deu forças para continuar. Tenho sorte em ter te encontrado assim que iniciei esta jornada! Seu apoio foi fundamental para o término desta dissertação.

À minha querida professora Marina Hirota, que cheia de empatia me acolheu e também me motivou durante estes dois anos e meio de mestrado. Sua presença, mesmo que virtual, me trazia mais paz e calma no coração!

A minha orientadora, Regina Rodrigues, que me selecionou para fazer parte deste importante projeto de pesquisa. Aos meus colegas de laboratório, Daniela Correa e Afonso Gonçalves, que embora com pouco convívio, me ajudaram com o início do trabalho.

Aos mencionados aqui, expresso minha gratidão e desejo um bocado de felicidade!

Aqueles que passam por nós não vão sós. Deixam um pouco de si, levam um pouco de nós. (SAINT-EXUPÉRY, Antoine)

RESUMO

Períodos prolongados de temperatura anômala de superfície do mar, denominados Ondas de Calor Marinhas (OCMs), passaram a se tornar mais intensos e frequentes em virtude da sua forte relação com a mudança climática e têm ganhado atenção em razão de seus efeitos devastadores nos ecossistemas marinhos. Neste trabalho foi verificado que o aumento significativo na frequência e intensidade acumulada das OCMs na região de Cabo Frio (CF) foi acompanhado por um declínio expressivo nos episódios de ressurgência, durante o verão austral. Em razão de sua importância biológica, foi observado também uma diminuição na concentração da produtividade primária da região, sobretudo nos meses de primavera e verão. Os eventos de ressurgência, que nas primeiras décadas do estudo (1982-2000) ocorriam sob efeito de fortes ventos da direção Nordeste (NNE), sofreram um enfraquecimento e alteração de direção predominante no período de 2001-2020. Os episódios de OCMs, que por sua vez ocorriam sob ação de um vento consideravelmente mais fraco, mas também de nordeste, durante 1982 a 2000, passaram a ser caracterizados por ventos da mesma direção, porém intensos, nas duas últimas décadas do estudo (2001-2020). Este aumento na ocorrência de OCMs, mesmo com ventos favoráveis à ressurgência, pode ser explicado pela combinação de três fatores 1) maior intermitência do vento favorável a ressurgência 2) aumento na temperatura de subsuperfície da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e 3) aumento da intensidade da Corrente do Brasil (CB) e subsequente diminuição dos vórtices ciclônicos. À luz da mudança climática, os resultados deste trabalho, portanto, elucidam as consequências decorridas da interação dinâmica entre o oceano e a atmosfera e enfatizam a urgência de ação frente as mesmas.

Palavras-chave: Ondas de Calor Marinhas; Ressurgência; Cabo Frio; Vento Nordeste; Corrente do Brasil; Vórtices Ciclônicos.

ABSTRACT

Abnormally extended periods of sea surface temperature, named Marine Heatwaves (MHWs) became more intense and frequent due to their strong connection to climate change, and have been gaining ground due to their devastating effects on marine ecosystems. In this work, we verified the significant increase in MHWs frequency and cumulative intensity in the Cape Frio region had been followed by a marked decline in upwelling episodes, during austral summer. Due to its biological importance, it was also observed a primary productivity decrease, mainly in austral spring and summer. The upwelling events, which in the first two decades (1982-2000) occurred under strong northeast winds have declined and changed their prevailing wind direction from 2001 to 2020. MHW events, which occurred under a weaker wind, but also in the northeast direction from 1982 to 2000, have been characterized by stronger northeast wind in the last two decades (2001-2020). This increase in the MHW occurrence, even under upwelling favorable winds, might be explained by three combined factors 1) greater intermittency in upwelling favorable wind, 2) increase in South Atlantic Central Water subsurface temperature (SACW), and 3) stronger Brazil Current (BC) and its subsequent decline in cyclonic eddies. Under climate change, these findings elucidate the consequences arising from the dynamic interaction between the ocean and the atmosphere and highlight the action to face them.

Keywords: Marine Heatwaves; Upwelling; Cape Frio; Northeast wind; Brazil Current; Cyclonic Eddies.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Padrão de ventos em superfície e pressão ao nível do mar para DJF (superior) e JJA (inferior).....	20
Figura 2: Esquema das correntes oceânicas em superfície no Oceano Atlântico Sul.	22
Figura 3: Localização vertical das massas de água no Atlântico.....	23
Figura 4: Região de estudo.....	24
Figura 5: Representação esquemática da ressurgência decorrente de vórtice ciclônico.	25
Figura 6: Representação esquemática da localização das massas de água próxima à Cabo Frio.....	25
Figura 7: Representação esquemática da evolução espaço-temporal da interação ressurgência com a CB.....	26
Figura 8: Anomalia a PNMM e dos ventos em superfície para os eventos de ressurgência do verão austral (DJF) durante (a) 1982-2000 e (b) 2001-2020.....	55
Figura 9: Anomalia a PNMM e dos ventos em superfície para os eventos de OCM do verão austral (DJF) durante (a) 1982-2000 e (b) 2001-2020.....	56

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AC	Água Costeira
ACAS	Água Central do Atlântico Sul
AIA	Água Intermediária Antártica
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
AT	Água Tropical
CAS	Corrente do Atlântico Sul
CB	Corrente do Brasil
CBM	Confluência Brasil-Malvinas
CCL	Correntes de Contorno Leste
CCO	Correntes de Contorno Oeste
CF	Cabo Frio
Cl-a	Clorofila-a
CM	Corrente das Malvinas
CNB	Corrente Norte do Brasil
CSE	Corrente Sul-Equatorial
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
FS	Frente Subantártica
GSAS	Giro Subtropical do Atlântico Sul
JJA	Junho-Julho-Agosto
N	Norte
NNE	Nordeste
OCMs	Ondas de Calor Marinhas
SE	Sudeste
SO	Sudoeste
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	16
1.1	CONTEXTUALIZAÇÃO.....	16
1.2	HIPÓTESE.....	17
1.3	OBJETIVOS.....	17
1.3.1	OBJETIVO GERAL.....	17
1.3.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	17
1.4	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	19
1.4.1	Atlântico Sul.....	19
1.4.1.1	<i>Padrões de vento.....</i>	19
1.4.1.2	<i>Circulação e massas de água.....</i>	20
1.4.2	Atlântico Sul-Sudoeste.....	23
1.4.2.1	<i>A dinâmica da ressurgência.....</i>	23
1.4.2.2	<i>A importância biológica.....</i>	27
2	ARTIGO CIENTÍFICO.....	28
3	DISCUSSÃO GERAL.....	54
4	CONCLUSÃO GERAL.....	57
	REFERÊNCIAS.....	59

1 INTRODUÇÃO

1.1 CONTEXTUALIZAÇÃO

Evidências científicas mostraram que a temperatura global da Terra aumentou em 1,1°C em relação aos níveis pré-industriais (Sexto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas - IPCC, 2021). Como consequência deste aquecimento global, já houve um aumento na intensidade e frequência de ocorrência de eventos extremos, que por sua vez acometem, sobretudo, populações e áreas mais vulneráveis (HOEGH-GULDBERG *et al.*, 2018).

No entanto, também documentado pelo IPCC, mas pouco divulgado, são os aumentos das temperaturas dos oceanos. Entre 1950 e 2009, os oceanos Índico, Atlântico e Pacífico tiveram, respectivamente, 0,65°C, 0,41°C e 0,31°C de aumento (HOEGH-GULDBERG *et al.*, 2018). Embora quantitativamente menor, os efeitos desses aumentos podem ser mais drásticos nos organismos ectotérmicos marinhos, uma vez que vivem sob temperaturas mais próximas do seu limite térmico quando comparado com os ectotérmicos terrestres (PINSKY *et al.*, 2019).

Intimamente atrelada ao aumento da temperatura média da água, estão os eventos caracterizados pela persistência de altas temperaturas, as OCMs. Tais eventos podem afetar negativa e diretamente a disponibilidade dos nutrientes dos sistemas de ressurgência - processo no qual águas profundas, frias e ricas em nutrientes afloram na superfície oceânica em razão do transporte de Ekman, que resulta da interação entre o vento e a força de Coriolis (EKMAN, 1905) - bem como os próprios produtores primários, como demonstrado por Le Grix *et al.* (2021), e portanto, a atividade pesqueira.

Muito embora os mais conhecidos regimes de ressurgência estejam localizados nas Correntes de Contorno Leste (CCL), o recente estudo de Liao *et al.* (2022) identificou e avaliou - em termos de transporte vertical de volume de massa de água e suas propriedades - áreas de ressurgência de importância significativa nas Correntes de Contorno Oeste (CCO), como é o caso da Corrente do Brasil (CB). Ainda que vários estudos a respeito da ocorrência de OCMs nas CCL já tenham sido realizados (ABRAHAMS *et al.*, 2021; FEWINGS; BROWN, 2019; OLIVER *et al.*, 2020, PIETRI *et al.*, 2021; VARELA *et al.*, 2021), não foram verificados trabalhos que investigassem os efeitos e relações das OCMs na região de ressurgência de Cabo Frio/Rio de Janeiro, que, embora de caráter local, faz parte da CB.

O processo da ressurgência costeira em Cabo Frio foi inicialmente observado por Emilsson (1959). Porém, somente anos mais tarde, os processos físicos e dinâmicos, bem como sua importância biológica começaram a ser mais evidenciados (IKEDA *et al.*, 1972; VALENTIN, 1984, 2001; RODRIGUES e LORENZETTI 2001; CAMPOS *et al.*, 2000; CASTELAO; BARTH, 2006, CAMPOS *et al.*, 1995).

Projeções climáticas para o período do Plioceno, que podem nortear os futuros comportamentos de variáveis meteorológicas, mostraram que sob uma temperatura mais alta do que a média do período pré-industrial, a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), sistema atmosférico responsável pela incidência do vento Nordeste – principal desencadeador da ressurgência no verão – predominante na região de Cabo Frio, pode se expandir em direção ao continente na região Sudeste do Brasil (PONTES *et al.*, 2020) e em direção aos polos (REBOITA *et al.*, 2019), podendo alterar a dinâmica da ressurgência na região.

À luz deste cenário, esta pesquisa visa preencher a lacuna existente a respeito dos efeitos do aumento da temperatura terrestre e oceânica na importante região pesqueira de Cabo Frio (BRANDINI *et al.*, 2018) durante o período compreendido entre 1982 e 2020. As próximas seções deste trabalho apresentam hipóteses, objetivos, revisão bibliográfica, artigo científico, discussão geral, conclusão e referências.

1.2 HIPÓTESE

Sob o cenário de uma Terra mais quente, as características (frequência e intensidade acumulada) das OCMs no Atlântico Sul Sudoeste estão se intensificando e como consequência, a ressurgência de uma região de alta produtividade primária da CCO está se enfraquecendo.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 OBJETIVO GERAL

Analisar os eventos de ressurgência e OCMs da região de Cabo Frio, bem como determinar os padrões atmosféricos e oceânicos para tais eventos, de modo a investigar e determinar se houve alterações no período entre 1982 e 2020.

1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Determinar a frequência, intensidade e tendência das OCMs para o período de 1982-2020 a partir do método de Hobday *et al.*, (2016);
2. Determinar a frequência, intensidade e tendência dos eventos de ressurgência para o período de 1982-2020 a partir da adaptação do método de Hobday *et al.*, (2016);
3. Determinar a frequência, intensidade e tendência dos eventos de produtividade (indicada pela clorofila-a) para o período de 1982-2020 a partir da adaptação do método de Hobday *et al.*, (2016);
4. Caracterizar a pressão e os ventos em superfície dos eventos de OCMs e ressurgência para o período de 1982-2020, bem como determinar o vento predominante em cada caso;
5. Analisar a intermitência do vento predominante durante o período 1982 a 2020;
6. Verificar se houve aumento na temperatura da ACAS entre 2004 e 2023;
7. Verificar se houve alteração na dinâmica da CB e dos vórtices ciclônicos da região de CF entre 2004 e 2023.

1.4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

As seções a seguir apresentam uma revisão da circulação atmosférica e oceânica do Atlântico Sul, com posterior enfoque na região do Atlântico Sul-Sudoeste.

1.4.1 Atlântico Sul

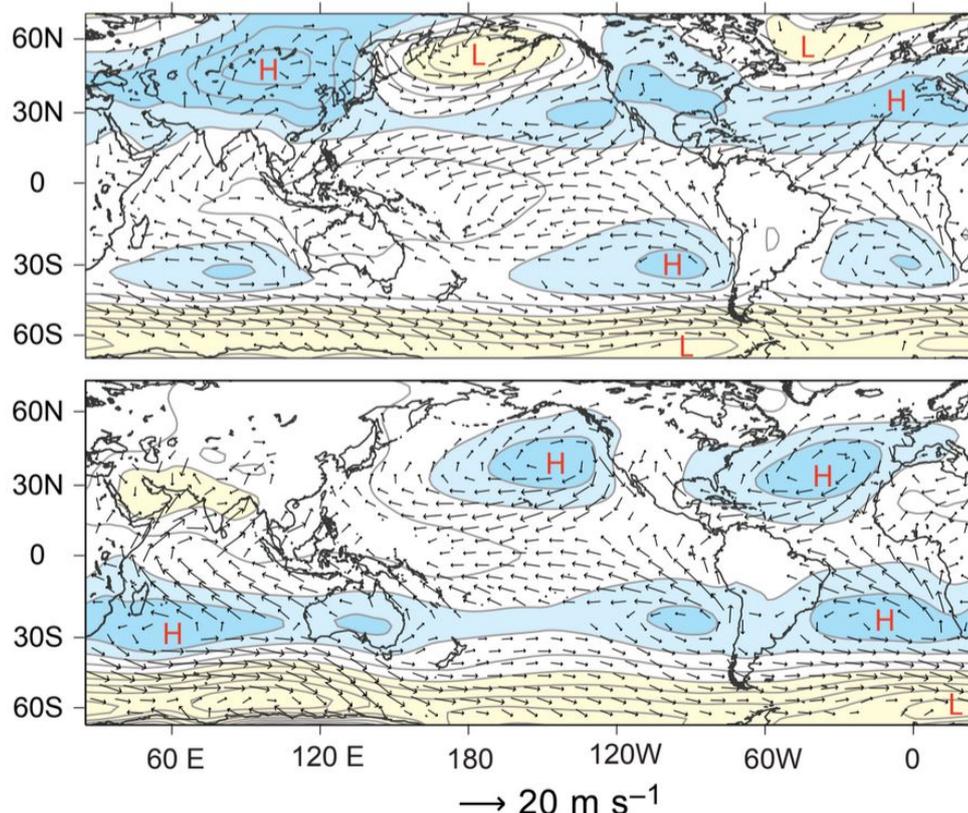
1.4.1.1 Padrões de vento

Nas camadas superiores do oceano, da superfície até cerca de 1000 m de profundidade, a circulação é forçada pelo vento – resultado da interação do atrito do vento sobre a superfície do mar, gradientes horizontais de pressão e força de Coriolis (RODRIGUES, 2015). A Figura 1 apresenta os padrões de vento e pressão em superfície para as estações de verão e inverno austrais. Próximo ao Equador, é possível observar a convergência dos ventos alísios de sudeste (Hemisfério Sul) e nordeste (Hemisfério Norte), resultando na Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) – área caracterizada por intensa precipitação em razão da convecção de ar quente e úmido (GARRISON, 2008).

Na região de latitudes médias, próximo de 30°, sobretudo nos oceanos no Hemisfério Sul, estão sistemas altas pressões (giro anticiclônico) em decorrência da subsidência de ar frio e seco, uma vez que os oceanos são relativamente mais frios que os continentes. Sobre o Atlântico Sul, por exemplo, encontra-se a ASAS, que influencia fortemente a circulação oceânica das camadas superiores do oceano. Por fim, nas regiões polares, nas poucas áreas continentais, o vento sopra de oeste (RODRIGUES, 2015).

É importante destacar a variação longitudinal que estes padrões sofrem durante as estações do ano. A ASAS, sistema atmosférico predominante na área de estudo deste trabalho, se expande em direção à América do Sul e África e fica mais intensa durante os meses de inverno, já que os gradientes térmicos entre continente e oceano são maiores. Em contrapartida, durante o verão este sistema se retrai em direção à porção central do Atlântico Sul e fica mais fraco (SUN *et al.*, 2017).

Figura 1: Padrão de ventos em superfície e pressão ao nível do mar para DJF (superior) e JJA (inferior).



Fonte: Wallace e Hobbs (2006). Legenda: H = alta pressão e L = baixa pressão.

1.4.1.2 Circulação e massas de água

Como mencionado na seção anterior, o padrão de vento influencia fortemente o movimento das camadas superiores dos oceanos, uma vez que momento é transferido da superfície para a coluna d'água abaixo dela. É importante observar que, esta transferência diminui ao passo que a profundidade aumenta, já que aumenta também a distância em relação ao agente forçante. Em decorrência da força de Coriolis, há também uma deflexão do movimento da água para a esquerda (no Hemisfério Sul) em relação à direção do vento – que também perde força com a profundidade – resultando assim em uma corrente espiralada, chamada Espiral de Ekman, que pode se estender para além de 100 m de profundidade (camada de Ekman) (LENN; CHERESKIN, 2009).

