



**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL
UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO**

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL

**Influências meteo-oceanográficas no padrão de
distribuição espaço-temporal de concentração de
clorofila-a na região do Embaiamento de Tubarão –
Oceano Atlântico Oeste**

ARACRUZ

2015

MAHATMA SOARES FERNANDES

Influências meteo-oceanográficas no padrão de
distribuição espaço-temporal de concentração de
clorofila-*a* na região do Embaiamento de Tubarão –
Oceano Atlântico Oeste

Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em
Oceanografia Ambiental da
Universidade Federal do Espírito
Santo, como requisito parcial para
obtenção do título de Mestre em
Oceanografia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Renato David
Ghisolfi

Co-Orientador: Dr. Meyre Pereira da
Silva

ARACRUZ

2015

AGRADECIMENTOS

Agradeço a orientação do professor doutor Renato David Ghisolfi da UFES. Agradeço a co-orientação da doutora Meyre Pereira da Silva da UFES. Agradeço as opiniões e auxílios da comissão examinadora composta pelo professor doutor Camilo Dias Junior da UFES e pelo doutor Sebastian Krieger da USP. Agradeço a bolsa de estudos concedida pela CAPES. Agradeço a todos os amigos do Laboratório Poseidon da UFES pelos auxílios. Agradeço as demais pessoas e instituições que contribuíram no desenvolvimento desse trabalho.

RESUMO

A região do Embaiamento de Tubarão (ET) é uma porção da Plataforma Leste Brasileira com grande importância ecológica. O ET é caracterizado pelo desenvolvimento de diversas feições oceanográficas de pequena e meso-escala com um importante papel na intrusão de águas ricas em nutrientes da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) na camada eufótica e assim favorecer o desenvolvimento de florações fitoplanctônicas em diferentes escalas espaço-temporais. O presente estudo identificou os principais modos de variação espaço-temporal da concentração de clorofila-a ([chl-a]) na região do ET e suas relações com as propriedades físicas da água do mar e forçantes meteorológicas. Para tanto foram utilizados onze anos (2003-2013) de dados nível 3 de [chl-a] oriundos do sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS-Aqua), sete anos (2005-2012) de resultados de intensidade das componentes meridional e zonal do vento do modelo INPE/ETA e os mesmos sete anos de resultados termohalinos provenientes do modelo HYCOM Global assimilado 1/12° (*HYCOM Consortium*). A validação dos resultados dos modelos foi feita utilizando dados termohalinos *in situ* coletados por flutuadores de perfilação ARGO e por meio de aparelho CTD. Os resultados mostram que existem dois principais modos de variabilidade espaço-temporal da [chl-a]. O primeiro modo está altamente correlacionado às variações sazonais da profundidade da camada de mistura em regiões oceânicas externas à plataforma continental, de forma que uma camada de mistura mais profunda está associada a valores relativamente altos de [chl-a] durante os meses de inverno. Na região da plataforma continental este mesmo modo também está associado a um aumento na intensidade do vento durante o período de primavera. O segundo modo, de menor duração, ocorre entre novembro e janeiro em uma região restrita da plataforma e talude continental e está possivelmente associado ao desenvolvimento de uma ressurgência ao norte de 20°S promovida pela intrusão da Corrente do Brasil na região de quebra de plataforma.

Palavras-chave: clorofila-a, variabilidade sazonal, influências meteo-oceanográficas, Embaiamento de Tubarão.

ABSTRACT

The region of Tubarão Bight (TB) is part of the Eastern Brazilian Shelf and has high ecological importance. The TB is characterized by the development of various small and mesoscale oceanographic features which contribute to the intrusion of the nutrient-rich South Atlantic Central Water (SACW) in the euphotic layer and thus promotes the development of phytoplankton blooms in different spatial and temporal scales. The present study investigates the spatial and temporal variability of chlorophyll-*a* concentration ([chl-*a*]) in the TB region in order to identify the main modes of variability and their relation with the physical water properties and meteorological forcing. For this purpose the following datasets have been used: eleven years (2003-2013) level 3 [chl-*a*] data from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS-Aqua), seven years (2005-2012) of model-derived meridional and zonal components of wind intensity INPE/ETA and the same seven years of thermohaline model results from the Global HYCOM 1/12° assimilation (HYCOM Consortium). The models results were validated by comparing them with thermohaline *in situ* data from ARGO profiling floats and CTD. The results show that the dominant patterns of [chl-*a*] distribution in TB can largely be interpreted in the context of two modes of spatial and temporal variability. The first mode is strongly linked to seasonal variations of the mixed layer depth in the oceanic region adjacent to the continental shelf, such as higher [chl-*a*] are associated with deeper mixed layer depth mainly during the winter season. On the continental shelf the same mode is also associated with changes in the wind intensity during spring. The second mode is of shorter duration than the first and takes place between November and January in a restricted area of the continental shelf and continental slope. This mode may be associated with the development of an upwelling process north of 20°S promoted by the encroachment of the Brazil Current into the shelf break.