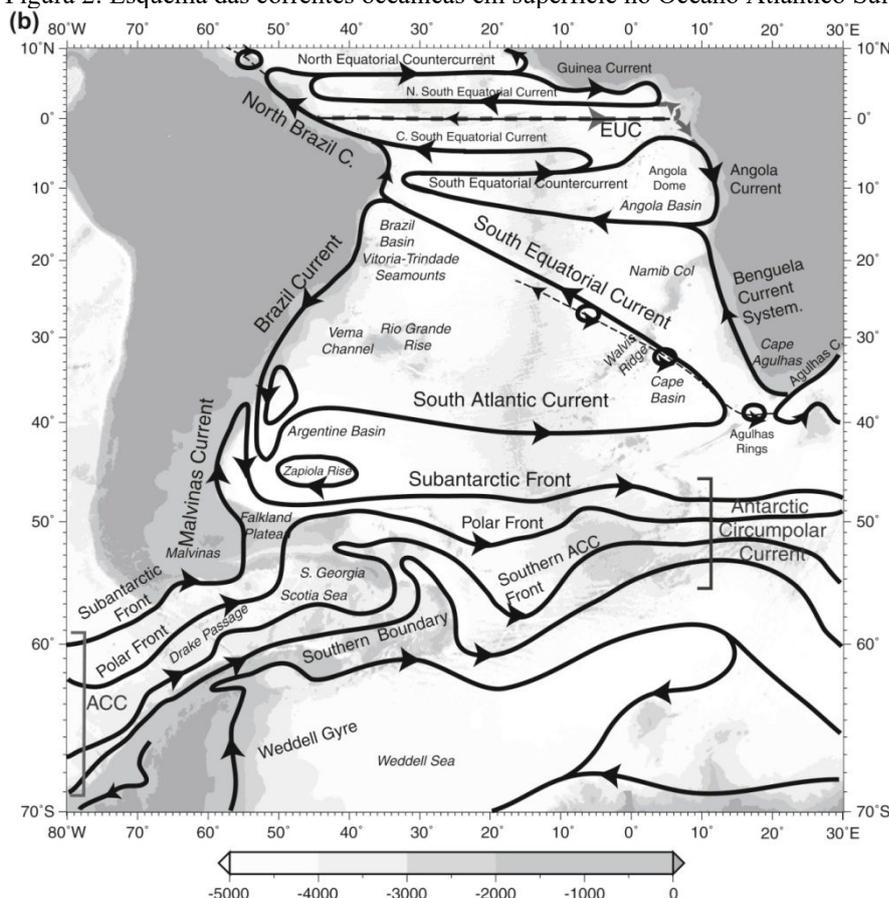
No Atlântico Sul, os ventos alísios de sudeste próximos de 30°S e os de oeste em cerca de 40°S, geram um transporte de Ekman – resultante da espiral de Ekman na camada de Ekman – em direção à sul e norte, respectivamente. Este gradiente de pressão, empilha a água,

em direção ao centro com um deslocamento para oeste em decorrência do movimento da Terra de oeste para leste, e gera também uma força de gradiente de pressão (do centro às extremidades) defletida para à esquerda. Esta força entra em equilíbrio com à Força de Coriolis que age sobre as massas de água na região dos ventos alísios e dos ventos de oeste, gerando uma corrente geostrófica denominada Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS) (GARRISON, 2008; RODRIGUES, 2015).

A Figura 2 apresenta uma representação esquemática da circulação atmosférica em superfície do Atlântico Sul, cuja porção central é marcada pela circulação assimétrica de GSAS (Talley *et al.*, 2011). Próximo de 10°S, a fronteira oeste do GSAS é definida pela Corrente do Brasil (CB), que flui em direção à sul até encontrar a Corrente das Malvinas (CM) em, aproximadamente 38°S (TALLEY *et al.*, 2011). Próximo à esta altitude, ambas as correntes continuam em direção à sul, no entanto, parte se direcionam ao continente africano em latitudes diferentes: em torno de 45° a CB se torna Corrente do Atlântico Sul (CAS) e em 50° a CM forma a Frente Subantártica (FS) (TALLEY *et al.*, 2011). Próxima da África, se move em direção ao norte com deflexão para a esquerda, tornando-se Corrente Sul-Equatorial (CSE), que posteriormente se bifurcará em CB e Corrente Norte do Brasil (CNB) próximo à 10°S, fechando assim o GSAS (TALLEY *et al.*, 2011).

Em termos de transporte, estimativas indicaram que este aumenta conforme a corrente se move em direção à Sul. Em torno de 12°S, o transporte da CB é próximo de 2 Sv, enquanto que em 15°S, 27°S, 31°S, 34°S e 36°S os transporte são, respectivamente, 4 Sv, 11 Sv, 17 Sv, 22 Sv e 41 Sv (ZEMBA, 1991; SLOYAN & RINTOUL, 2001; STRAMMA, IKEDA, & PETERSON, 1990). Próximo à região Confluência Brasil-Malvinas (CBM), o transporte total está entre 70 e 80 Sv, porém apenas metade é direcionado para o GSAS (ZEMBA, 1991; PETERSON, 1992). É importante salientar que, os giros subtropicais podem ocupar toda a coluna vertical do oceano, no entanto, sua velocidade é reduzida conforme a profundidade aumenta (TALLEY *et al.*, 2011).

Figura 2: Esquema das correntes oceânicas em superfície no Oceano Atlântico Sul.

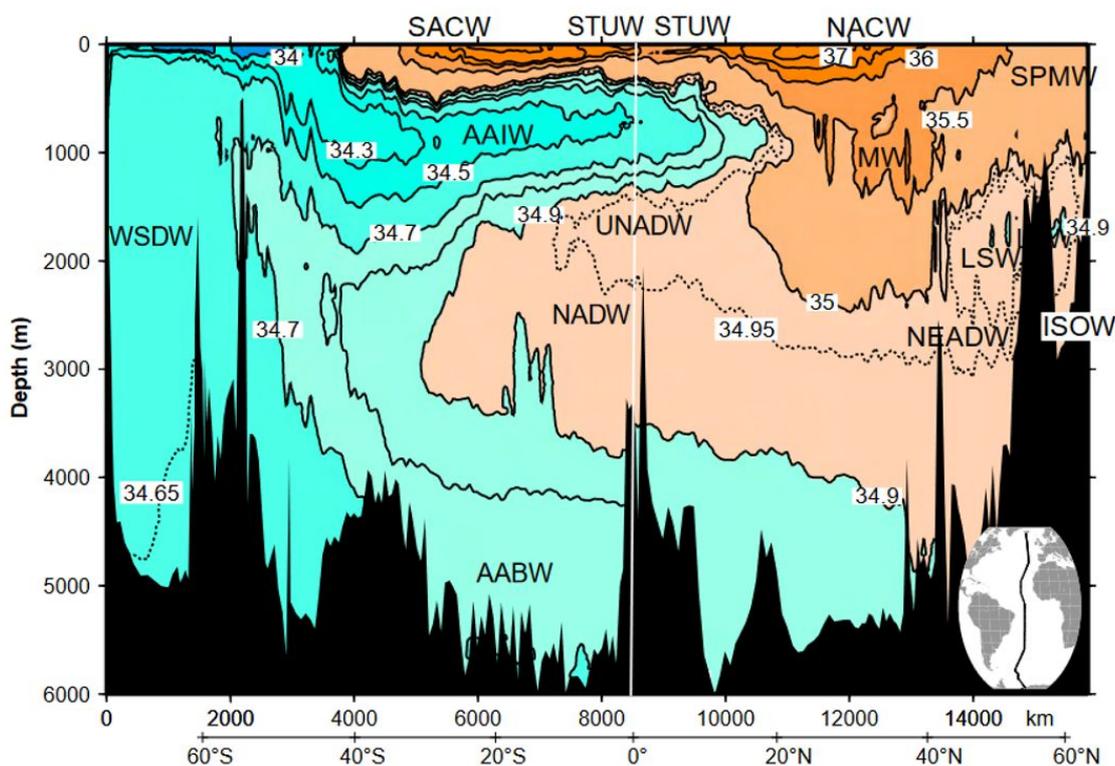


Fonte: Talley *et al.* (2011)

A circulação também pode ser caracterizada em termos das massas de água, com características bem definidas, como mostra a Figura 3. Próximo à superfície, a CB transporta Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS) entre 100 e 600 m (STRAMMA & ENGLAND, 1999). Nos níveis intermediários, entre 600 e 1400 m, há a Água Intermediária Antártica (AIA) e abaixo desta, há a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN, STRAMMA & ENGLAND, 1999). Emilson (1961) afirma que a AT se forma em razão da intensa radiação solar e excesso de evaporação em relação à precipitação, se tornando assim uma massa de água quente (temperaturas acima de 20°C) e salina (salinidade acima de 36 psu) (SILVEIRA *et al.*, 2000). A ACAS por sua vez, é formada pela subducção da água do fundo da camada de mistura na região denominada Convergência Subtropical, localizada na CBM (SPRINTALL & TOMCZAK, 1993), e por esse motivo possui alta variabilidade de temperatura (entre 6 e 20°C) e salinidade (entre 34,6 e 36 psu) (SILVEIRA *et al.*, 2000). Já os limites de termohalinos da AIA são, 3° e 6°C e 34,2 e 34,6 psu, segundo Sverdrup *et al.* (1942) - valores bem inferiores quando comparados àqueles da ACAS. De

acordo com Stramma e England (1999), esta massa de água é formada na camada circumpolar superficial, que compreende o norte da passagem de Drake, o ramo da CM e a Frente Subantártica. Por fim, subjacente à AIA, observa-se a Água Profunda Circumpolar Superior e a Água de Fundo Antártica (STRAMMA; ENGLAND, 1999).

Figura 3: Localização vertical das massas de água no Atlântico.



Fonte: Talley *et al.* (2011). Legenda: SACW – Água Central do Atlântico Sul; AAIW – Água Intermediária Antártica, UNADW – Água Profunda do Atlântico Norte Superior, NADW – Água Profunda do Atlântico Norte, AABW – Água de Fundo Antártica, WSDW – Água Profunda do Mar de Weddell, NEADW – Água Profunda do Atlântico Nordeste, STUW – Água Modal Subtropical do Índico Sul, NACW – Água Central do Atlântico Norte, SPMW – Água Modal Subpolar, LSW – Água do Mar de Labrador, ISOW – Água da Islândia-Escócia.

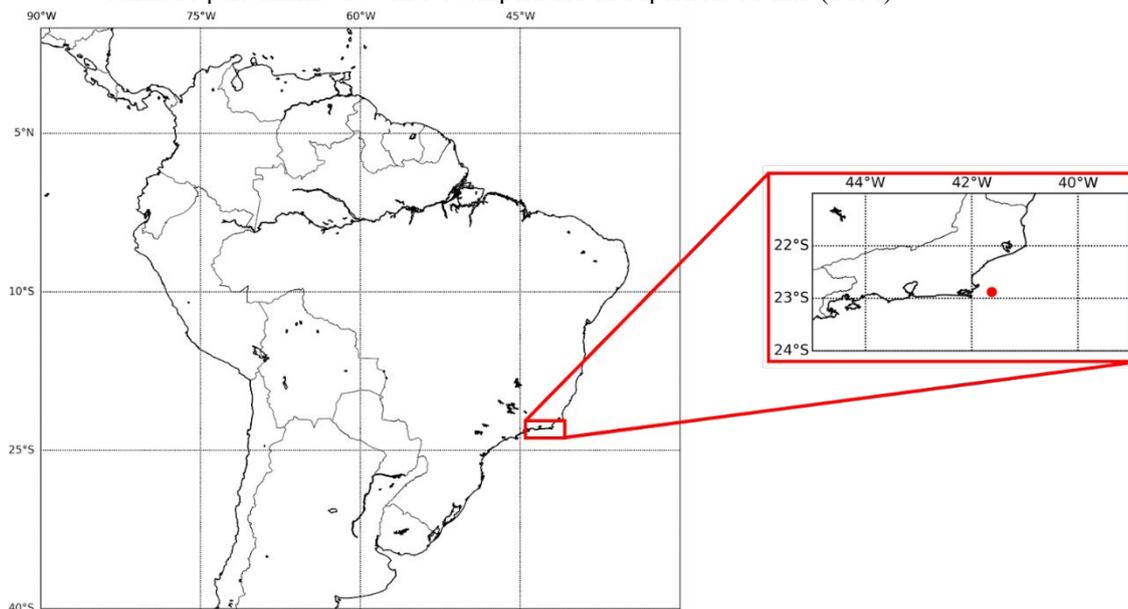
1.4.2 Atlântico Sul-Sudoeste

1.4.2.1 A dinâmica da ressurgência

A região compreendida entre 26°S e 21°S e 43°W e 39°W (Figura 4) abriga um ecossistema marinho de alta produtividade primária e essencial para a atividade pesqueira (BRANDINI *et al.*, 2018) que ocorre em razão da ressurgência costeira (GONZALEZ-

RODRIGUEZ, *et al.*, 1992). Esta por sua vez está associada à dois importantes processos dinâmicos, o transporte e o bombeamento de Ekman, mais intensos no verão (CASTELAO & BARTH, 2006).

Figura 4: Região de estudo onde o círculo em vermelho representa o ponto de grade mais próximo de CF e utilizado para análise do vento e temperatura da superfície do mar (TSM).



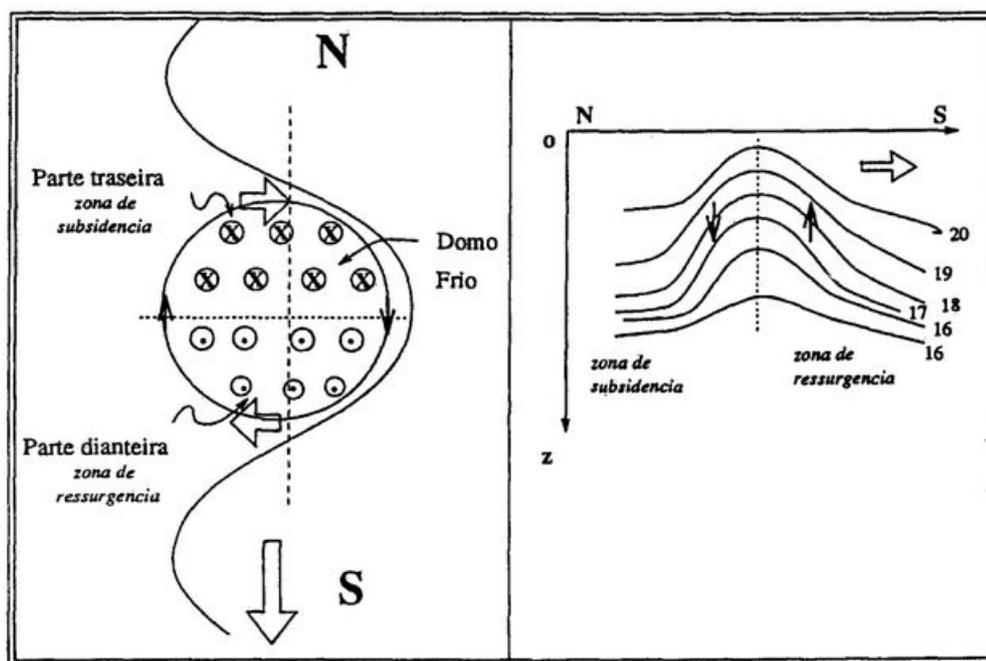
Fonte: Elaborado pela autora [2023]

O bombeamento de Ekman ocorre em decorrência da mudança de orientação e do gradiente da topografia de fundo (CAMPOS *et al.*, 1995; RODRIGUES; LORENZETTI, 2001). Ao norte de Cabo Frio, a plataforma é abrupta e estreita, mas ao mudar de orientação torna-se extensa e suave. Ao mudar de orientação, o escoamento da CB – centrado na isóbata de 1000 m – passa a atingir regiões mais profundas do talude, em razão da inércia. O estiramento da coluna d’água faz com que o escoamento adquira vorticidade ciclônica dirigindo-se a regiões menos profundas, que por sua vez resulta em vorticidade anticiclônica. Este movimento em busca da conservação de vorticidade permanece até a corrente seguir seu fluxo em outra isóbata (CAMPOS *et al.*, 1995).

Os vórtices ciclônicos próximos à quebra da plataforma conseguem atingir regiões mais superficiais e aflorar as águas frias e ricas em nutrientes, oriundas da ACAS. Além disso, este vórtice ciclônico (Figura 5), que se propaga para sudoeste com a CB, apresenta um ramo dianteiro – onde a água fria seria aflorada para regiões mais rasas – e um ramo traseiro, que seria uma região de subsidência (CAMPOS *et al.*, 2000). De acordo com Newton (2013), a região de formação destes vórtices é formada próxima à isóbata de 200 m numa região

compreendida pelos pontos $23,5^{\circ}\text{S} - 43^{\circ}\text{W}$, $24,5^{\circ}\text{S} - 43^{\circ}\text{W}$, $23,5^{\circ}\text{S} - 42^{\circ}\text{W}$ e $24,5^{\circ}\text{S} - 42^{\circ}\text{W}$. De acordo com a autora ainda, durante o verão, os vórtices ciclônicos de Cabo Frio abrangem uma área maior quando comparados às outras estações, além de concentrar maior desprendimento de outros vórtices em direção à sul.

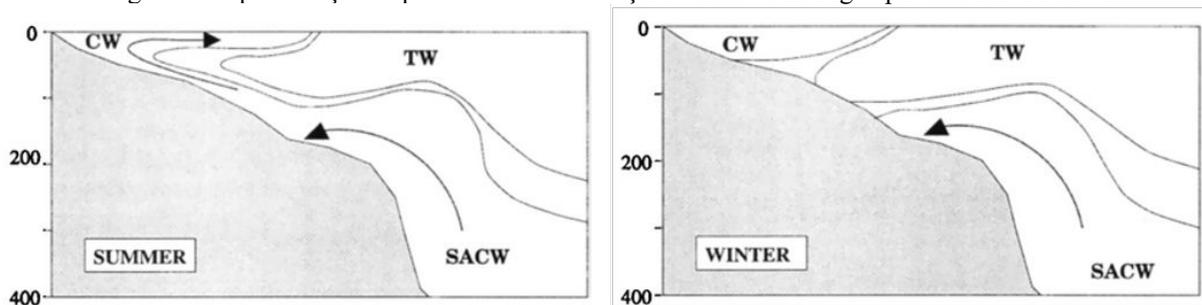
Figura 5: Representação esquemática da ressurgência decorrente de vórtice ciclônico.



Fonte: Campos *et al.* [2000].

Concomitantemente a este processo de bombeamento de Ekman, associada com a incidência do vento Norte (N) e Norte-Nordeste (NNE) da ASAS durante o verão, a resultante do transporte de Ekman é a divergência da AT para fora da costa e a posterior ressurgência da ACAS. Essa massa de água, de forma oposta à AT, é fria e rica em nutrientes e oxigênio (CAMPOS *et al.*, 1995; CAMPOS *et al.*, 2000; CASTELAO & BARTH, 2006; GONZALEZ-RODRIGUES *et al.*, 1992), conforme mostra a Figura 6 (painel esquerdo).