Keywords: chlorophyll-*a*, seasonal variability, meteorological and oceanographic influences, Tubarão Bight.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Região de estudo	14
Figura 2 - Pontos de coleta de dados.....	17
Figura 3 - Mapa batimétrico da região de estudo com a área em que houve omissão dos dados.....	20
Figura 4 - Regressão linear entre a temperatura conservativa calculada a partir dos resultados modelados e das medidas dos perfiladores ARGO	23
Figura 5 - Regressão linear entre a salinidade absoluta e massa específica calculada a partir dos resultados modelados e das medidas dos perfiladores ARGO	24
Figura 6 - Perfis verticais médios de massa específica para os períodos de verão e inverno	25
Figura 7 – Variação temporal de temperatura conservativa nas profundidades de 0, 10, 20 e 30 metros	26
Figura 8 – Variação temporal de salinidade absoluta nas profundidades de 0, 10, 20 e 30 metros	27
Figura 9 – Variação temporal de massa específica nas profundidades de 0, 10, 20 e 30 metros	27
Figura 10 - Transecto sobre o paralelo de 21,4°S de fluorescência coletado durante a operação MCT III.....	29
Figura 11 - Média da concentração de clorofila- <i>a</i>	30
Figura 12 – Desvio padrão da concentração de clorofila- <i>a</i>	31
Figura 13 - Mapa de correlação R entre as séries de anomalias e seus respectivos harmônicos anuais e os pontos de coleta	32
Figura 14 - Séries temporais anuais médias de concentração de clorofila- <i>a</i> juntamente com os erros padrões associados dos pontos P4, P5 e P6 e P7 e P8.....	33
Figura 15 - Séries temporais anuais médias de concentração de clorofila- <i>a</i> juntamente com os erros padrões associados dos pontos P1, P2 e P3	34
Figura 16 - Nível de base da concentração de clorofila- <i>a</i>	35
Figura 17 - Amplitude da floração de clorofila- <i>a</i>	36

Figura 18 - Início da floração de concentração de clorofila- <i>a</i>	37
Figura 19 – Duração da floração	37
Figura 20 - EOF do principal modo de variabilidade da concentração de clorofila- <i>a</i> .	39
Figura 21 - Periodograma da série temporal da componente principal 1	40
Figura 22 - EOF do segundo modo de variabilidade da concentração de clorofila- <i>a</i>	41
Figura 23 - Periodograma da série temporal da componente principal 2	41
Figura 24 – SVD referente a 98,4% da covariância entre a [chl- <i>a</i>] e a profundidade da camada de mistura.....	43
Figura 25 – SVD referente a 93,3% da covariância entre a profundidade da camada de mistura e o módulo da tensão de cisalhamento do vento	45
Figura 26 - SVD referente a 96,2% da covariância entre a [chl- <i>a</i>] e o módulo da tensão de cisalhamento do vento	46
Figura 27 - SVD referente a 93,5% da covariância entre a [chl- <i>a</i>] e o rotacional da tensão de cisalhamento do vento.....	48
Figura 28 - Média mensal dos fluxos de calor na região central do Embaiamento de Tubarão.....	49
Figura 29 - Perfis verticais climatológicos de concentração de nitrato na região central do Embaiamento de Tubarão	50
Figura 30 - Transecto de temperatura perpendicular à costa em 19,74°S	52
Figura 31 – Campo de correntes da camada superficial (modelo HYCOM Global assimilado) sobreposto à concentração de clorofila- <i>a</i>	53
Figura C1 - Perfis verticais médios de temperatura conservativa	73
Figura C2 - Perfis verticais médios de salinidade absoluta	74
Figura C3 - Perfis verticais médios de anomalia de massa específica potencial	75

SUMÁRIO

1. Introdução	9
2. Objetivos	13
3. Materiais e métodos.....	14
3.1 Área de estudo	14
3.2 Dados	16
3.3 Métodos.....	17
4. Resultados e discussões	23
4.1 Validação dos resultados dos modelos.....	23
4.1.1 Temperatura e salinidade.....	23
4.1.2 Vento.....	28
4.2 O alcance dos sensores ópticos orbitais.....	28
4.3 Distribuição espaço-temporal da [chl-a] e suas interações com parâmetros ambientais.....	30
5. Conclusões	54
6. Perspectivas futuras.....	56
7. Referências.....	57
Apêndice A.....	68
Apêndice B.....	70
Apêndice C.....	73

1. Introdução

A presença dos produtores primários é essencial para a manutenção de toda a biota marinha. O fitoplâncton é a base das cadeias alimentares aquáticas e a produção dos beneficiários finais está ligada à produtividade primária (REYNOLDS, 2006). Portanto, entender o seu comportamento é básico quando se trata de monitorar ou conservar o ambiente.

De acordo com Nybakken (1997) a simplicidade desses organismos faz com que os níveis de produção primária proveniente deles sejam limitados basicamente por dois fatores no ambiente marinho: luz e nutrientes. Contudo essa geração de biomassa é mais comumente limitada pela baixa luminosidade de alguns locais, tais como regiões profundas dos oceanos ou regiões de altas latitudes durante os períodos de inverno. Por outro lado, em oceanos tropicais a disponibilidade de luz nas camadas superficiais para a ocorrência da fotossíntese é alta durante todo o ano. Isso acarreta no desenvolvimento de uma forte estratificação térmica que dificulta o fluxo de nutrientes provenientes de processos de regeneração nas camadas profundas e assim desfavorece o desenvolvimento de produções novas (SVERDUP *et al.*, 1942; NYBAKKEN, 1997). Somado a isso, na maioria dos grupos o fitoplâncton apresenta uma relativa baixa capacidade de migração devido à ausência de estruturas natatórias e à alta viscosidade do ambiente aquático, o que tornam suas interações ecológicas com o meio significativamente limitadas (MANN e LAZIER, 2006).

Todavia, processos mecânicos turbulentos de pequena escala (da ordem de 10^2 m) podem atuar como mecanismos físicos externos que auxiliam no transporte de nutrientes contribuindo na assimilação dessas substâncias pelos produtores primários e elevar os seus níveis de biomassa. Tais mecanismos podem reduzir a estratificação térmica e misturar a coluna d'água, trazendo para as camadas superiores os nutrientes que se encontravam na zona afótica. (MARGALEF, 1991; NYBAKKEN, 1997; WILLIAMS *et al.*, 2002; REYNOLDS, 2006; MANN e LAZIER, 2006). Somado aos processos mecânicos, o fluxo de calor radioativo na interface oceano-atmosfera também tem um importante papel na manutenção da estratificação (mistura) da coluna

d'água em períodos de ganho (perda) de calor proveniente da radiação solar (MOUM e SMYTH, 2001).

Os movimentos verticais nos oceanos decorrentes dos processos turbulentos de pequena escala resultam de uma cascata de energia dentro do oceano que transfere a energia proveniente do sol, ventos, marés e movimentos de larga escala que são transmitidos progressivamente em movimentos de escalas cada vez menores até serem dissipados pelas forças viscosas da água em forma de calor (CASASAYAS, 2001). De acordo com o autor essas interações ocorrem em vários níveis, desde circulações de bacias oceânicas (ordem de 10^6 m), passando por pequenas áreas de ressurgência (ordem de 10^4 m), até as menores escalas de turbulência que afetam células individuais (ordem de 10^{-3} m). Entretanto, não é toda energia cinética contida em processos hidrodinâmicos de larga escala que contribui para a mistura no oceano. A maior parte dessa energia é envolvida no transporte de grandes quantidades de água e a maior parte da mistura da coluna ocorre por pequenas feições desses movimentos.

Estudos, tais como o de Platt (1971), evidenciaram que a concentração do fitoplâncton é altamente controlada pela turbulência e não por atributos dinâmicos do organismo. Kesaulya *et al.* (2008) chegaram a uma conclusão semelhante relacionando a turbulência induzida pelo vento e pela maré e a concentração de clorofila-a ([chl-a]) na região do Canal da Mancha. Já em oceanos tropicais, além dos fatores mecânicos, também foi destacado que o resfriamento térmico radioativo que ocorre na interface oceano-atmosfera principalmente durante os meses de inverno está entre os principais agentes indutores de movimentos verticais turbulentos que favorecem o aumento de biomassa do fitoplâncton (DANDONNEAU e GOHIN, 1984; JENA *et al.*, 2013; GHISOLFI *et al.*, 2015).

Macroscopicamente falando, a variabilidade local da biomassa fitoplanctônica também pode ser controlada quase que completamente pelo ciclo de uma ressurgência local. Isso é o que acontece nos mares da Arábia e de Andamão (com forte sazonalidade com o ciclo de monções asiático) e na costa do Peru (influenciada pelas oscilações entre o El Niño e o La Niña) (REYNOLDS, 2006). No Brasil, a ocorrência da ressurgência costeira na região sul da plataforma continental do estado do Espírito Santo e norte do estado do Rio de Janeiro (RODRIGUES e LORENZETTI, 2001; CASTRO *et al.*, 2006) decorre da atuação dos ventos predominantes de nordeste na estação de verão (SOUZA *et al.*, 2007) que deslocam a água superficial

em direção ao oceano aberto e provocam a intrusão da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), rica em nutrientes, na zona eufótica (PALMA e MATANO, 2009). Entretanto, de acordo com CASTRO *et al.* (2006), a ressurgência nessa área não é de grandes proporções espaciais e temporais como as previamente citadas não sendo, climatologicamente falando, o mecanismo que controlaria o ciclo do fitoplâncton na região. Fernandes (2013) não conseguiu identificar florações recorrentes do fitoplâncton que poderiam estar associadas a uma possível ressurgência costeira induzida pelo vento na plataforma continental capixaba durante os períodos de verão.