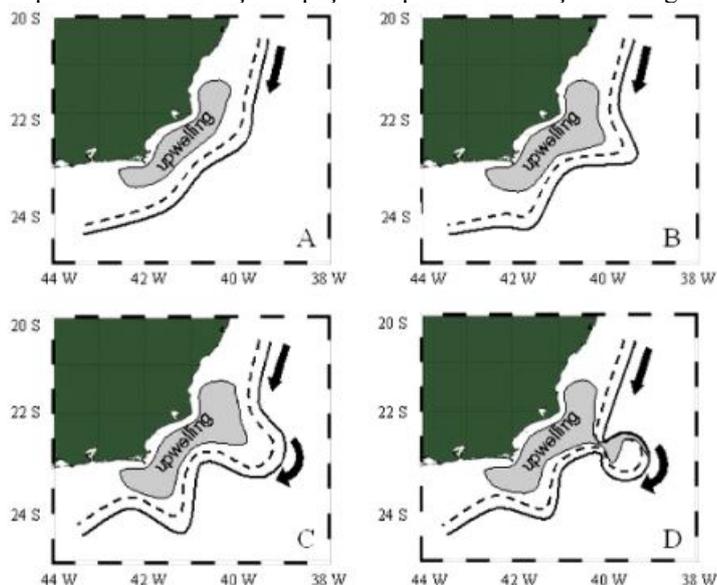
Figura 6: Representação esquemática da localização das massas de água próxima à Cabo Frio.



Fonte: Campos *et al.* [2000].

A Figura 7 apresenta um esquema da interação temporal da ressurgência por transporte de Ekman e por bombeamento de Ekman com a CB. É possível verificar que o meandro ciclônico que se desenvolve em direção ao oceano possui características da Água Costeira (AC), gerada da mistura entre a água salina e a água doce proveniente dos estuários próximos (CAMPOS *et al.*, 2000), e da ACAS. Mais tarde, Calado *et al.* (2010) mostraram que vórtices ciclônicos da CB que se desenvolvem em direção à costa podem causar ressurgência de ACAS na plataforma continental e intensificar a ressurgência costeira iniciada com os ventos.

Figura 7: Representação esquemática da evolução espaço-temporal da interação ressurgência com a CB.



Fonte: Calado *et al.* (2006)

É importante salientar que, para que o transporte de Ekman ocorra durante o verão, além do vento estar na direção N e NNE é necessário que tenha uma velocidade e

intermitência mínimos. Ikeda (1974) encontrou que a primeira ressurgência de águas mais frias acontece cerca de 24 horas após o vento NE soprar com velocidade superior a 5 m/s. Ikeda (1976) por sua vez encontrou um período de 48 horas e velocidade de 8 m/s para que as águas subtropicais frias aflorassem na superfície. Valentin (2001), no entanto, sugere que um período de dois ou três dias de ventos NE a 10 m/s seriam suficientes para a ressurgência ocorrer.

Durante o inverno, onde a passagem de frentes frias é mais frequente (CASTRO, 1996; RIBEIRO, 2010) os ventos do quadrante Sul (S), Sudeste (SE) e Sudoeste (SO) enfraquecem o transporte de Ekman (Figura 4 – painel direito), de modo que a ressurgência nesta estação seja majoritariamente oriunda do bombeamento de Ekman (CAMPOS *et al.*, 2000). Através de estudos climatológicos e experimentos, Amor (2004) verificou também que, as passagens de frentes frias podem inibir a intrusão da ACAS entre 1 e 2 dias, bem como ventos intensos de SW (podem parcialmente interromper por 1 dia).

1.4.2.2 A importância biológica

De acordo com Gonzalez-Rodrigues (1997), a ressurgência pode ser dividida em três fases: 1) ressurgência 2) produtividade e 3) subsidência. A primeira (1) seria caracterizada pela presença de águas frias e ricas em nutrientes na superfície, a segunda (2) quando há alta concentração de biomassa de fitoplâncton e baixa concentração de nutrientes e a terceira (3) marcada pela baixa concentração de nutrientes e massa fitoplactônica (GONZALEZ-RODRIGUES *et al.*, 1997).

Durante o verão, há um pico de clorofila-*a* (Cl-a), em razão da floração de fitoplâncton (MOSER E GIANESELLA-GALVÃO, 1997). No entanto, durante o inverno, embora os eventos de ressurgência sejam mais raros, eles ainda podem ocorrer, no entanto, podem ser menos intensos, com máximo de 2 mg Cl-a m³ (MOSER E GIANESELLA-GALVÃO, 1997). Durante os períodos em que não há ressurgência no inverno, temperatura, nutrientes, produtividade e biomassa são semelhantes àqueles encontrados na fase 3 da ressurgência de verão.

Embora a biomassa de fitoplâncton varie entre 0,5 e 6,0 mg Cl-a m³ em condições usuais de ressurgência (VALENTIN, 1987) – valores bem inferiores àqueles vistos em sistemas de ressurgência das correntes de contorno leste como Benguela (15 a 31 mg Cl-a m³ de acordo com Estrada (1980)) e Peru (10 a 40 mg Cl-a m³, conforme Strickland *et al.*, (1969)), este pico de produtividade durante os eventos de ressurgência no verão são

importantes para a abundância de pequenos peixes pelágicos, como a sardinha – no caso de Cabo Frio (BAKUN E PARRISH, 1990).

2 ARTIGO CIENTÍFICO

Weakening of Coastal Upwelling Associated with Marine Heatwaves in the Western South Atlantic

Jhoseny Souza Santos¹, Regina R. Rodrigues¹, Julia M. Araujo¹, Piero S. Bernardo¹,
Marlos Goes²³

¹ Dept. of Oceanography, Federal University of Santa Catarina, Brazil

² Cooperative Institute for Marine and Atmospheric Studies, University of Miami,
USA

³ Physical Oceanography Division, AOML-NOAA, USA

Abstract

Marine heatwaves are periods of extreme ocean temperatures that can devastate marine ecosystems and affect weather and climate patterns. Here, we show that the coastal upwelling system of the western South Atlantic has weakened during the last decades. At the same time, marine heatwaves became more frequent and intense in the region. As a result, the concentration of chlorophyll-a decreased mainly during the austral spring and summer. The weakening of the coastal upwelling is caused by changes in the local upwelling favorable winds. However, these changes in wind are dominated by an increase in intermittency rather than changes in the wind direction and intensity. The concomitant intensification of the marine heatwaves is associated with a strengthening of the Brazil Current and fewer cyclonic eddies nearshore Cabo Frio that result in warmer subsurface waters available to upwell over the continental shelf.

Key Points

- A reduction of coastal upwelling in the western South Atlantic has been accompanied by an increase in marine heatwaves in the last decades
- Changes in the alongshore winds have played a partial role in the weakening of coastal upwelling

- More frequent marine heatwaves are associated with a stronger Brazil Current nearshore that brings warmer tropical waters to the region.

Plain Language Summary

Coastal upwelling occurs when subsurface water rises to replace the surface water pushed away by the wind. The subsurface water is generally colder and rich in nutrients, and thus, can support the growth of photosynthetic organisms that are the base of the food web in the oceans. Therefore, upwelling regions are responsible for some of the world's most productive and rich ecosystems. In this study, we detected a reduction in the occurrence of upwelling events and an increase in the frequency of extreme warming events, called marine heatwaves, in the western South Atlantic during the last four decades. We found that this is caused partially by a reduction in the persistency of the favorable upwelling winds. In addition, the upwelled waters are warmer in the region due to an intensification of the offshore current, called Brazil Current, which brings warmer tropical waters to the region.

1. Introduction

Marine heatwaves are periods of extreme temperature in the oceans and have devastating effects on marine ecosystems, ranging from mass coral bleaching and toxic algal blooms to community shifts and mortality of commercial fish species (Cavole et al., 2016; Wernberg et al., 2016; Hughes et al., 2017; Mills et al., 2013). As a consequence, they impact food availability and, thus, local and global economies (Smith et al., 2021). Their frequency, intensity and duration have increased globally in the last decades and are expected to continue to grow in the future as a result of climate change (Oliver et al., 2018; Frolicher et al., 2018; Laufkötter et al., 2020). Therefore, it is essential to understand the mechanisms that drive their variability in order to better predict them and provide ocean stakeholders with early warning tools (Jacox et al., 2022).

Marine heatwaves can be particularly destructive in coastal upwelling regions since these are the most productive areas of the global oceans. Coastal upwelling occurs when cold and nutrient-enriched subsurface waters are brought to the euphotic zone in response to offshore Ekman transport caused by winds blowing parallel to the coast. These favorable conditions are often found along the eastern boundary of the oceans associated with the

equatorward winds of subtropical high-pressure systems, such as along the Peru-Chile and California coasts in the Pacific and Canary and Benguela currents in the Atlantic. For instance, the marine ecosystems of the Peru-Chile upwelling have been disrupted by more frequent occurrences of marine heatwaves during the last decades (Pietri et al., 2021).

Nonetheless, coastal upwelling can also happen on the western boundary of the ocean basins (Liao et al., 2021). In the western boundary of the South Atlantic, coastal upwelling occurs around Cabo Frio (Fig. 1a), mainly during austral summer when alongshore winds from North-Northeast (NNE) and Northeast (NE) prevail. These local winds, in turn, are part of the South Atlantic subtropical high-pressure system. Local topography and the presence of the cape enable the upwelling of cooler subsurface waters (Rodrigues and Lorenzetti, 2001). Moreover, upwelling in this region can be enhanced by cyclonic eddies associated with the Brazil Current that bring thermocline water of the South Atlantic subtropical gyre (South Atlantic Central Water, SACW) to the continental shelf (Campos et al., 2000; Calado et al., 2010). Once upwelled, the cold and nutrient-enriched waters flow southward along the continental shelf, supporting high productivity and fisheries far beyond its origin (Brandini et al., 2018; Namiki et al. 2017).

There have been a few studies on marine heatwaves in the western subtropical South Atlantic, but none has focused on the coastal upwelling region of Cabo Frio. For instance, Rodrigues et al. (2019) show that the frequency, intensity, duration and extension of marine heatwaves in the deep ocean increased during the last four decades, while Costa and Rodrigues (2020) show that these positive trends are more likely to continue in the future due to climate change. Therefore, this study aims to identify if there have been changes in the occurrence of marine heatwaves and upwelling events in the region of Cabo Frio using observations, satellite data and reanalysis products. We will show that as marine heatwaves become more frequent, the occurrence of upwelling events declines from 1982 to 2020, reducing the concentration of chlorophyll-a in the region. We will also investigate the possible drivers of such changes.

2. Data and Methods

2.1 Data

This study uses the $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ gridded daily SST data from Optimum Interpolation SST for 1982–2020 (Reynolds et al., 2007) to identify the marine heatwave and upwelling events and their characteristics. Atmospheric data from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ERA5 reanalysis is used to determine the possible drivers of marine heatwave and upwelling events in the region for the same period (Hersbach et al., 2020). For the latter, daily values of the zonal and meridional components of the wind are obtained by averaging hourly data with a horizontal resolution of $1/4^\circ$. Surface chlorophyll-a data were obtained from weekly level-3 satellite images from SeaWiFS and Aqua-MODIS sensors with a horizontal resolution of 9 km for the period 1998–2018 (Hu et al. 2012) to identify the impact of the marine heatwave and upwelling events on primary productivity. Daily sea surface height data from the Global Ocean Gridded SSALTO/DUACS L4 product with $1/4^\circ$ of horizontal resolution from 1993 to 2022 were used to detect anticyclonic and cyclonic eddies. We also use the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Ocean Reanalysis System 5 (ECMWF-ORAS5) and the Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEM-GLORYS12) reanalysis products (Zuo et al. 2019 and Lellouche et al., 2021).

In addition, temperature (T) profiles from the surface to the depth of 800 m are obtained from the AX97 transect that goes from Rio de Janeiro to Trindade Island (across 23°S). The AX97 transect samples the upper ocean temperature at approximately 20 km spacing every two months since 2004. To calculate density and dynamic height, salinity (S) along XBT temperature profiles is calculated using historical T-S relationships (Goes et al., 2018). Sea surface height (SSH) and surface geostrophic velocity data used are from the reprocessed mapped satellite altimeter product from Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) at a daily 0.25° horizontal resolution (Pujol et al., 2016). The dynamic sea level height is calculated by subtracting the global mean sea level each month.

2.2 Methods

A marine heatwave event is defined as a period of five or more consecutive days in which the SST exceeds the 90th percentile, using a fixed baseline calculated from 1982 to 2020 (Hobday et al., 2016). We use the analogue definition of cold spells to define an intense upwelling event as a period of five or more consecutive days in which the SST falls below the 10th percentile (Schlegel et al., 2017). We calculate the frequency, intensity, duration and

cumulative intensity (integral of intensity over the duration of every event per month). However, we focus on the latter since it has a higher ecological significance and considers both the intensity and number of days of every event. For chlorophyll-a, monthly cumulative chlorophyll-a concentration was obtained by summing the daily values of chlorophyll-a concentration for each month. Long-term trends are calculated using a linear least-squares fit for the period of 1982-2020, and the nonparametric test of Mann-Kendall is used to assess their significance at the 95% confidence level. Composites are created by averaging the anomalies of atmospheric and ocean fields for all marine heatwave or upwelling events during the period considered. The statistical significance of the composites is evaluated using a standard two-tailed t-test at the 95% confidence level.

We also calculate the intermittency of the prevailing winds, considering an event of favorable upwelling winds as three days with the wind blowing from a north-northeast direction $\pm 10^\circ$ with speed greater than 6 m/s, following the recommendations by Ikeda (1972, 1976) and Valentin (2001). We apply the Angular Momentum Eddy Detection and Tracking Algorithm (AMEDA; Le Vu et al., 2018) to identify the number of eddies, the percentage of the area covered by eddies, and their azimuthal speed. The absolute geostrophic transport of the Brazil Current is calculated similarly to Goes et al. (2019), integrating the absolute geostrophic velocities from 0-500m and west of 39°W . The geostrophic velocities are calculated using the thermal wind equation, which uses the dynamic height calculated referenced to the absolute dynamic topography from the IPRC at 500 m depth. The surface eddy kinetic energy (*EKE*) in the region is calculated using the zonal and meridional geostrophic velocities components derived from altimetry (*ug* and *vg*, respectively), according to the following equation: $EKE=(ug^2+vg^2)/2$.

3. Results

The surface waters over the continental shelf of the Brazilian coast are, on average, 3°C – 4°C cooler than the adjacent waters of the Brazil Current due to the effect of the coastal upwelling (Fig. 1a). In the last four decades, the surface waters have warmed everywhere in the region with the highest trends of up to 0.3°C per decade in the southern region, mainly along with the Brazil Current (Fig. 1b). The trends in the extremes display a similar spatial pattern, with marine heatwave cumulative intensity increasing up to 3°C -day per month per decade. Though these high values occur over the continental shelf (Fig. 1c). At the same time,

there has been a decrease in the cumulative intensity of the upwelling events along the whole coast (represented by positive values in Fig. 1d), suggesting a weakening of the coastal upwelling in the region. However, the decrease of cold spells offshore was much stronger, ranging from 1.5 to 3.0°C-day per month per decade (lighter green in Fig. 1d). This is consistent with the literature that shows coastal upwelling can hinder the effects of warming in the oceans (Schlegel et al. 2017; Chang et al. 2023).

The temporal evolution of the marine heatwave and upwelling cumulative intensity in Cabo Frio is shown in Fig. 2a,b. While upwelling events are becoming rarer and weak (Fig. 2a), marine heatwaves are getting more frequent and stronger (Fig. 2b). For the upwelling events, the long-term trends in frequency and cumulative intensity are respectively -16.3 days per year per decade and $+23.5^{\circ}\text{C-day}$ per year per decade (Fig. S1). The long-term trends for marine heatwaves are $+15.8$ days per year per decade and $+21.6^{\circ}\text{C-day}$ per year per decade, respectively, for frequency and cumulative intensity (Fig. S1). In addition, there is a clear reverse in the cumulative intensity of both types of extreme events around 2000. For instance, during the austral summer, the number of upwelling days declined from 160 during 1982-2000 to 35 during 2001-2020, while the number of marine heatwave days increased from 33 to 162 between the same two periods (Tab. S1). As a consequence of these changes, the concentration of chlorophyll-a declined in the region, mainly during the most productive and biologically important seasons of austral spring and summer (Fig. 2c). The long-term trend, considering the cumulative sum of chlorophyll-a for each year, is -6.7 $\text{mg/m}^3\text{-day}$ per year per decade for 1998-2018 (Fig. S2). All the aforementioned trends are statistically significant at the 95% confidence level.

Now, we turn our attention to the potential drivers of such long-term changes. Since coastal upwelling is primarily driven by alongshore winds, we start by analyzing changes in the direction and intensity of the local winds (Fig. 3). We focus on the upwelling season in austral summer from December to February (DJF) when the upwelling favorable winds from NE are dominant (Campos et al., 2000; Valentin, 2001). Indeed, considering only the upwelling events during 1982-2000, winds from NNE and NE with speeds higher than 8 m/s prevail for more than 50% of the time (Fig. 3a). Marine heatwave events during 1982-2000 are also associated with winds from NNE and NE, but they are rather weaker, with speeds below 8 m/s (Fig. 3c). The wind statistics for neutral days, i.e., without either marine heatwaves or upwelling events, show that winds from the NNE are stronger and slightly more

frequent than that from NE (Fig. 3e). This result is consistent with the literature where stronger winds from NE are the main precursor of upwelling in the region.

In contrast, during 2001-2020, the dominance of winds from the NNE and NE quadrants frails for the less frequent events of upwelling (Fig. 3b). In this case, only 17% of the winds blow from NNE and NE, with winds between east (E) and south (S) quadrants being as frequent (the differences in speed and direction between the two periods are statistically significant, see Tab. S2). However, during the same period, marine heatwaves occur under strong winds from NNE and NE, similar to those for the upwelling cases during 1982-2000 (Fig. 3d). In addition, for neutral days, there is an overall subtle change in the winds between the two periods (Fig. 3e,f). For marine heatwaves and neutral cases, the differences in speed and direction between the two periods are not statistically significant (Tab. S2). When we analyze the strength of Ekman pumping, we notice, however, that Ekman pumping (positive velocities) is stronger for the upwelling events in both periods (Fig. S3a,b) compared to the marine heatwave (Fig. S3c,d) and neutral cases (Fig. S3e,f).