Outro exemplo de feição física com grande aptidão para aumentar a capacidade de suporte à comunidade fitoplanctônica são os vórtices ciclônicos. No Embaiamento de Tubarão o Vórtice de Vitória é tido como o mais importante (SCHMID *et al.*, 1994; GAETA *et al.*, 1999). Sendo um vórtice ciclônico, ele contrai a coluna d'água e eleva as isopícnais para a superfície do mar. Essa contração expõe os nutrientes das camadas inferiores em contato com a zona eufótica, tornando assim possível o desenvolvimento das células fitoplanctônica (LEE e WILLIAMS, 2000). Entretanto ainda não existem trabalhos que relacionem o desenvolvimento desse vórtice e a concentração de microalgas na região em escalas temporais sazonais. Costa (2007) mostrou que essa estrutura não seria uma feição permanente, ocorrendo principalmente entre março e abril. Além dele, outros vórtices, meandros e feições de sub-mesoescala se desenvolvem no embaiamento (ARRUDA *et al.*, 2013). Tais processos podem favorecer o aumento da biomassa das microalgas, mas dificilmente se mantém ativas por mais de um mês (FREITAS, 2014).

Mesmo com a atuação dos fatores supracitados, as temperaturas relativamente altas durante todo o ano (típico dos oceanos tropicais) desfavoreceriam o desenvolvimento de aumentos expressivos de biomassa do fitoplâncton no Embaiamento de Tubarão como ocorre, por exemplo, nos mares polares (verões) e temperados (primaveras e outonos) (NYBAKKEN, 1997). Porém, a zona nerítica dessa região apresentaria uma maior capacidade de suporte ao fitoplâncton durante o ano todo (REYNOLDS, 2006).

Resultados de Silva (2005) (regiões de plataforma continental e oceano profundo) Souza *et al.* (2007) (regiões de plataforma continental e oceano profundo) e Fernandes (2013) (regiões de plataforma continental) na costa do Espírito Santo mostraram que no inverno existe um período de concentrações acima da média do *proxy* de biomassa do fitoplâncton, a clorofila-*a* (BEHRENFELD e BOSS, 2006).

Segundo Ciotti *et al.* (2010) esse aumento seria decorrente da atuação de ventos associados à passagem de frentes frias na região que teriam a capacidade de reduzir a estratificação termal do oceano. Por outro lado, Kampel (2013) e Ghisolfi *et al.* (2015) sugeriram que imediatamente ao sul e ao norte do Embaiamento de Tubarão, respectivamente, o resfriamento radioativo das camadas superficiais do oceano seria o fator mais importante controlando a concentração de clorofila-a ([chl-*a*]) em escalas sazonais. Fernandes (2013) mostrou que na região de quebra de plataforma em frente à cidade de Vitória a [chl-*a*] apresenta um comportamento diferenciado. Além das maiores [chl-*a*] no inverno, foram observados também períodos de maiores [chl-*a*] entre os meses de novembro e fevereiro. Todavia o autor não definiu a causa desses eventos.

Baseando-se nas evidências apresentadas, o Embaiamento de Tubarão apresentaria momentos de maiores níveis de biomassa de microalgas decorrentes da atuação de diferentes processos físicos turbulentos periódicos em seu interior. Então seriam os processos turbulentos na camada de mistura (ordem de 10^2 m) os principais fatores que condicionariam a variabilidade sazonal da biomassa fitoplanctônica nessa região?

2. Objetivos

O objeto deste estudo é avaliar a influência de forçantes meteorológicas e oceanográficas sobre o padrão de distribuição espaço-temporal de concentração de clorofila-*a* na região do Embaiamento de Tubarão.

Específicos:

- Determinar o padrão médio de concentração de clorofila-*a* da região de estudo;
- Identificar os principais padrões de variação espacial e temporal de escala sazonal da concentração de clorofila-*a* na região de estudo;
- Avaliar a associação dos padrões de concentração de clorofila-*a* com os padrões de variação espacial e temporal da profundidade da camada de mistura;
- Avaliar a associação dos padrões de concentração de clorofila-*a* com os padrões de variação espacial e temporal do módulo da tensão e do rotacional da tensão de cisalhamento do vento.

3. Materiais e métodos

3.1 Área de Estudo

A região de estudo está situada entre 19°30'S e 22°00'S e 38°00'O e 41°00'O, abrangendo a região de plataforma, talude continental e bacia oceânica do Embaiamento de Tubarão (Figura 1). Essa região é uma unidade fisiográfica da margem continental leste brasileira, delimitada pela Cadeia Vitória-Trindade a leste e pelo Banco de Abrolhos ao norte. Ela é caracterizada pela plataforma continental estreita ao sul do Banco de Abrolhos que se amplia em direção ao Cabo de São Tomé, com aproximadamente 50 km de largura média e talude continental com largura variando entre 30 a 80 km (BARRETO e MILLIMAN, 1969; ZEMBRUSCKI, 1979).