There is still an unusual occurrence of marine heatwaves with upwelling favorable winds and Ekman pumping during 2001-2020. This could be explained by two factors: 1) the intermittency or lack of persistency of favorable upwelling winds and 2) favorable winds upwelling warmer subsurface waters. We first analyzed the intermittency of favorable upwelling winds as the number of events in which the wind blows from the NNE and NE directions with speeds greater than 6 m/s for at least 3 consecutive days during summer (Fig. 3g). Indeed, there has been a decline in the persistency of upwelling favorable winds after 2000 by 34% (from 58 to 38 events), with 9 years during the last period presenting none or one event of persistent upwelling winds during the summer. We tested the robustness of this result by using other criteria of minimum speed and number of consecutive days and found similar results considering 3 consecutive days (Fig. S4a and Tab. S3). When considering shorter events of 2 consecutive days, the number of events per summer during the two periods does not change as much (Fig. S4b,c and Tab. S3).

From the aforementioned results, it is reasonable to conclude that changes in the local wind alone cannot explain the increase in the occurrence of marine heatwaves and the weakening of upwelling in the region. One can argue that this is due to the long-term trend of ocean warming. In other words, favorable winds must be upwelling warmer subsurface waters

over the continental shelf. There is some evidence that the Brazil Current has been transporting more heat poleward in the last decades (Li et al. 2022). Moreover, the recent study by Chang et al. (2023) shows that the strengthening of upwelling favorable winds during the last decades is associated with rapid coastal warming, and not cooling, in most eastern boundary upwelling systems due to horizontal advection of heat.

Here, we show from observations that the SACW has been at least 0.5°C warmer off the coast of Cabo Frio at 22.5°S around the Brazil Current core between 100 and 200 m near the continental slope during the period of 2004-2023 (Fig. 4a). The isotherm of 20°C is deeper for 2014-2023 when compared to that for 2004-2013 (solid and dashed lines respectively in Fig. 4a). The dynamic height anomaly and estimated velocities along 22.5°S show a strengthening of the Brazil Current near the continental slope for 2014-2023 (positive zonal gradient and negative contours near the coast in Fig. 4b) in comparison to those for 2004-2013 (negative zonal gradient and positive contours near the coast in Fig. 4c). In addition, using two different reanalysis datasets, we identify an increase in the heat content in the upper 700-m layer and deepening of the thermocline across 22.5°S associated with an intensification of the Brazil Current in the last decades (Fig. S5).

From observations, we can neither detect a positive trend in the strength of the Brazil Current nor a link between the Brazil Current transport across 22.5°S and the occurrence of marine heatwaves (Fig. S6). However, a relationship between Brazil Current and marine heatwaves emerges when we look more in detail at the EKE and SSH in the region (Fig. 5). In the climatological mean, the strongest values of EKE are observed along the Brazil Current path (Fig. 5b), where the maximum gradient of SSH is located (Fig. 5a). During marine heatwave events, there is a strengthening of the EKE along the Brazil Current nearshore path (Fig. 5f) associated with an increase in the gradient of SSH across the Brazil Current (Fig. 5e). Upwelling events, on the other hand, are associated with reduced EKE (Fig. 5d) and weaker gradient of SSH (Fig. 5c). This linear relationship is more evident in the scatter plots of SSH and EKE versus cumulative intensity of marine heatwaves and upwelling events (Fig. 5g,h). Thus, a more energetic (intense) Brazil Current along its nearshore side is associated with marine heatwaves over the coastal region of Cabo Frio and a less energetic Brazil Current with upwelling events. Note that Brazil Current transport in Fig. S6 is the total integrated transport and, as such, hides the nearshore intensification.

Another aspect worth noting is a reduction in EKE and SSH around 22-23°S, 40-42°W and 23-24°S, 42-44°W for marine heatwaves (Fig. 5e,f) and an increase in EKE and SSH for upwelling events (Fig. 5c,d). These areas are where most cyclonic eddies are formed, responsible for bringing cold waters from the continental slope onto the shelf (Calado et al., 2010). We have also calculated the number of cyclonic eddies within the Cabo Frio region, and there appears to be a decrease in the cyclonic eddies in the region during marine heatwaves (Fig. S7a), mainly for the unusual year of 2010. The reduction in numbers is also accompanied by a decrease in the percentage of area covered by the eddies and an increase in the azimuthal speed (Fig. S7b,c). This means that not only are there fewer cyclonic eddies but also, once formed, they pass through the region more rapidly. The reduction of cyclonic eddies seems to be associated with a stronger Brazil Current near the continental slope.

4. Summary & Conclusions

In this study, we have identified a weakening of upwelling events in the Cabo Frio region associated with an increase in marine heatwaves during the last four decades. This has important implications because Cabo Frio upwelling supports great biological productivity along the central and south coast of Brazil, even though it is much less intense and covers a smaller area than the eastern boundary upwelling systems. We also identify a decrease in primary productivity in Cabo Frio during the last two decades.

Bakun (1973) once hypothesized that as a result of global warming, there would be an increase in the land-ocean thermal contrast that would intensify alongshore winds and, thus, coastal upwelling. Some studies have reported an intensification of the South Atlantic subtropical high that could have led to changes in the favorable upwelling winds, affecting coastal upwelling in Cabo Frio (Swart and Fyfe, 2012; Marcello et al., 2018). However, our results show that changes in the local winds in Cabo Frio do not favor upwelling and that they alone cannot explain the weakening of upwelling and the increase in marine heatwaves in the region. This is consistent with Belmadani et al. (2015) study, which has not identified significant changes in the upwelling favorable winds along the coast of Peru and Chile, as expected from the Bakun hypothesis.

In addition, our results show that marine heatwaves are associated with a stronger Brazil Current nearshore that brings warmer tropical waters to the region. This is corroborated

by Chang et al. (2023), which has shown that temperature changes in the main upwelling regions are not controlled by local wind alone via vertical Ekman pumping. Instead, upwelling is influenced by horizontal advection of heat. Moreover, past studies have shown that meander-induced shelf break upwelling plays an important role in the pumping of the SACW from the slope region onto the continental shelf (Campos et al., 2000). We also identify a reduction of cyclonic eddies associated with a more energetic Brazil Current during marine heatwaves. Therefore, even if the alongshore winds favor upwelling, the upwelled subsurface waters over the continental shelf off Cabo Frio are warmer.

The Brazil Current is a relatively weak western boundary current with a strong eddy activity, such that its variability is generally greater than its mean (Lima et al., 2016; Pita et al., 2020). The fact that no trends were detected in the Brazil Current flow could be due to sampling aliasing of its approximate 2-month sampling. But most importantly, our results show that marine heatwaves are associated with an intensification of the Brazil Current along its nearshore side that leads to fewer meanders and cyclonic eddies. Consequently, more heat is advected to the region, and at the same time, less cool SACW is brought up to the continental shelf.

Acknowledgments

This study was supported by the TRIATLAS project funded under the European Union's Horizon 2020 Programme (Grant Agreement #817578; R.R.R., J.S.S., P.S.B.); and by the INCT Mudanças Climáticas Fase II (Grant Agreement CNPq #465501/2014-1 and CAPES/FAPS#16/2014; J.M.A.). This study is part of the Master Dissertation of J.S.S., Programa de Pós-Graduação de Oceanografia – UFSC. R.R.R. and J.S.S would like to thank Dr Afonso Gonçalves Neto for helping with some initial data analysis.

Data Availability Statement

The data that support the findings of this study are openly available. The observational data sets can be downloaded at OISSTv2: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>; ERA5: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=form>; SeaWiFS/Aqua-MODIS: <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/l3/>; SSALTO/DUACS: <https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/sea-surface-height-products/global.html>; ORA5: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ocean-reanalysis-system-5>; GLORYS12:

<https://www.mercator-ocean.eu/en/ocean-science/glorys/>;
<https://www.aoml.noaa.gov/phod/hdenxbt/index.php>

AX97

transect

References

- Bakun, A, 1973. Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946–1971. NOAA Tech. Rep., NMFS SSRF-671.
- Belmadani A., Oerder, V., Colas F., Echevin V, Codron F., Tam J., 2015. Peru-Chile upwelling dynamics under climate change, *J. Geophys. Res. Oceans*, 120, 1152–1172.
- Chang, P., Xu G., Kurian J. et al., 2023. Uncertain future of sustainable fisheries environment in eastern boundary upwelling zones under climate change. *Commun Earth Environ* 4, 19.
- Goes, M., Christophersen, J., Dong, S., Goni, G. and Baringer, M.O., 2018. An updated estimate of salinity for the Atlantic Ocean sector using temperature–salinity relationships. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 35(9), 1771-1784.
- Goes, M., Cirano, M., Mata, M.M. and Majumder, S., 2019. Long-term monitoring of the Brazil Current transport at 22 S from XBT and altimetry data: Seasonal, interannual, and extreme variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(6), 3645-3663.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P. et al., 2020. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 1999–2049.
- Hu, C., Lee, Z., Franz, B., 2012. Chlorophyll-a algorithms for oligotrophic oceans: a novel approach based on three-band reflectance difference. *Journal of Geophysical Research–Oceans*, 117, C01011.
- Jean-Michel, L., Eric, G., Romain, B.B., Gilles, G., Angélique, M., Marie, D., Clément, B., Mathieu, H., Olivier, L.G., Charly, R. and Tony, C., 2021. The Copernicus global 1/12 oceanic and sea ice GLORYS12 reanalysis. *Frontiers in Earth Science*, 9, p.698876.
- Le Vu, B., Stegner, A. and Arsouze, T., 2018. Angular Momentum Eddy Detection and Tracking Algorithm (AMEDA) and Its Application to Coastal Eddy Formation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 35(4), 739-762. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-17-0010>.
- Namiki, C., Katsuragawa, M., Napolitano, D.C., de Lourdes Zani-Teixeira, M., de Mattos, R.A. and da Silveira, I.C.A., 2017. Hydrodynamically-driven distribution of lanternfish larvae in the Southeast Brazilian Bight. *Journal of Marine Systems*, 170, 115-133.

- Pujol, M.I., Faugère, Y., Taburet, G., Dupuy, S., Pelloquin, C., Ablain, M. and Picot, N., 2016. DUACS DT2014: the new multi-mission altimeter data set reprocessed over 20 years. *Ocean Science*, 12(5), 1067-1090.
- Reynolds, R.W., Smith, T.M., Liu, C., Chelton, D.B., Casey, K.S. and Schlax, M.G. (2007). Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *Journal of Climate*, 20, 5473–5496.
- Swart, N. & Fyfe, J. C. Observed and simulated changes in the Southern Hemisphere surface westerly wind-stress. *Geophys. Res. Lett.* <https://doi.org/10.1029/2012GL052810> (2012).
- Zuo, H., Balmaseda, M. A., Tietsche, S., Mogensen, K. Mayer, M. (2019). The ECMWF operational ensemble reanalysis–analysis system for ocean and sea ice: a description of the system and assessment. *Ocean Sciences*, 15, 779–808.

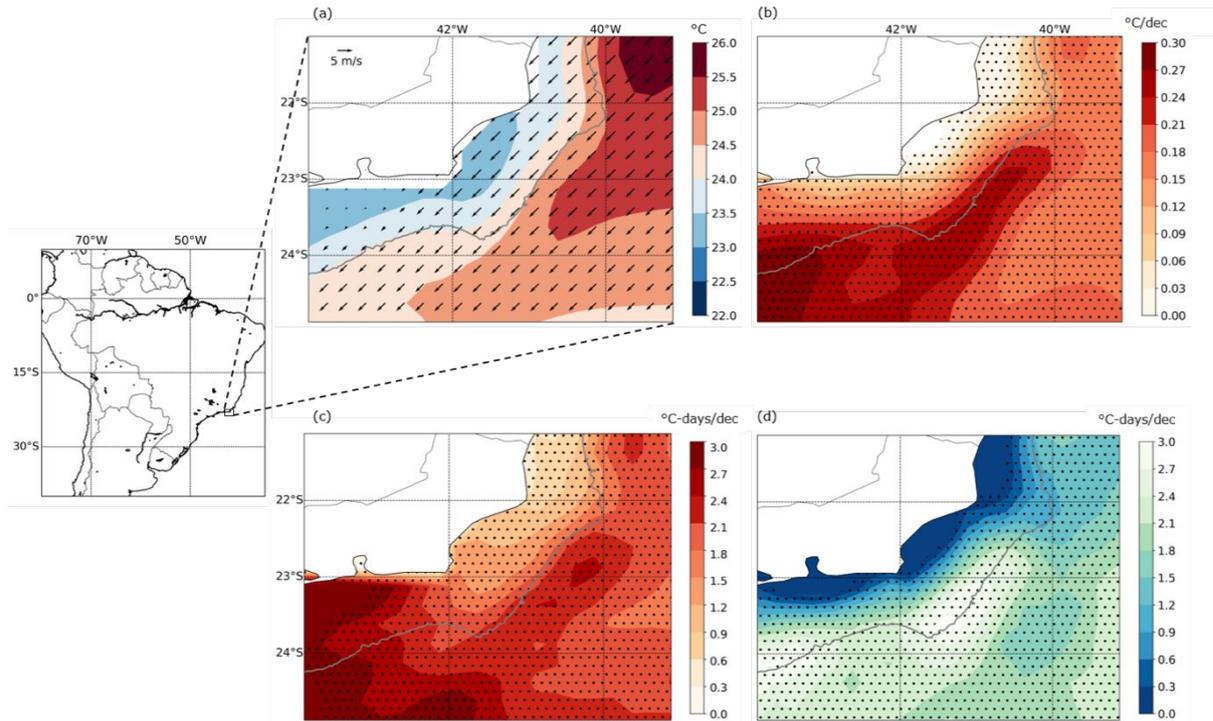


Figure 1: Sea surface temperatures in the Cabo Frio region for the period 1982-2020: (a) mean ($^{\circ}\text{C}$) and (b) trends ($^{\circ}\text{C}$ per decade); (c) trends in marine heatwave cumulative intensity ($^{\circ}\text{C}$ -days per decade); and (d) trends in upwelling cumulative intensity ($^{\circ}\text{C}$ -days per decade). The black arrows in (a) represent the wind for the period 1982-2020. Note that positive values in (d) represent a weakening of the upwelling events. The map on the left shows the geographic location of Cabo Frio. The solid line in all panels displays the continental shelf break represented by the 200-m isobath. Dots in panels (b)-(d) indicate areas where the trends are statistically significant at the 95% confidence level.

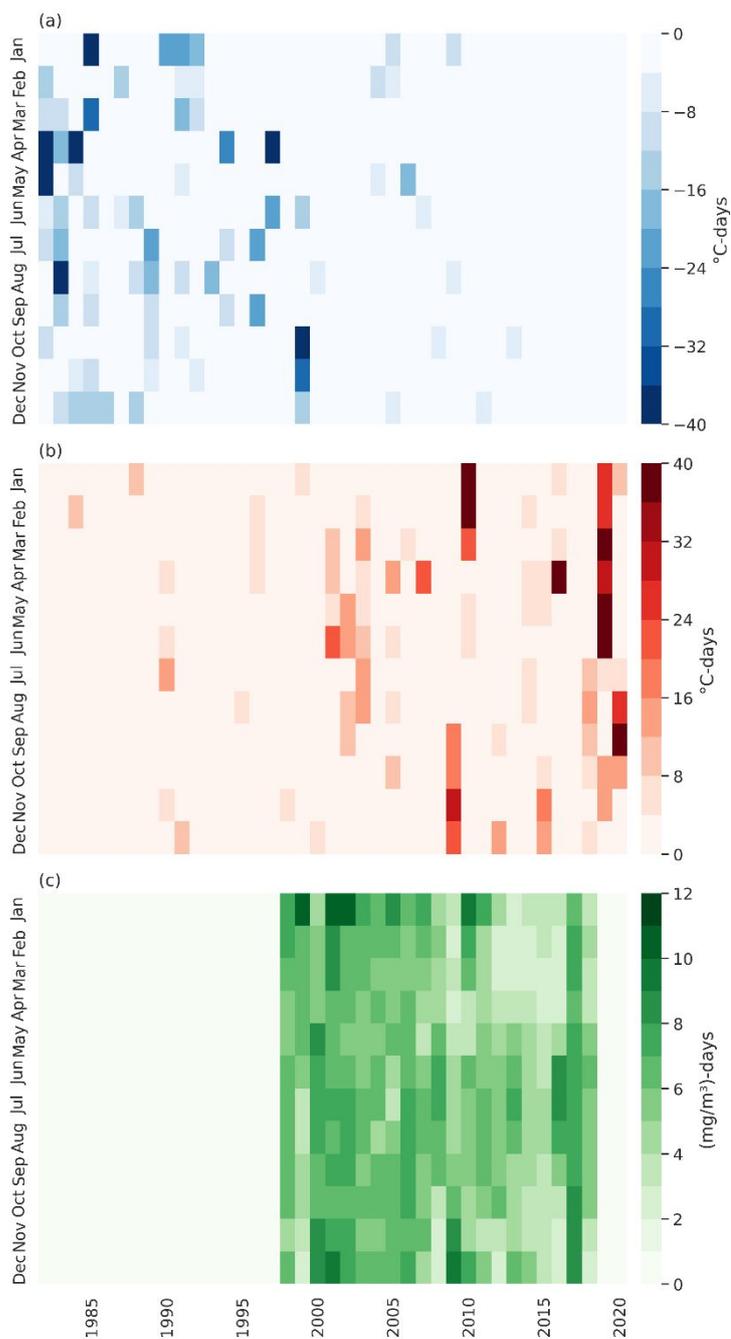


Figure 2: Monthly cumulative intensity in Cabo Frio for (a) upwelling events and (b) marine heatwaves (in $^{\circ}\text{C}\text{-days}$) for 1982-2020. (c) Monthly cumulative chlorophyll-a concentration for 1998-2018 (in mg/m^3).