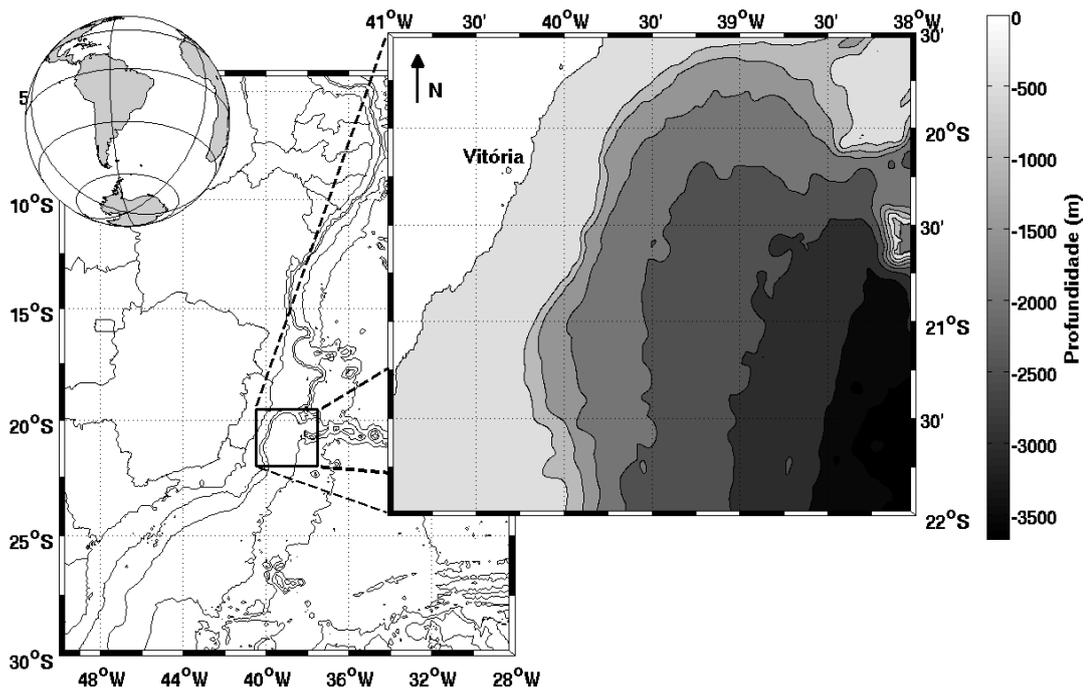


Figura 1 - Região de estudo compreendida entre o estado do Espírito Santo e norte do estado do Rio de Janeiro.

Nessa área o padrão médio do vento apresenta variações sazonais, sendo que no inverno predominam ventos de leste no norte do ES e ventos de nordeste no estado do RJ e no período de verão os ventos de nordeste dominam toda a região (BASTOS e FERREIRA, 2000; SOUZA *et al.*, 2007).

Em relação à circulação oceânica, na região de quebra de plataforma a Corrente do Brasil (CB) transporta águas tropicais (AT) e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) em direção às altas latitudes (STRAMMA e ENGLAND, 1999; SILVEIRA *et al.*, 2006). Ao sul do Banco de Abrolhos a CB passa por processos de meandramento e formação de vórtices devido, principalmente, às alterações na vorticidade potencial sofridas pela corrente durante a passagem pelo fundo irregular desse local (GARFIELD, 1990; SIEDLER E ZENK, 1991; COSTA, 2007; SERVINO, 2014).

Além da presença de vórtices atuando como mecanismo favorável a ascensão de água na região (CALADO *et al.*, 2010), ocorre uma ressurgência costeira na região centrada próximo à cidade de Cabo Frio (RJ) devido à atuação de ventos de nordeste que transportam águas superficiais da plataforma em sentido *offshore* (transporte de Ekman) e também causam divergências superficiais que induzem a ascensão de águas profundas para a superfície (bombeamento de Ekman) (CASTELÃO e BARTH, 2006; PALMA e MATANO, 2009; AGUIAR, *et al.*, 2014). Somado a isso, Martins (2014) e Aguiar *et al.* (2014) identificaram a ocorrência de uma ressurgência induzida pela CB (ROUGHAN e MIDDLETON, 2004) sobre a plataforma continental principalmente entre a primavera e o verão. A ressurgência consequente desses fatores é marcada pela intrusão de ACAS (ou no mínimo de uma água com influência da ACAS) na plataforma continental e pode ser percebida até ao norte da cidade de Vitória (ES) (SCHMID *et al.*, 1994) podendo alcançar a região da desembocadura do Rio Doce (MARTINS, 2014).

As principais fontes de águas continentais da região são os dois maiores rios que deságuam nessa plataforma continental, o Doce e o Paraíba do Sul. Eles apresentam uma vazão média anual próxima às suas desembocaduras em torno de 1000 m³/s que pode oscilar entre próximo de 1800 m³/s no verão e 500 m³/s no inverno (FERNANDES, 2013).

Na região costeira dessa área há a atuação de ondas na faixa entre 1,0 e 2,0 m de altura (cerca de 80%), raramente ultrapassando 1,5 m de altura (ALBINO, 1999). Elas estão divididas entre as do quadrante nordeste (pequenas, de baixa energia e curto período) e do quadrante sudeste (períodos e alturas um pouco maiores), sendo as do quadrante sudeste as mais atuantes durante o ano (59% do tempo).