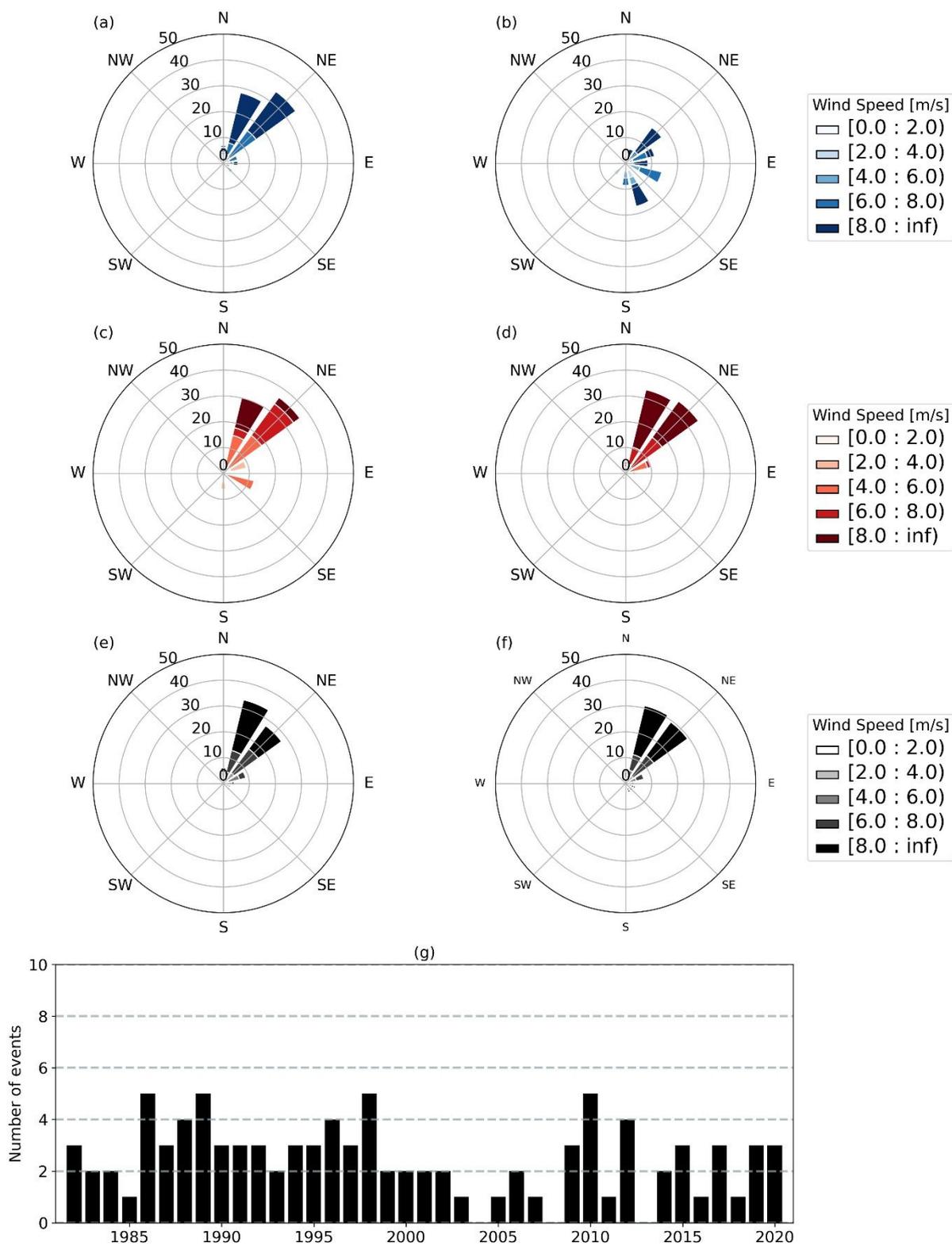


Figure 3: Austral summer wind roses in Cabo Frio, composites for (a) upwelling events, (c) marine heatwaves and (e) neutral days during 1982-2000. (b), (d), (f) Same as (a), (c), (e) except during 2001-2020. (g) Frequency of favorable upwelling wind events during austral summer (see methods for more details).

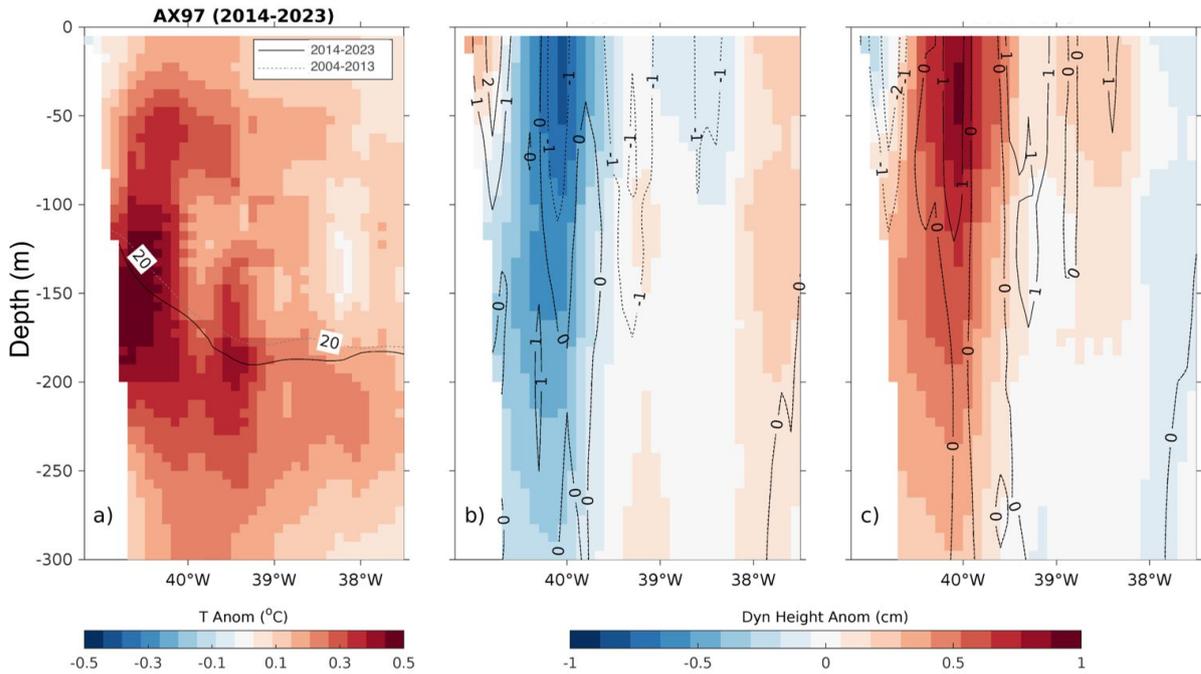


Figure 4: (a) Temperature anomalies averaged in the 2014-2023 period. The contour lines are the mean depth of the 20°C for 2004-2013 (dashed gray) and 2014-2023 (solid black). Dynamic height anomalies averaged for 2004-2013 (b) and 2014-2023 (c). In (b) and (c), the geostrophic velocity anomalies are overlaid for the same period. Negative values represent an intensification, and positive values a weakening of the Brazil Current as this current flows southward.

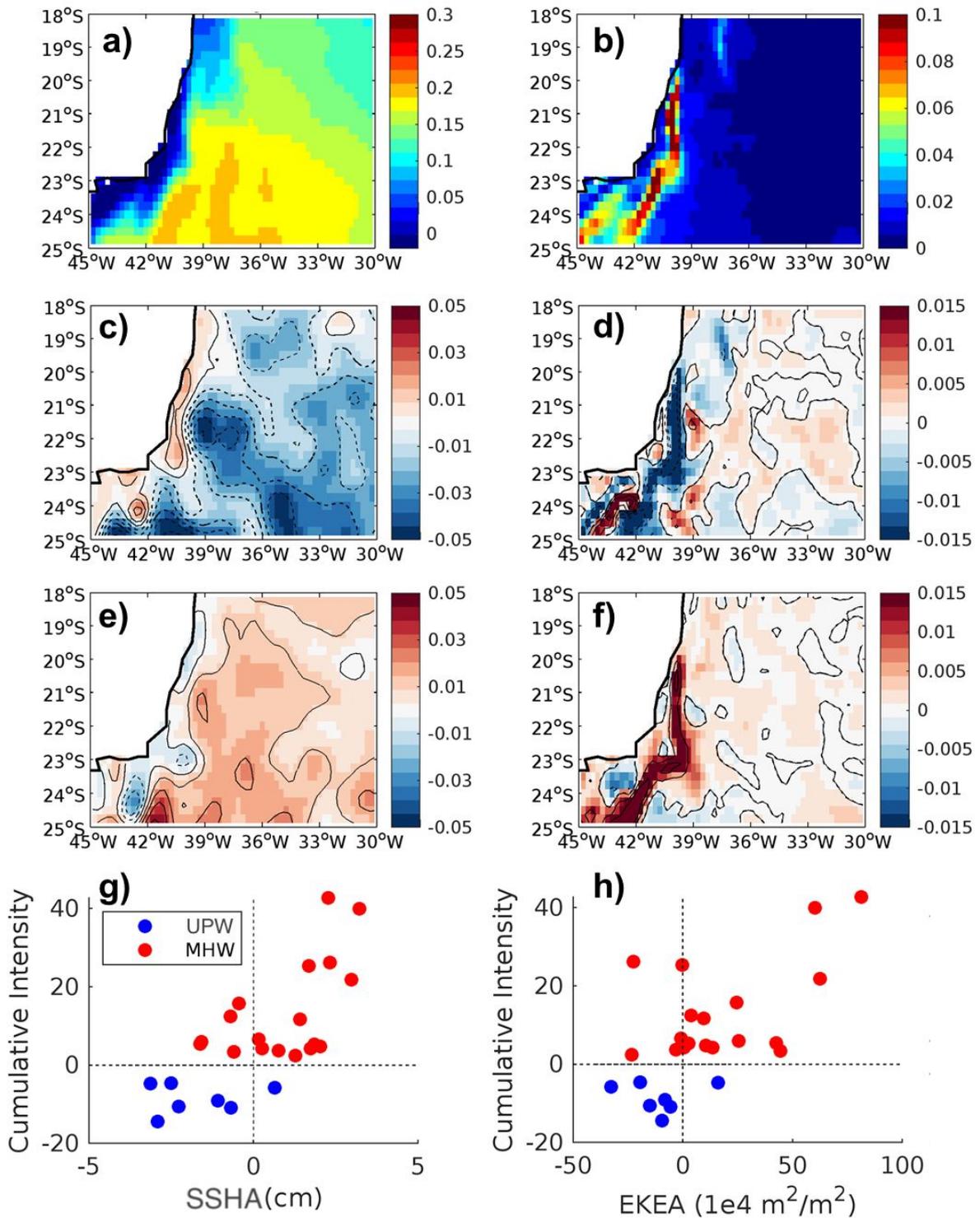


Figure 5: DJF climatological values of (a) SSH (m) and (b) EKE (m^2/s^2). Anomalies of (c) SSH and (d) EKE during upwelling events. (e) and (f) Same as (c) and (d) except for marine heatwaves. Scatter plots of anomalies of (g) SSH and (h) EKE plotted against cumulative intensity ($^{\circ}C$ -days) of marine heatwaves (red dots) and upwelling events (blue dots).

Weakening of Coastal Upwelling Associated with Marine Heatwaves in the Western South Atlantic

Jhoseny Souza Santos¹, Regina R. Rodrigues¹, Julia M. Araujo¹, Piero S. Bernardo¹, Marlos Goes^{2,3},

¹ Dept. of Oceanography, Federal University of Santa Catarina, Brazil

² Cooperative Institute for Marine and Atmospheric Studies, University of Miami, USA

³ Physical Oceanography Division, AOML-NOAA, USA

Contents of this file

Figures S1 to S7

Tables S1 to S3

Introduction

The supporting information contains additional figures and tables to support the results in the main text, including 7 figures and 3 tables.

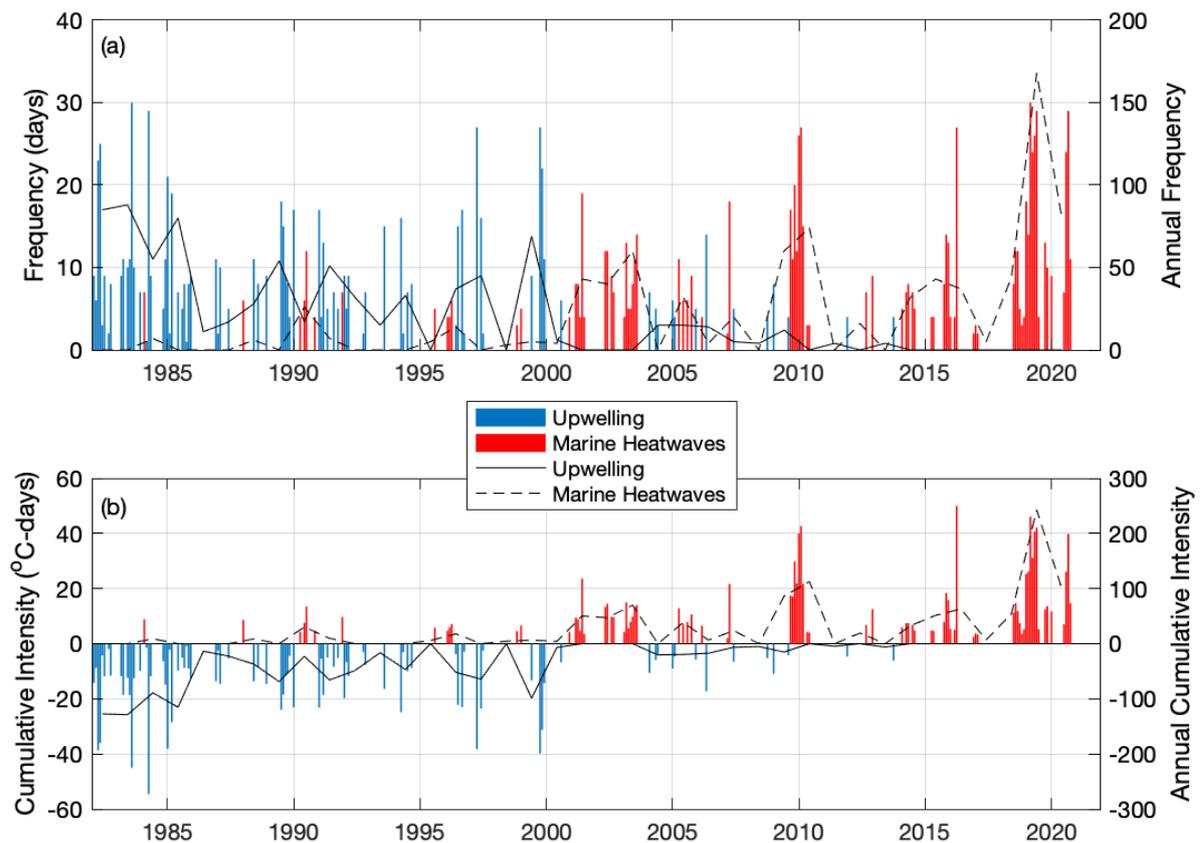


Figure S1: Changes in upwelling events and marine heatwaves in Cabo Frio. (a) Frequency (days per month) and (b) cumulative intensity ($^{\circ}\text{C}$ -days per month) of upwelling events (blue) and marine heatwaves (red) for 1982-2020. Solid and dashed black lines in (a) represent the annual frequency (days per year) for upwelling events and marine heatwaves, respectively (y-axis on the right). Solid and dashed black lines in (b) are the same as those in (a), except for annual cumulative intensity ($^{\circ}\text{C}$ -days per year).

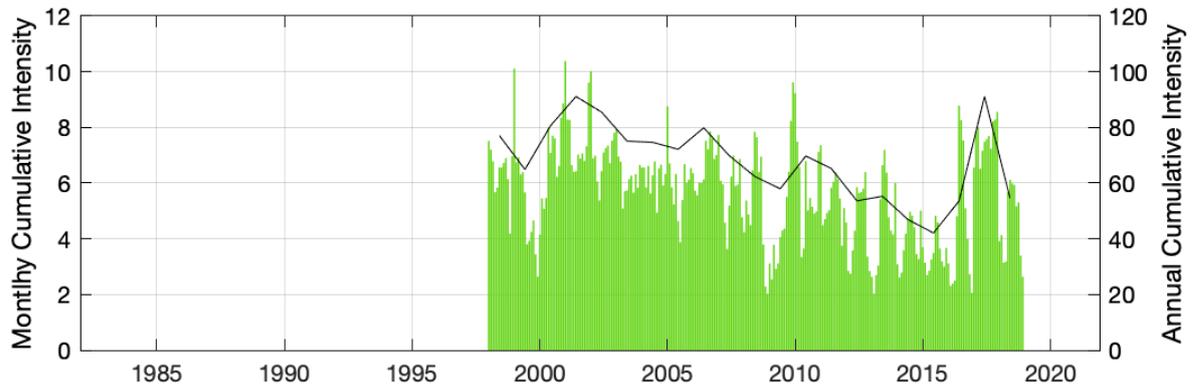


Figure S2: Changes in chlorophyll-a concentration in Cabo Frio. Cumulative chlorophyll-a concentration averaged in Cabo Frio for 1998-2018. Units are $(\text{mg}/\text{m}^3)\text{-days per month}$. The solid black line represents the annual cumulative intensity. Units are $(\text{mg}/\text{m}^3)\text{-days per year}$ (y-axis on the right).