O balanço médio do fluxo de calor entre o oceano e a atmosfera foi mencionado no estudo de Ghisolfi *et al.* (2015) para a região do Banco de Abrolhos

(ao norte), enquanto que Lemos (2014) estimou valores na região da Cadeia Vitória-Trindade (a leste). Ambos indicaram a ocorrência de um fluxo líquido negativo (perda de calor pelo oceano) no período de final de março até o início de setembro e positivo (ganho de calor pelo oceano) no restante do período anual.

3.2 Dados

Na elaboração desse trabalho foram utilizados dados médios mensais de concentração de clorofila-a nível 3 de processamento (4 km de resolução espacial) referentes ao período de janeiro de 2003 a dezembro de 2013. Os dados derivam de estimativas obtidas pelo sensor óptico *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) a bordo do satélite Aqua. As informações são disponíveis gratuitamente no sítio <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>, em arquivos *Hierarchical Data Format* (HDF).

Os resultados numéricos de temperatura e salinidade usados neste estudo são oriundos de simulações numéricas do modelo *Hybrid Coordinate Ocean Model* (HYCOM). O HYCOM é um modelo assimilado (HYCOM, 2015) e os campos globais tridimensionais instantâneos diários com $1/12^\circ$ de resolução espacial são disponibilizados gratuitamente pelo *HYCOM Consortium* no sítio <http://hycom.org> em formato *network Common Data Form* (NetCDF). O período analisado foi de maio de 2005 a março de 2012.

Os resultados simulados da velocidade das componentes zonal e meridional do vento ao nível de 1000 mbar resultam de simulações numéricas do modelo ETA (ETAMODEL, 2015). Os campos numéricos (formato *gridded binary* - GRB) foram adquiridos para o mesmo período dos dados do modelo HYCOM do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e apresentam uma resolução temporal de 12 horas e espacial de 20 km.

Para a validação dos resultados termohalinos foram utilizados dois conjuntos de dados. O primeiro foi obtido a partir de 69 perfis verticais de perfiladores ARGO (3 no verão, 17 no outono, 25 no inverno e 24 na primavera) realizadas no período analisado em regiões de talude continental e bacia oceânica da área de estudo (Figura 2). Os perfiladores ARGO são uma importante ferramenta na assimilação de modelos hidrodinâmicos oceânicos desde 2000, já que eles têm a capacidade de amostrar

dados de temperatura e salinidade. Nesse trabalho foram utilizados somente os dados termohalinos. Os dados das campanhas dos perfiladores ARGO estão disponíveis no sítio <http://www.coriolis.eu.org> e a suas amostragens no espaço dependem do padrão de correntes do local onde se encontram (CORIOLIS, 2015). O segundo conjunto de dados foi utilizado para validar os resultados termohalinos sobre a plataforma continental. Devido à falta de amostragens na região somente foram usados os dados das campanhas independentes do projeto Recifes Artificiais Marinhos (RAM) (Figura 2) realizadas de forma não periódica sobre a região do Recife Artificial Victory 8B (cidade de Guarapari - ES) (BASTOS *et al.*, 2007). As informações de posicionamento e data das coletas pelos perfiladores ARGO se encontram na Tabela A1 do Apêndice A.

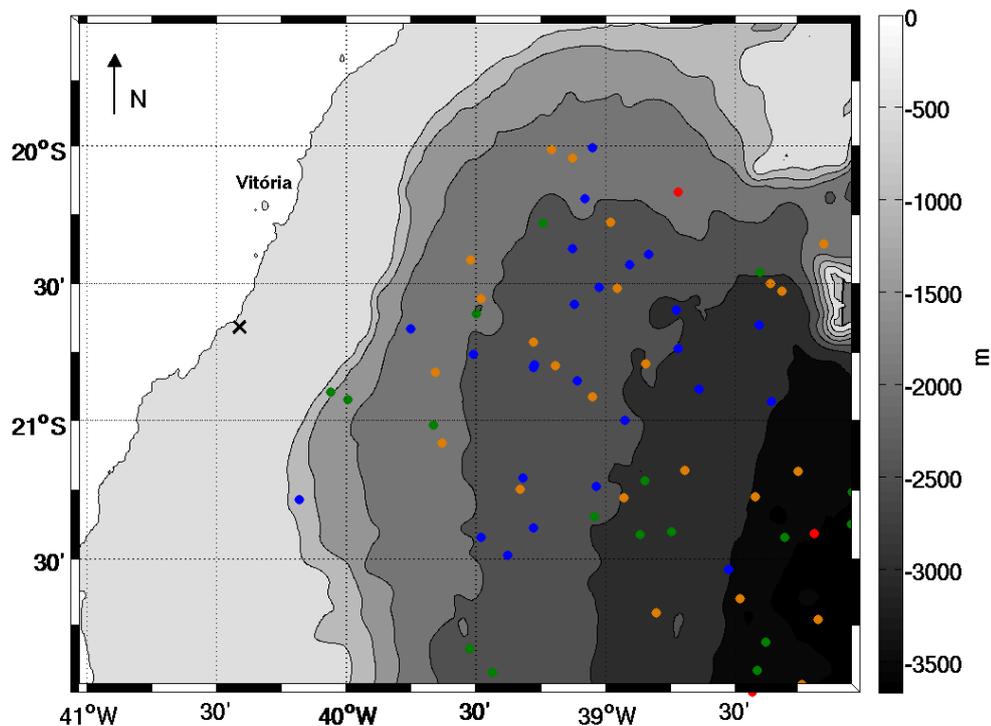


Figura 2 - Pontos de coleta de dados *in situ*. Os círculos representam os pontos de coleta pelos perfiladores ARGO sendo os vermelhos nos verões (3 perfiladores), os verdes nos outonos (17 perfiladores), os azuis nos invernos (25 perfiladores) e os laranjas nas primaveras (24 perfiladores). O "x" preto sobre a plataforma continental representa o ponto de coleta de dados por CTD.

3.3 Métodos

Para a maior parte da manipulação e visualização dos dados foi utilizado o programa computacional *Matlab*[™] 8.1. O *Matlab*[™] é um ambiente de computação

técnica integrada que combina computação numérica, gráficos, visualização e uma linguagem de programação de alto nível (MATHEWORKS, 2013).

Inicialmente, a resolução temporal dos resultados dos modelos HYCOM e ETA foi ajustada para mensal por meio de médias aritméticas para serem compatíveis com a resolução temporal dos dados de [chl-a]. Em seguida, foram estimados campos médios tridimensionais de massa específica segundo as equações do Gibbs SeaWater 3.03 (GSW) (MCDUGALL *et al.*, 2009) nas pressões de 0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150 e 200 dbar. Posteriormente, essas informações foram utilizadas para se estimar a profundidade da camada de mistura segundo os critérios definidos por Kara *et al.* (2000). Segundo os autores a sua definição de profundidade da camada de mistura é a melhor que existe por se adaptar a todos os oceanos da Terra. O método se baseia em uma diferença de anomalia de massa específica potencial ($\Delta\sigma_0$) entre a massa específica potencial a 10 metros de profundidade e uma massa específica potencial teórica da mesma água a 10 metros porém com um acréscimo de $-0,8^\circ\text{C}$ (ΔT) à sua temperatura, conforme a Equação 1:

$$\Delta\sigma_0 = \sigma_0(T + \Delta T, S) - \sigma_0(T, S) \quad \text{Equação 1}$$

Com isso, a profundidade da camada de mistura é considerada como a profundidade em que a anomalia de massa específica potencial $\sigma_0(T, S) + \Delta\sigma_0$ se encontra.

A partir dos resultados de intensidade das componentes zonal e meridional da velocidade do vento a um nível de 1000 mbar do modelo ETA calculou-se o módulo da tensão de cisalhamento do vento segundo a Equação 2 (CUSHMAN-ROISIN e BECKERS, 2011).

$$\begin{aligned} \tau_x &= C_d \rho_{ar} |u_{10}| u_{10} \\ \tau_y &= C_d \rho_{ar} |v_{10}| v_{10} \\ |\tau_{total}| &= \sqrt{\tau_x^2 + \tau_y^2} \end{aligned} \quad \text{Equação 2}$$

Onde τ_x e τ_y são as componentes zonal e meridional da tensão de cisalhamento do vento ($\vec{\tau}$), C_d é o coeficiente de arrasto com valor de $1,5 \times 10^{-3}$, ρ_{ar} é a massa específica do ar atmosférico a 10 metros da superfície com valor de $1,2 \text{ kg m}^{-3}$

³, u_{10} e v_{10} são as componentes x e y do vetor velocidade do vento, ambos a 10 metros da superfície.

As componentes da tensão de cisalhamento do vento foram usadas para calcular a componente vertical do seu rotacional seguindo a Equação 3.

$$(\nabla \times \vec{\tau})_{\vec{k}} = \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \quad \text{Equação 3}$$

Todas as informações analisadas foram manuseadas na forma de campos bidimensionais cujo número total de pontos variou de acordo com a resolução espacial dos dados, a saber: 4440 pontos para a [chl-*a*]; 1326 para os campos termohalinos (HYCOM); e 208 pontos para os resultados do modelo ETA.