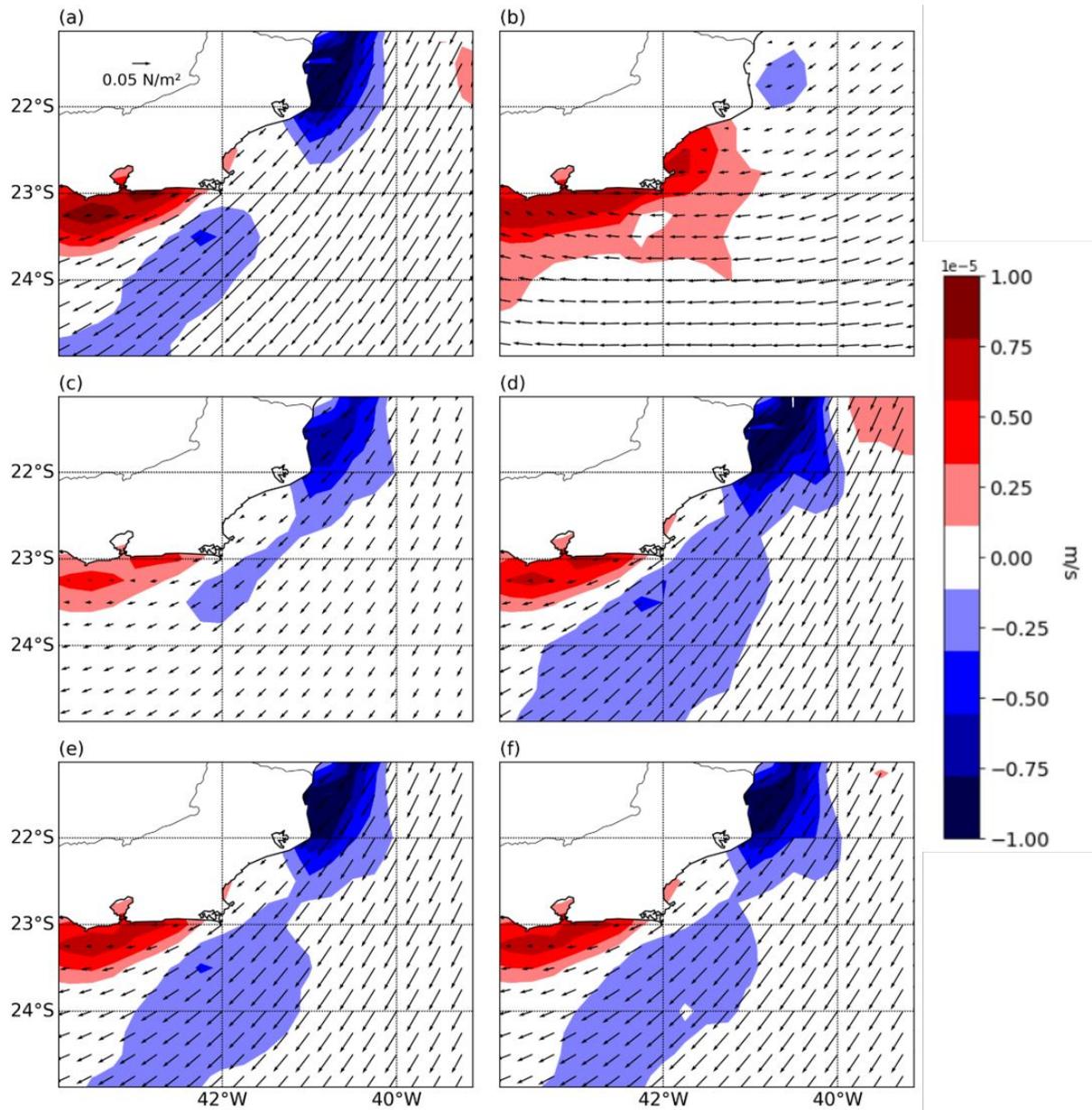


Fig. S3: Ekman pumping during upwelling events and marine heatwaves in Cabo Frio. Ekman pumping velocity (in m/s) averaged during austral summer (DJF): (a), (b) upwelling events in 1982-2000 and 2001-2020, respectively; (c), (d) marine heatwaves in 1982-2000 and 2001-2020, respectively; (e), (f) neutral cases in 1982-2000 and 2001-2020, respectively.

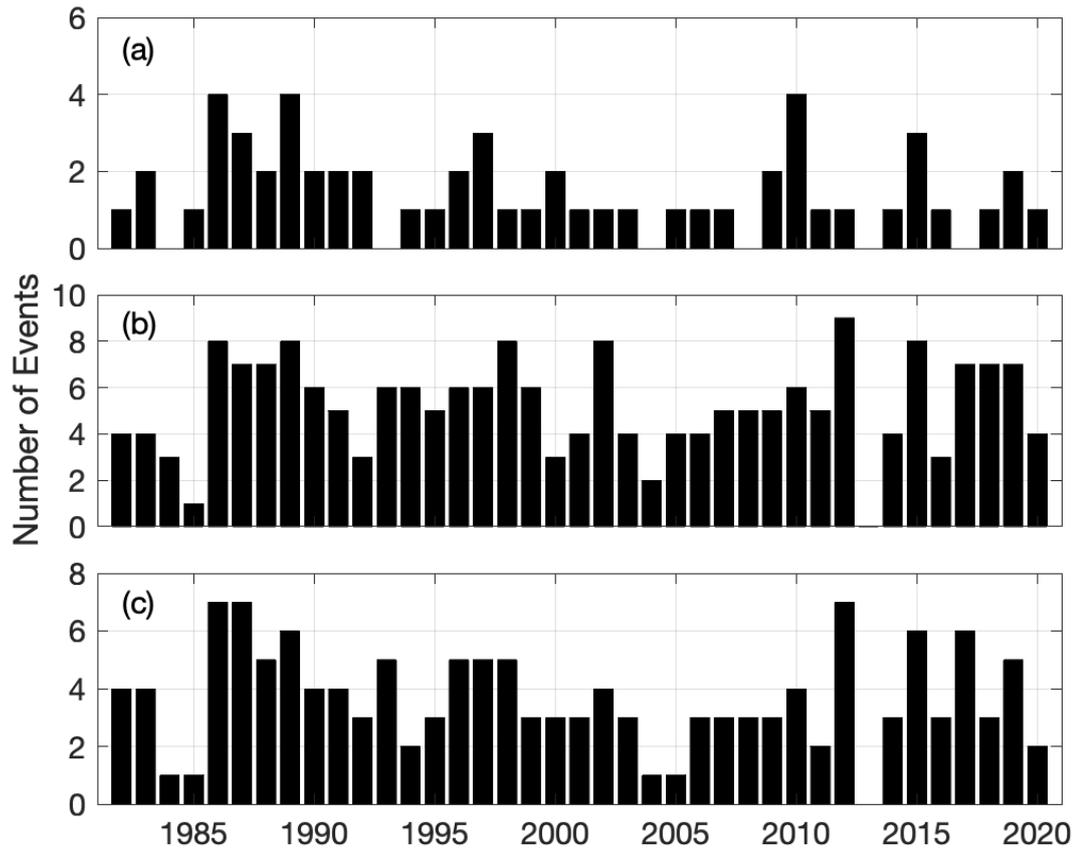


Figure S4: Frequency of favorable upwelling wind events during austral summer (see methods for more details); (a) minimum speed of 8 m/s for 3 consecutive days; (b) minimum speed of 6 m/s for 2 consecutive days; (c) minimum speed of 8 m/s for 2 consecutive days.

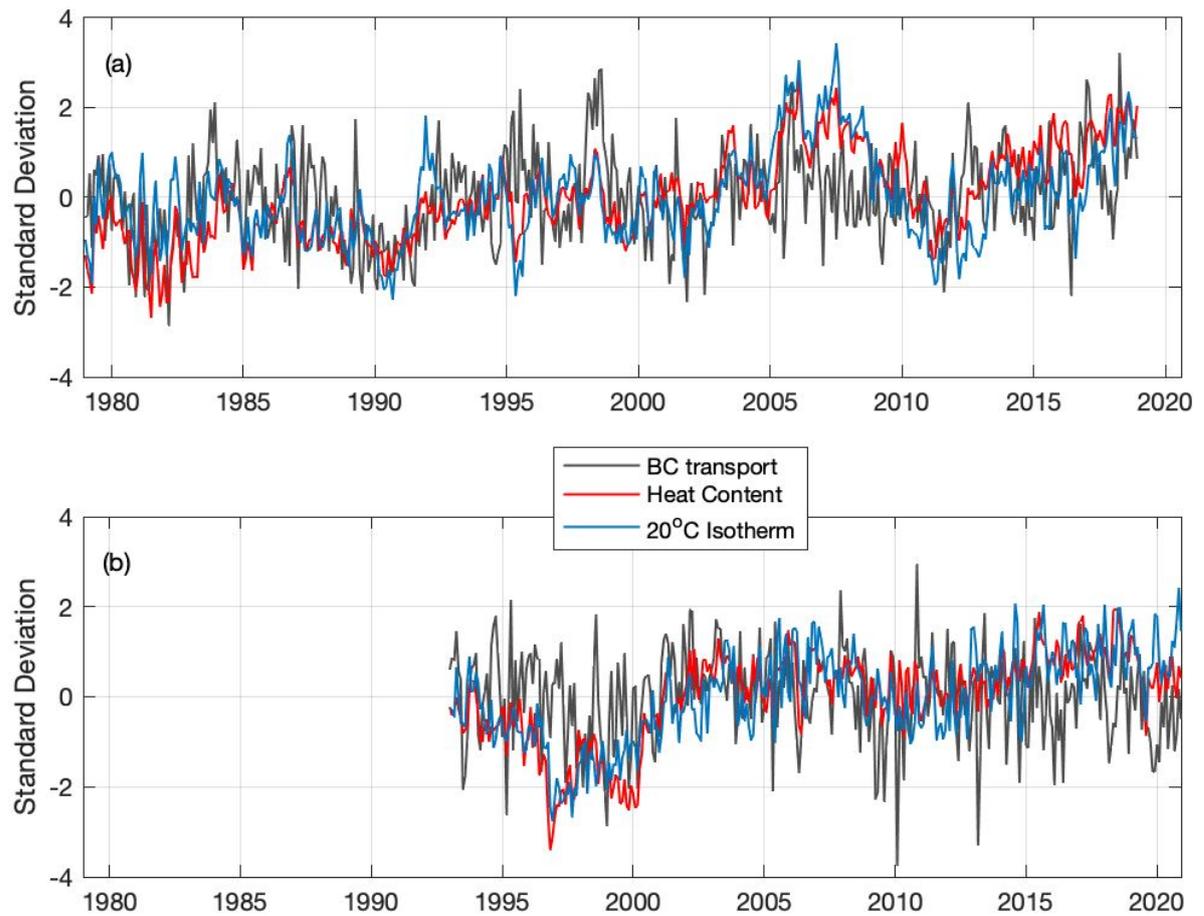


Figure S5: Anomalies of Brazil Current transport, heat content for the upper 700-m layer and depth of the 20°C isotherm across 22.5°S from (a) ORA5 reanalysis and (b) GLORY reanalysis, divided by their standard deviations in (a) 3.6 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$), 6.1×10^8 Joules, 10.5 m and in (b) 1.1 Sv, 18.2×10^8 Joules, 15.3 m, respectively. For easy comparison, positive anomalies of Brazil Current transport mean a strengthening of the southward current.

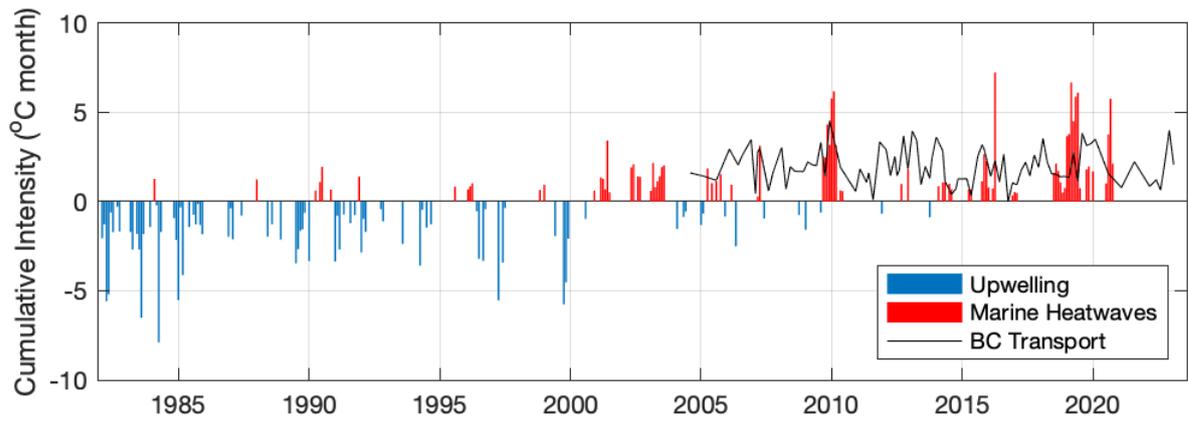


Fig. S6: Cumulative intensity ($^{\circ}\text{C}$ -days per month) of the marine heatwaves (red) and coastal upwelling (blue) overlaid by the time series of Brazil Current transport (Sv, $1 \text{ Sv} = 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$) across 22.5°S from observations (solid black line). Plotted values are divided by their respective standard deviations (6.9°C -days and 2.4 Sv).

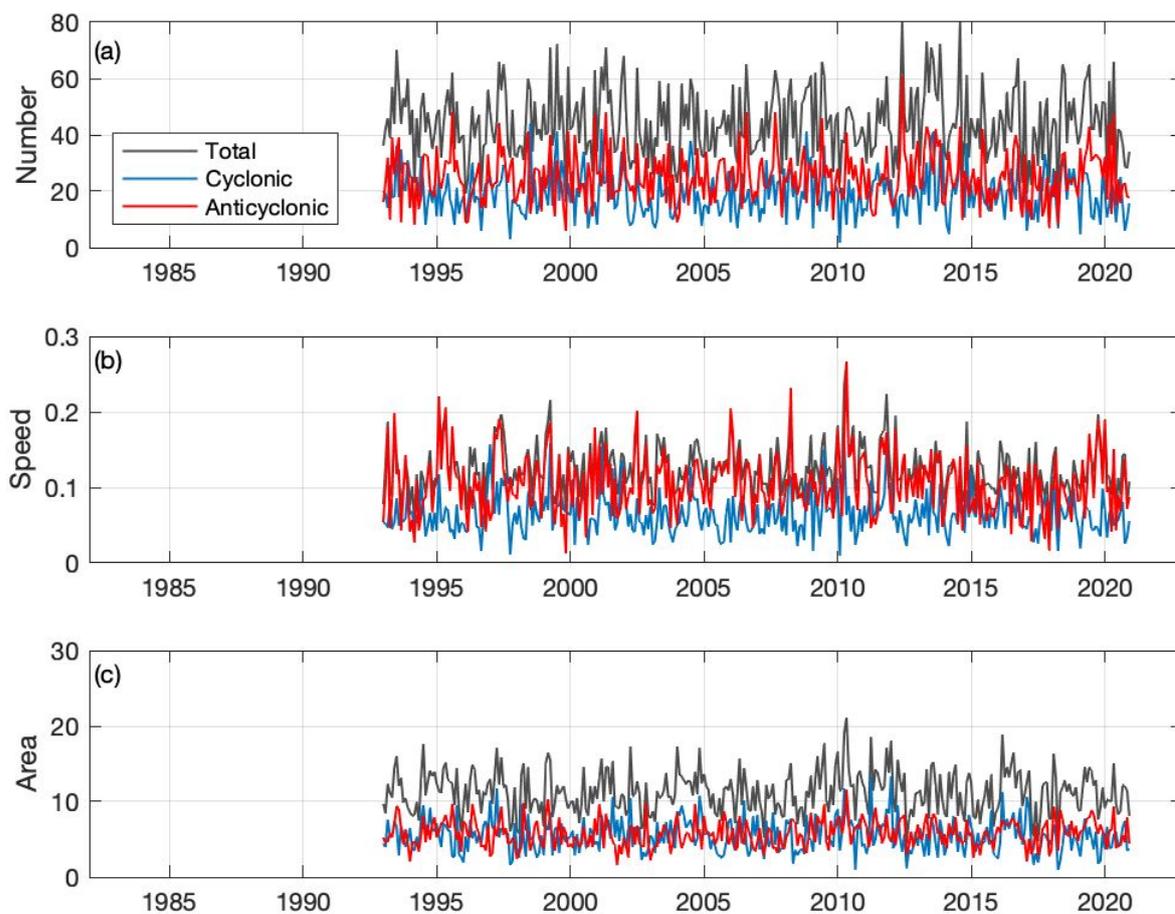


Figure S6: Monthly statistics of eddy tracking for the Cabo Frio region between $39\text{-}44^\circ\text{W}$ and $21\text{-}15^\circ\text{S}$ during 1993-2022: (a) number of eddies, (b) azimuthal speed of eddies (m/s) and (c) percentage of area covered by eddies, using Angular Momentum Eddy Detection and Tracking Algorithm (AMEDA; Le Vu et al., 2018). Blue lines represent cyclonic eddies, red lines anticyclonic eddies and black lines the sum of the two.

Table S1: The number of days of upwelling and marine heatwave events per period 1982-2000 and 2001-2020 during each month of austral summer and from December to February (DJF).

	Upwelling events		Marine heatwaves		Remaining days	
	1982-2000	2001-2020	1982-2000	2001-2020	1982-2000	2001-2020
December	60	9	11	43	518	567
January	68	15	11	63	510	542
February	32	11	11	56	494	498
DJF	160	35	33	162	1522	1609

Table S2: Statistical analysis of the differences in wind speed and direction for each period 1982-2000 (P1) and 2001-2020 (P2). Y means statistically significant, and N non statistically significant. We use the t-Welsh test for wind speed and the Chi-Square test for the wind direction.

Events	Speed		Direction	
	1982-2000	2001-2020	1982-2000	2001-2020
Upwelling x Neutral	Y	N	N	N
MHW x Neutral	Y	N	N	N
Upwelling (P1 x P2)	Y		N	
MHW (P1 x P2)	Y		N	
Neutral (P1 x P2)	Y		N	

Table S3: Wind intermittency: number of years with events of favorable upwelling winds for each period 1982-2000 (P1) and 2001-2020 (P2) using different thresholds such as minimum speed and duration. Bold numbers represent a decrease in the number of years with a certain number of events from the period 1982-2000 (P1) to the period 2001-2020 (P2).

Number of events	6 m/s				8 m/s			
	2 days		3 days		2 days		3 days	
	P1	P2	P1	P2	P1	P2	P1	P2
0	0	1	0	3	0	1	2	4
1	1	0	1	6	2	2	6	12

2	0	1	5	4	1	2	7	2
3	3	1	8	5	4	9	2	1
4	2	6	2	1	4	2	2	1
5	2	4	3	1	5	1	0	0
6	6	1	0	0	1	2	0	0
7	2	3	0	0	2	1	0	0
8	3	2	0	0	0	0	0	0
9	0	1	0	0	0	0	0	0
Total	102	101	58	38	77	65	34	23
Reduction	None		34%		16%		32%	

3 DISCUSSÃO GERAL

Embora marcada por águas mais frias - em decorrência da ressurgência, a região de costeira do Rio de Janeiro experienciou, nas últimas quatro décadas, aumentos de temperaturas significativos, entre 0,1 e 0,2°C/década – aumento que pode ser drástico para os organismos marinhos (PINSKY *et al.*, 2019). O padrão espacial destas tendências de aumento é similar àquele observado na intensidade acumulada das OCMs, que por sua vez chegou à 30°C/década em determinados pontos. Decorrente deste aumento, verifica-se também a diminuição da intensidade acumulada da ressurgência em toda a área analisada. Temporalmente, nota-se que, a partir de 2001, os eventos de ressurgência passaram a ser mais fracos e esparsos, enquanto os de OCMs tornaram-se mais intensos e frequentes. Concomitante à esta mudança, também se observou um enfraquecimento da concentração de clorofila-a, sobretudo durante os meses de primavera e verão austral.

Embora tenham sido verificadas alterações estatisticamente significativas na velocidade do vento na região – para cada fenômeno e período analisados – estas mudanças não podem explicar sozinhas o enfraquecimento da ressurgência, bem como o aumento das ondas de calor marinhas. Assumiu-se então a hipótese de que os ventos favoráveis à ressurgência estavam contribuindo para o afloramento de água de subsuperfície mais quentes, sendo estas decorrentes do aumento da temperatura da superfície dos oceanos decorrente do aquecimento global.

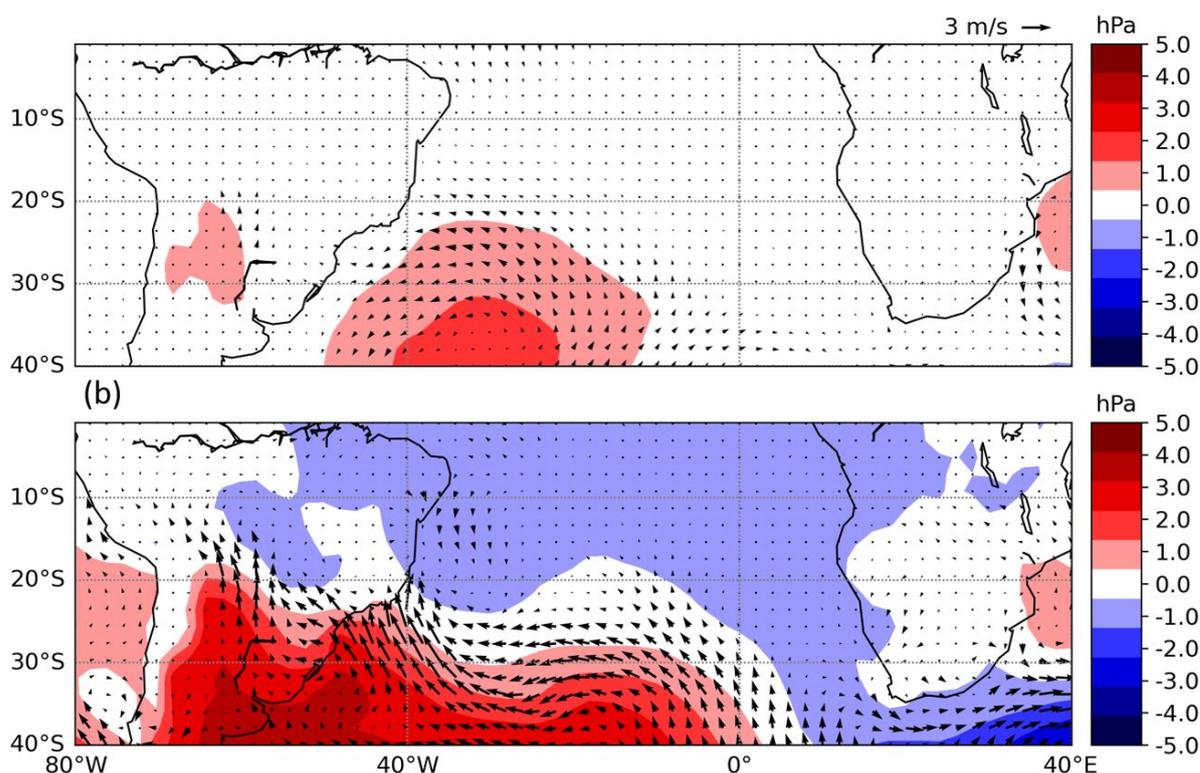
Assim como encontrado na literatura (Campos *et al.*, 2000; Valentin, 2001), durante a ressurgência no verão austral, definido pelo trimestre Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF), há uma predominância de ventos fortes (velocidades superior a 8 m/s) provenientes das direções NE e NNE durante o período 1982-2020. As OCMs do mesmo período, embora também associadas às mesmas direções, tem velocidades mais baixas (entre 2 e 6 m/s). Para os eventos de ressurgência no segundo período analisado (2001 a 2020), foi observada uma diminuição da ocorrência dos ventos de NE, bem como a ocorrência de ventos, também fortes, da direção SSE. Os episódios de OCMs, em contrapartida, tiveram predominância de ventos das direções NE e NNE com velocidades acima de 8 m/s.

As *composites* da anomalia da Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) durante os eventos de ressurgência mostram que, para o primeiro período, há um aumento da pressão em 1 e 2 hPa na região do Atlântico Sul Sudoeste e uma intensificação dos ventos de NE. Já para o segundo período, é possível observar dois centros onde há aumento da PNMM: um localizado sobre o sul da América do Sul e que se estende até o Atlântico Sul Sudoeste e outro

próximo ao centro da bacia do Atlântico Sul. Em razão desta configuração, a intensificação dos ventos NE localiza-se no segundo centro de anomalias positivas de PNMM, de modo que, na região da ressurgência haja um enfraquecimento do vento NE em razão da anomalia da direção SE.

Importante destacar que, o segundo centro de anomalias positivas de PNMM indica um fortalecimento da ASAS em direção aos polos. Esta mudança de intensidade e localização embora previstas para um futuro próximo, conforme encontrado por REBOITA et al. (2019) e FAHAD et al. (2020), mostram que, em decorrência da mudança do clima, alterações maiores podem já estar em curso.

Figura 8: Anomalia a PNMM e dos ventos em superfície para os eventos de ressurgência do verão austral (DJF) durante (a) 1982-2000 e (b) 2001-2020.

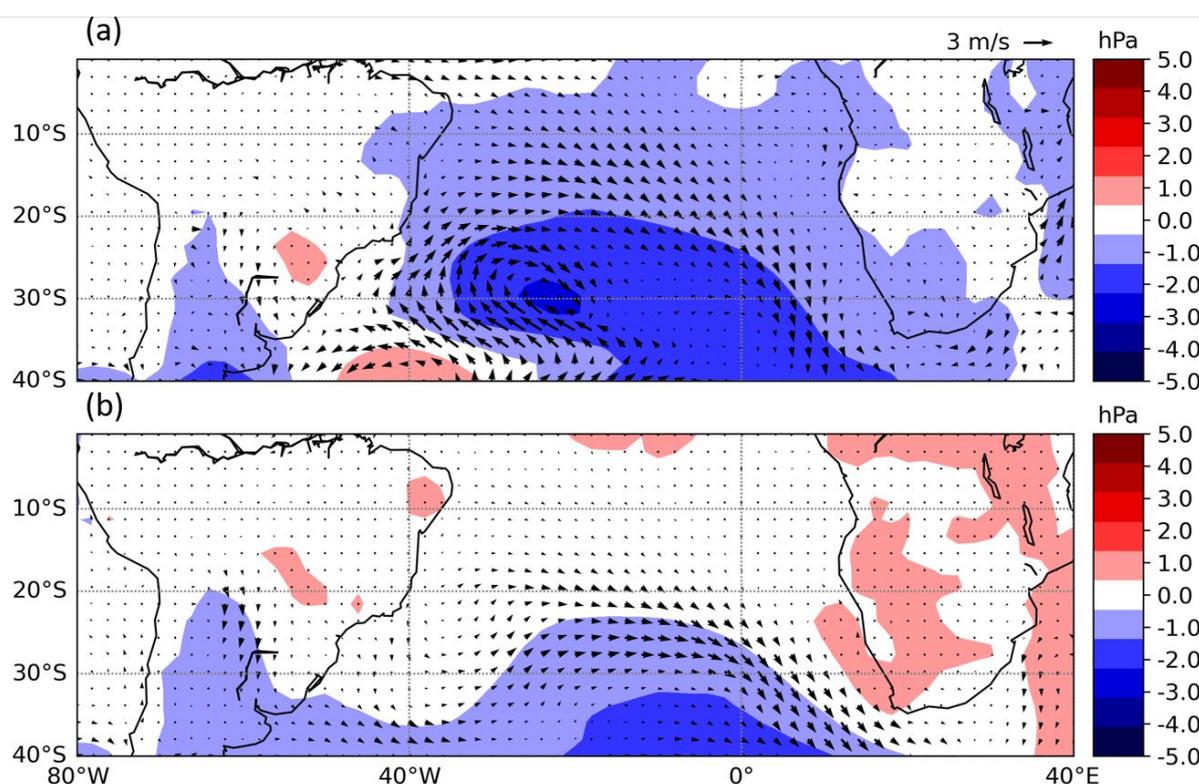


Fonte: Autora (2023).

Ao contrário do encontrado para os eventos de ressurgência, durante os episódios de OCM no primeiro período, é verificado um enfraquecimento da PNMM no Atlântico Sul Sudoeste e também dos ventos na região de Cabo Frio, em razão da anomalia de direção SO - corroborando com os ventos NE mais fracos observado na rosa dos ventos e sugerindo um enfraquecimento de 2 a 3 hPa da ASAS. Para o segundo período, a anomalia do vento em

superfície é mínima, visto que o enfraquecimento da ASAS diminui, indicando que os eventos de OCMs entre 2001 e 2020 estão ocorrendo sob o mesmo padrão dos dias neutros (isto é, sem OCM e sem ressurgência).

Figura 9: Anomalia a PNMM e dos ventos em superfície para os eventos de OCM do verão austral (DJF) durante (a) 1982-2000 e (b) 2001-2020.



Fonte: Autora (2023)

A partir do exposto acima ainda se emerge a dúvida sobre a ocorrência de OCMs sob efeito dos ventos fortes do quadrante N e NNE, que por sua vez pode estar atrelada a 1) intermitência do vento NE e/ou 2) ressurgência de águas mais quentes. Para testar a primeira hipótese, foi investigada a persistência do vento NNE, utilizando como critérios a) a direção predominante como $22,5^\circ \pm 10^\circ$, isto é, entre $12,5^\circ$ e $32,5^\circ$ b) velocidade superior a 6 m/s e c) persistência das condições a) e b) por pelo menos três dias consecutivos. Os resultados desta análise mostraram que houve uma diminuição na ocorrência destas três condições nas duas últimas décadas, dentre eles, houve 9 anos apenas 1 ou nenhum evento atendeu aos critérios estabelecidos.

No entanto, apesar dos resultados elucidados acima, ainda não é possível atrelar a maior ocorrência de OCMs e a redução e enfraquecimento da ressurgência somente às mudanças locais do vento. A segunda hipótese a ser testada é verificar se as águas afloradas

estão mais quentes - em razão do aquecimento global e posterior o aumento da temperatura dos oceanos. No que tange à esta hipótese, dois recentes estudos merecem destaque: Li et al. (2022) e Chang et al. (2023). O primeiro indicou que a CB tem transportado um maior conteúdo de calor em direção aos polos e o segundo mostrou que o fortalecimento dos ventos favoráveis associadas às correntes de contorno leste estão atrelados à um rápido aquecimento da região costeira.

A partir de dados observacionais obtidos do batitermógrafo AX97, lançado próximo à latitude de 23°S, entre a cidade do Rio de Janeiro e a ilha de Trindade, foi verificado que a temperatura da ACAS está 0,5°C maior na região costeira de Cabo Frio, em torno do núcleo da CB (entre 100 e 200 m de profundidade) para o período de 2004-2023. Além disso, foi encontrado que, para o mesmo período, a isoterma de 20°C encontra-se em águas mais profundas e que a velocidade da CB, estimada a partir do vento térmico, também aumentou.

No entanto, a relação da CB com a maior ocorrência de OCMs no Atlântico Sul Sudoeste apresenta-se a partir da análise da energia cinética turbulenta (ECT) e da altura do nível do mar (ANM). A climatologia da região mostra um gradiente máximo de ANM, bem como um máximo na ECT ao longo da CB próxima da região costeira. Durante os eventos de OCM, há um aumento na ECT, enquanto que na ressurgência há uma diminuição. Este resultado indica uma CB com mais energia (menos energia) durante os eventos de OCM (ressurgência).

Importante salientar também que, como mencionado por Campos *et al.* (2000) e mostrado por Calado et al. (2010), os vórtices ciclônicos também possuem um papel significativo na ressurgência costeira de Cabo Frio. Entre 22-23°S, 40-42°W e 23-24°S, 42-44°W foi observado uma redução (aumento) na ECT e ANM durante os episódios de OCM (ressurgência). A partir do cálculo da quantidade, área e velocidade dos vórtices pela metodologia *Angular Momentum Eddy Detection Algorithm* (AMEDA, LE VU *et al.*, 2018), foi verificado que os vórtices na região estão menos frequentes, menores e mais rápidos – possivelmente em razão de um CB mais intensa.

4 CONCLUSÃO GERAL

A hipótese testada neste trabalho foi a de que, face ao aquecimento global, a frequência e intensidade das OCMs têm enfraquecido/reduzido os eventos de ressurgência de uma das principais regiões de produtividade primária das CCO do Atlântico Sul. A partir da aplicação do método de Hobday *et al.* (2016) para os dados de TSM, foram encontrados

os dias de OCM e ressurgência a fim de investigar os padrões de circulação atmosférica e dinâmica oceânica da região do Atlântico Sul Sudoeste.

Foi observado que, os eventos de ressurgência fortes e frequentes do período de 1982 a 2000 passaram a ser mais fracos e esparsos entre 2001 a 2020, em razão do aumento significativo da ocorrência de OCMs neste mesmo período, que por sua vez, têm efeito negativo para os animais marinhos e para a produtividade primária – conforme observado na série temporal de clorofila-a, sobretudo nos meses de primavera e verão.

Com tendências de aumento estatisticamente significantes (95% de confiança), os eventos de ressurgência e de OCMs tendem a se reduzir em aproximadamente 16,3 dias por ano por década - além ainda de se enfraquecerem $23,5^{\circ}\text{C}$ por ano por década - e aumentar 15,8 dias por década e intensificarem em $21,6^{\circ}\text{C}$ por ano por década, respectivamente. Seguindo o mesmo comportamento dos eventos de ressurgência, a concentração de clorofila-a tende a diminuir em $6,7\text{ mg/m}^2\text{dia}$ por ano por década.

Verificando o padrão atmosférico de pressão e de ventos em superfície dos eventos de em cada período, foi verificado que os episódios de ressurgência de 1982 a 2000 ocorreram sob predominância de fortes ventos de NE, enquanto que as OCMs sob o efeito de ventos de NE mais fracos. Para o segundo período, as anomalias positivas de PNMM entre o Sul da América do Sul e parte do Atlântico Sul-Sudoeste desencadearam anomalias de SE, enfraquecendo e até mesmo modificando o vento predominante dos eventos de ressurgência.

Curiosamente, entre 2001 e 2020 os episódios de OCM ocorreram sob ação de fortes ventos de NE. Para explicar este comportamento, foram testadas duas hipóteses 1) intermitência do vento NE e/ou 2) ressurgência de águas mais quentes. Muito embora tenha sido verificada uma significativa redução na persistência dos ventos favoráveis à ressurgência, apenas uma mudança local não seria suficiente para enfraquecer os eventos de ressurgência e aumentar os de OCM.

A partir de dados observacionais, foi verificado um aumento de $0,5^{\circ}\text{C}$ na ACAS entre 100 e 200 m de profundidade, próxima à região em estudo. Além de ter sido verificado também uma intensificação da CB, um aprofundamento da termoclina de 20°C e do aumento do conteúdo de calor do oceano na região, indicando assim que águas mais quentes podem estar aflorando na região. Por último, observou-se uma diminuição na quantidade e no tamanho de vórtices da região, bem como um aumento de sua velocidade.

Desta forma, conclui-se que concomitantemente ao aumento da temperatura de subsuperfície do oceano Atlântico Sul-Sudoeste, está ocorrendo uma intensificação no transporte da CB, que acaba por reduzir a quantidade e tamanho de vórtices da região,

reduzindo deste modo a ressurgência costeira e aumentando à ocorrência de OCMs, visto à sensibilidade da metodologia utilizada.

REFERÊNCIAS

- ABRAHAMAS, A. *et al.* Variation and Change of Upwelling Dynamics Detected in the World's Eastern Boundary Upwelling Systems. **Frontiers In Marine Science**, [S.L.], v. 8, p. 1-11, 3 fev. 2021. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.3389/fmars.2021.626411>. Acesso em: 11 ago. 2022.
- AMOR, C. C. **Intrusões da Água Central do Atlântico Sul sobre a Plataforma Continental situada entre a Ilha de São Sebastião (SP) e o Cabo de São Tomé (RJ)**. 2004. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 254, 2004.
- BAKUN, A.; PARRISH, R. H. Comparative studies of coastal pelagic fish reproductive habitats: the brazilian sardine (*sardinella aurita*). **Ices Journal Of Marine Science**, [S.L.], v. 46, n. 3, p. 269-283, 1 jan. 1990. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1093/icesjms/46.3.269>. Acesso em: 05 ago. 2023.
- BRANDINI, F. P. *et al.* Ecosystem responses to biogeochemical fronts in the South Brazil Bight. **Progress In Oceanography**, [S.L.], v. 164, p. 52-62, maio 2018. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2018.04.012>. Acesso em: 09 jul. 2023.
- CALADO, L. *et al.* A parametric model for the Brazil Current meanders and eddies off southeastern Brazil. **Geophysical Research Letters**, [S.L.], v. 33, n. 12, p. 1-5, 17 jun. 2006. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/2006gl026092>. Acesso em: 06 ago. 2023.
- CALADO, L. *et al.* Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil). **Continental Shelf Research**, [S.L.], v. 30, n. 10-11, p. 1181-1188, jun. 2010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2010.03.007>. Acesso em: 25 nov. 2023.
- CALIL, L. M. E. **Variabilidade Interanual da Ressurgência de Cabo Frio – RJ**. 2009. 110 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Programa de Engenharia Oceânica, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.
- CAMPOS, E. J. D. *et al.* Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: summer of 1991. **Journal Of Geophysical Research**, [S.L.], v. 100, n. 9, p. 18537-18550, set. 1995. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/95jc01724>. Acesso em: 16 jul. 2023.
- CAMPOS, E. J. D. *et al.* Shelf break upwelling driven by Brazil Current Cyclonic Meanders. **Geophysical Research Letters**, [S.L.], v. 27, n. 6, p. 751-754, 11 mar. 2000. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/1999GL010502>. Acesso em: 11 ago. 2022.
- CASTELAO, R. M; BARTH, J. A. Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl. **Geophysical Research Letters**, [S.L.], v. 33, n.3, p. 1-4, 2 fev. 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2005GL025182>. Acesso em: 11 ago. 2022.
- CASTRO FILHO, B. M. de. **Correntes e massas de água da plataforma continental norte de São Paulo**. 1997. Tese (Livre Docência) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997. Acesso em: 06 ago. 2023.

CHANG, Ping *et al.* Uncertain future of sustainable fisheries environment in eastern boundary upwelling zones under climate change. **Communications Earth & Environment**, [S.L.], v. 4, n. 1, p. 1-9, 23 jan. 2023. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/s43247-023-00681-0>. Acesso em: 25 nov. 2023.

COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE (C3S). ERA5: **Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate**, 2017. Disponível em: <https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/ERA5%3A+data+documentation>. Acesso em: 11 dez. 2021.

FAHAD, A. A. *et al.* How will southern hemisphere subtropical anticyclones respond to global warming? Mechanisms and seasonality in CMIP5 and CMIP6 model projections. **Climate Dynamics**, [S.L.], v. 55, n. 3-4, p. 703-718, 10 maio 2020. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-020-05290-7>. Acesso em: 25 nov. 2023.

FEWINGS, M. R.; BROWN, K. S. Regional structure in the Marine Heat Wave of summer 2015 Off the Western United States. **Frontiers In Marine Science**, [S.L.], v. 6, p. 1-14, 4 out. 2019. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.3389/fmars.2019.00564>. Acesso em: 11 ago. 2022.

EMILSSON, I. Alguns aspectos físicos e químicos das águas marinhas brasileiras. **Ciência e Cultura**, São Paulo, v. 11, n. 2, p. 44-54, 1959.

EKMAN, W. V. On the influence of the Earth's Rotation on Ocean-Currents. **Arkiv for Matematik Astronomi Och Fysik**, [S.L.], v. 2, n. 11, p. 1-53, 14 set. 1905. Disponível em: <https://empslocal.ex.ac.uk/people/staff/gv219/classics.d/Ekman05.pdf>. Acesso em: 19 nov. 2022.

ESTRADA, M. Phytoplankton biomass and production in the upwelling region of NW Africa. Relationships with hydrographic parameters. **Marine Biology**, [S.L.], v. 60, n. 1, p. 63-71, 1980. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/bf00395607>. Acesso em: 05 ago. 2023.

GARRISON, Tom S. **Essentials of Oceanography**. Cengage Learning, 2008. 588 p.

GONZALEZ-RODRIGUEZ, E. *et al.* Upwelling and downwelling at Cabo Frio (Brazil): comparison of biomass and primary production responses. **Journal Of Plankton Research**, [S.L.], v. 14, n. 2, p. 289-306, jan. 1992. Oxford University Press (OUP). Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1093/plankt/14.2.289>. Acesso em: 10 jul. 2023.

HOBDAI, A. J. *et al.* A hierarchical approach to defining marine heatwaves. **Progress In Oceanography**, [S.L.], v. 141, p. 227-238, fev. 2016. Elsevier BV. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2015.12.014>. Acesso em: 03 nov. 2021.

HOBDAI, A. J. *et al.* Categorizing and naming marine heatwaves. **Oceanography**, [S.L.], v. 31, n. 2, p.162–173, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.5670/oceanog.2018.205>. Acesso em: 14 dez. 2021.

HOEGH-GULDBERG, O. *et al.* **Impacts of 1.5°C Global Warming on Natural and Human Systems**. In: Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty, 2018.

HOLBROOK, N. J. *et al.* A global assessment of marine heatwaves and their drivers. **Nature Communications**, [S.L.], v. 10, n. 1, p. 1-13, 14 jun. 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41467-019-10206-z>. Acesso em: 20 jul. 2022.

HUANG, B. *et al.* Improvements of the Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (DOISST) Version 2.1. **Journal of Climate**, [S.L.], v. 34, n. 8, p. 2923-2939, abr. 2021. Disponível em: [DOI 10.1175/JCLI-D-20-0166.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0166.1). Acesso em: 08 dez. 2021.

IKEDA, Y. *et al.* Observations on stages of upwelling in the region of Cabo Frio (Brazil) as conducted by continuous surface temperature and salinity measurements. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, [S.L.], v. 23, p. 33-46, 1974. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/s0373-55241974000100003>. Acesso em: 19 nov. 2022.

IKEDA, Y. Variações em escala média da temperatura e da salinidade do mar na região entre a Baía de Guanabara e Cabo Frio (17/08 a 26/08/1971). **Boletim do Instituto Oceanográfico**, [S.L.], v. 25, n. 2, p. 221-280, 1976. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/s0373-55241976000200003>. Acesso em: 06 ago. 2023.

IPCC. Summary for Policymakers. In: **Climate Change 2021: The Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 3–32, 2021. Disponível em :[10.1017/9781009157896.001](https://doi.org/10.1017/9781009157896.001). Acesso em: 19 nov. 2022.

IZQUIERDO, P. *et al.* Alongshore upwelling modulates the intensity of marine heatwaves in a temperate coastal sea. **Science Of The Total Environment**, [S.L.], v. 835, p. 1-11, ago. 2022. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.155478>. Acesso em: 03 ago. 2022.

GRIX, N. L. *et al.* Compound high-temperature and low-chlorophyll extremes in the ocean over the satellite period. **Biogeosciences**, [S.L.], v. 18, n. 6, p. 2119-2137, 24 mar. 2021. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5194/bg-18-2119-2021>. Acesso em: 11 jul. 2022.

LENN, Yueng-Djern; CHERESKIN, Teresa K. Observations of Ekman Currents in the Southern Ocean. **Journal Of Physical Oceanography**, [S.L.], v. 39, n. 3, p. 768-779, 1 mar. 2009. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1175/2008jpo3943.1>. Acesso em: 16 jul. 2023.

LE VU, B. *et al.* Angular Momentum Eddy Detection and Tracking Algorithm (AMEDA) and Its Application to Coastal Eddy Formation. **Journal Of Atmospheric And Oceanic Technology**, [S.L.], v. 35, n. 4, p. 739-762, abr. 2018. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1175/jtech-d-17-0010.1>. Acesso em: 25 nov. 2023.

LIAO, F. *et al.* Hidden Upwelling Systems Associated With Major Western Boundary Currents. **Journal Of Geophysical Research: Oceans**, [S.L.], v. 127, n. 3, p. 1-13, mar. 2022. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/2021jc017649>. Acesso em: 13 jul. 2022.

LI, Junde *et al.* Drivers of ocean warming in the western boundary currents of the Southern Hemisphere. **Nature Climate Change**, [S.L.], v. 12, n. 10, p. 901-909, 29 set. 2022. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/s41558-022-01473-8>. Acesso em: 26 nov. 2023.

LI, Z. *et al.* Reductions in Strong Upwelling-Favorable Wind Events in the Pliocene. **Paleoceanography And Paleoclimatology**, [S.L.], v. 34, n. 12, p. 1931-1944, dez. 2019. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/2019pa003760>. Acesso em: 03 ago. 2022.

LIMA, F. P.; WETHEY D. S. Three decades of high-resolution coastal sea surface temperatures reveal more than warming. **Nature Communications**, [S.L.], v. 3, n. 1, p. 1-13, jan. 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/ncomms1713>. Acesso em: 13 ago. 2022.

MOZER, G. A. O.; GIANESELLA-GALVÃO, S. M. F. Biological and oceanographic upwelling indicators at Cabo Frio (RJ). *Revista Brasileira de Oceanografia*, [S.L.], v. 45, p. 11-23, 1997. Disponível em: https://www.google.com/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=&cad=rja&uact=8&ved=2ahUKEwi4y_HQosaAAxWUppUCHWx7Dp0QFnoECCMQAQ&url=https%3A%2F%2Fwww.revistas.usp.br%2Frbo%2Farticle%2Fdownload%2F6819%2F8288&usg=AOvVaw3qcofqNSbIB8FXCBdeupVL&opi=89978449. Acesso em: 05 ago. 2023.

NEWTON, T. S. **Estudo da ocorrência do Vórtices de Cabo Frio e de Cabo de São Tomé**. 2014. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Física) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014. doi:10.11606/D.21.2014.tde-06022015-103910. Acesso em: 06 ago. 2023.

OLIVER, E. C. J. *et al.* Longer and more frequent marine heatwaves over the past century. **Nature Communications**, [S.L.], v. 9, n. 1, p. 1-12, 10 abr. 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03732-9>. Acesso em: 13 jul. 2022.

OLIVER, E. C.J. *et al.* Marine Heatwaves. **Annual Review of Marine Science**, [S.L.], v. 13, n. 1, p. 313-342, 3 jan. 2021. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1146/annurev-marine-032720-095144>. Acesso em: 03 ago. 2022.

PETERSON, Ray G. The boundary currents in the western Argentine Basin. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, [S.L.], v. 39, n. 3-4, p. 623-644, mar. 1992. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/0198-0149\(92\)90092-8](http://dx.doi.org/10.1016/0198-0149(92)90092-8). Acesso em: 16 jul. 2023.

PIETRI, A. *et al.* Marine heatwaves in the Humboldt current system: from 5-day localized warming to year-long el niños. **Scientific Reports**, [S.L.], v. 11, n. 1, p. 1-12, 27 out. 2021. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/s41598-021-00340-4>. Acesso em: 11 ago. 2022.

PINSKY, M. L. *et al.* Greater vulnerability to warming of marine versus terrestrial ectotherms. **Nature**, [S.L.], v. 569, p. 108-111, mai. 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1132-4>. Acesso em: 11 dez. 2021.

PONTES, G. M. *et al.* Drier tropical and subtropical Southern Hemisphere in the mid-Pliocene Warm Period. **Scientific Reports**, [S.L.], v. 10, n. 1, p. 1-11, 10 ago. 2020. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/s41598-020-68884-5>. Acesso em: 03 nov. 2021.

REBOITA, M. S. *et al.* The South Atlantic Subtropical Anticyclone: present and future climate. **Frontiers In Earth Science**, [S.L.], v. 7, p. 1-15, 26 fev. 2019. Disponível em: doi: 10.3389/feart.2019.00008. Acesso em: 20 jul. 2022.

RIBEIRO, F. N. D. Padrões das circulações atmosférica e oceânica na região de ressurgência costeira de Cabo Frio. 2010. Tese de Doutorado (Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010. Acesso em: 06 ago. 2023.

RODRIGUES, R. R. Circulação Atmosférica e Oceânica. In: CASTELLO, Jorge Pablo; KRUG, Luiz Carlos (org.). **Introdução às Ciências do Mar**. Pelotas: Textos, 2015. 602p.

RODRIGUES, R. R. *et al.* Common cause for severe droughts in South America and marine heatwaves in the South Atlantic. **Nature Geoscience**, [S.L.], v. 12, n. 8, p. 620-626, 8 jul. 2019. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/s41561-019-0393-8>. Acesso em: 29 set. 2021.

RODRIGUES, R. R.; LORENZZETTI, J. A. A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. **Continental Shelf Research**, [S.L.], v. 21, n. 4, p. 371-394, mar. 2001. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/s0278-4343\(00\)00094-7](http://dx.doi.org/10.1016/s0278-4343(00)00094-7). Acesso em: 19 nov. 2022.

SCHLEGEL, R. W. *et al.* Nearshore and offshore co-occurrence of marine heatwaves and cold-spells. **Progress In Oceanography**, [S.L.], v. 151, p. 189-205, fev. 2017. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2017.01.004>. Acesso em: 09 out. 2022.

SEN-GUPTA, A. *et al.* Drivers and impacts of the most extreme marine heatwave events. **Scientific Reports**, [S.L.], v. 10, n. 1, p. 1-15, 9 nov. 2020. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/s41598-020-75445-3>. Acesso em: 02 set. 2021.

SILVA, M. E. C. *et al.* South America Climate During the 1970–2001 Pacific Decadal Oscillation Phases Based on Different Reanalysis Datasets. **Frontiers in Earth Sciences**, [S.L.], v. 7, n. 359, p. 1-19, 7 fev. 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00359>. Acesso em: 20 nov. 2022.

SILVEIRA, Ilson Carlos Almeida da *et al.* A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**, [S.L.], v. 48, n. 2, p. 171-183, nov. 2000. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/s1413-77392000000200008>. Acesso em: 09 jul. 2023.

SLOYAN, B. M; RINTOUL, S. R. The Southern Ocean Limb of the Global Deep Overturning Circulation*. **Journal Of Physical Oceanography**, [S.L.], v. 31, n. 1, p. 143-173, jan. 2001. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)0312.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(2001)0312.0.co;2). Acesso em: 03 jul. 2023.

SPRINTALL, Janet; TOMCZAK, Matthias. On the formation of central water and thermocline ventilation in the southern hemisphere. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, [S.L.], v. 40, n. 4, p. 827-848, abr. 1993. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/0967-0637\(93\)90074-d](http://dx.doi.org/10.1016/0967-0637(93)90074-d). Acesso em: 09 jul. 2023.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal Of Geophysical Research: Oceans**, [S.L.], v. 104, n. 9, p. 20863-20883, 15 set. 1999. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/1999jc900139>. Acesso em: 10 jul. 2023.

STRAMMA, L. *et al.* Geostrophic transport in the Brazil current region north of 20°S. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, [S.L.], v. 37, n. 12, p. 1875-1886, dez. 1990. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90083-8](http://dx.doi.org/10.1016/0198-0149(90)90083-8). Acesso em: 10 jul. 2023.

Strickland, J. D. H *et al.* Phytoplankton populations, nutrients and photosynthesis in the Peruvian coastal waters. **Boletín Instituto del Mar del Perú**, Peru, v. 2, n. 1, p. 37-45, 1969.

SVERDRUP, H.U. *et al.* **The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology**, Prentice-Hall, Englewoods Cliffs, Nova York, 1942. 1087 pp.

SUN, Xiaoming *et al.* The South Atlantic Subtropical High: climatology and interannual variability. **Journal Of Climate**, [S.L.], v. 30, n. 9, p. 3279-3296, maio 2017. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1175/jcli-d-16-0705.1>. Acesso em: 16 jul. 2023.

TALLEY, Lynne D. *et al.* **Descriptive physical oceanography: An introduction** (Sixth Edition), Boston: Elsevier, 2011. 560p

VARELA, R. *et al.* Influence of Eastern Upwelling systems on marine heatwaves occurrence. **Global And Planetary Change**, [S.L.], v. 196, p. 1-9, jan. 2021. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103379>. Acesso em: 03 ago. 2022.

VALENTIN, J. L. Ecosysteme d'upwelling a Cabo Frio (Bresil). Analyse en composantes principales du plancton a une station fixe. **Oceanologica Acta**, v. 3, p. 43-50, 1980.

VALENTIN, J. L. Analyse des parametres hydrobiologiques dans la remontee de Cabo Frio (Bresil). **Marine Biology**, v. 82, p. 259-276, 1984.

Valentin, J.L. The Cabo Frio Upwelling System, Brazil. In: Seeliger, U., Kjerfve, B. (eds) **Coastal Marine Ecosystems of Latin America**. Ecological Studies, v. 144, Berlin/Heidelberg, 2001. Disponível em: https://doi.org/10.1007/978-3-662-04482-7_8. Acesso em: 20 nov. 2022.

Valentin, J. L. *et al.* Hydrology in the Cabo Frio (Brazil) upwelling: two-dimensional structure and variability during a wind cycle. **Continental Shelf Research**, v.7, n.1, p. 77-88, 1987. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(87\)90065-3](https://doi.org/10.1016/0278-4343(87)90065-3). Acesso em: 05 ago. 2023.

SUURSAAR, Ü. Combined impact of summer heat waves and coastal upwelling in the Baltic Sea. **Oceanologia**, [S.L.], v. 62, n. 4, p. 511-524, out. 2020. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.oceano.2020.08.003>. Acesso em: 03 ago. 2022.

WANG, Y. *et al.* Understanding the Changing Nature of Marine Cold-Spells. **Geophysical Research Letters**, [S.L.], v. 49, n. 6, p. 1-9, 17 mar. 2022. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/2021gl097002>. Acesso em: 20 jul. 2022.

ZEMBA, Jan Campbell. **The structure and transport of the Brazil Current between 27[degrees] and 26[degrees] South**. 1991. 160 f. Tese (Doutorado), Dept. Of Earth, Atmospheric, And Planetary Sciences, And Woods Hole Oceanographic Institute, Massachusetts Institute Of Technology e Woods Hole Oceanographic Institute, Massachusetts, 1991. Disponível em: <http://hdl.handle.net/1721.1/13951>. Acesso em: 16 jul. 2023