A fim de se evitar a contaminação por material em suspensão (sedimento e/ou matéria-orgânica) e/ou reflexões do fundo nos dados de concentração de clorofila-*a*, alguns pontos foram eliminados (mascarados) (Figura 3) (Hu *et al.*, 2000). Neste sentido, optou-se por definir uma isóbata limítrofe ao invés de uma extensão fixa da costa. Isso foi feito porque: 1- a profundidade da zona eufótica em plataforma continental média pode chegar a ser de apenas 15 metros (CONCEIÇÃO, 2013); 2 - a área de estudo apresenta a intrusão de duas grandes plumas fluviais (Rio Doce e Rio Paraíba do Sul) as quais podem atingir distâncias em torno de 12,5 km (profundidades em torno dos 15 metros) quando misturadas à água de plataforma interna em períodos de maiores vazões (ESCH, 2010; ZOFFOLI *et al.*, 2011; CAMPOS, 2011) e; 3 - A região costeira entre os municípios de Aracruz e Vitória apresenta uma grande densidade de sedimentos bioclásticos finos e de baixa densidade (ALBINO e SUGUIO, 2011) que são facilmente suspensos pelas ondas que chegam na região. Essa ressuspensão ocorre entre 7 e 11 metros de profundidade em condições de ondas típicas. Para aumentar a confiabilidade dos dados, foi assumida a isóbata de 20 metros de profundidade como valor limítrofe para se garantir que eventos de entrada de ondas de maior amplitude e comprimento, principalmente nos meses de inverno (PIUMBINI, 2009), não contaminassem os resultados. Com isso houve uma perda de área de aproximadamente 6%.

Em cada um dos pontos dos campos bidimensionais foram construídas séries temporais de cada uma das variáveis analisadas. Com isso foi possível realizar análises estatísticas básicas (análises de posição e dispersão) e um pouco mais complexas (análise harmônica, análise espectral, correlações, funções ortogonais

empíricas, do inglês *Empirical Orthogonal Function* (EOF) e decomposição de valores singulares, do inglês *Singular Value Decomposition* (SVD)).

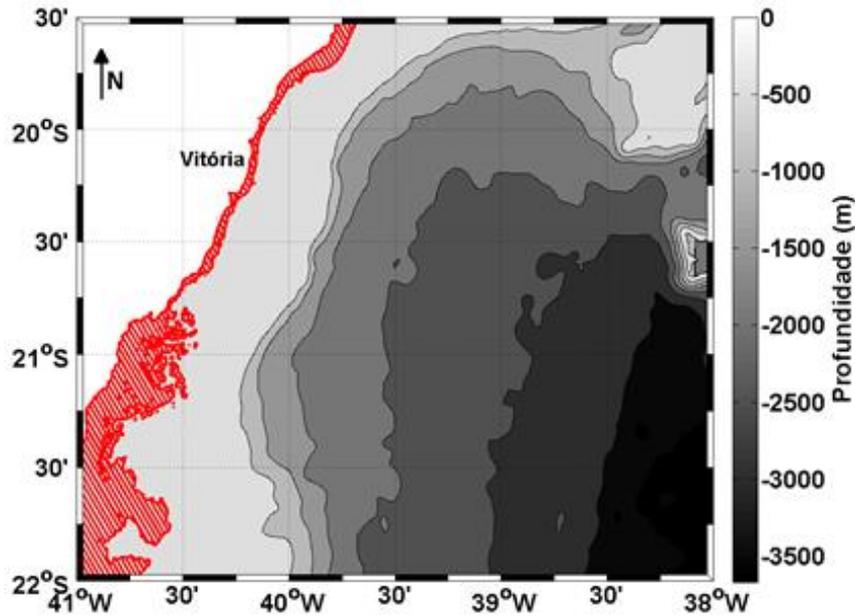


Figura 3 – Mapa batimétrico da região de estudo com destaque (hachura em vermelho) para a área onde os dados foram desconsiderados.

A análise harmônica foi desenvolvida de acordo com o método de mínimos quadrados (EMERY e THOMSON, 2001) sobre as séries temporais de [chl-a] de todos os pontos visando extrair o harmônico anual para uma posterior análise de correlação linear de Pearson entre o harmônico extraído e a série de anomalia (removida a média total) do mesmo ponto.

O estudo fenológico da [chl-a] (SIEGEL *et al.*, 2002; NAVARRO *et al.*, 2012; KAMPEL, 2013; GHISOLFI *et al.*, 2015) na região de estudo foi realizado a partir do ajuste dos valores médios mensais estimados para o período de 2003 a 2013 à curva gaussiana representativa da(s) floração(ões) fitoplanctônica(s) (PLATT e SATHYENDRANATH, 1988) conforme a Equação 4.

$$[Chl]_t = Chl_0 + \frac{h}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{\left[-\frac{(t-t_{max})^2}{2\sigma^2}\right]} \quad \text{Equação 4}$$

onde, $[Chl]_t$ (mg/m^3) é a [chl-a] em função do tempo, Chl_0 (mg/m^3) é a linha de base da [chl-a], $\frac{h}{\sigma\sqrt{2\pi}}$ (mg/m^3) é a amplitude da floração e t_{max} é o mês de máxima [chl-a] da floração. O critério para definir o início da floração como sendo o instante no qual a [chl-a] era 10% superior ao valor mediano da concentração (SIEGEL *et al.*, 2002) se

adaptou bem no estudo realizado por Ghisolfi *et al.* (2015) sobre o Banco de Abrolhos (limite norte da região de estudo) e na Bacia de Campos (limite sul da área de estudo) (KAMPEL, 2013). Esse mesmo critério foi assumido no presente estudo. O mesmo critério foi utilizado para se definir o término da floração anual na porção descendente da curva gaussiana. O intervalo de tempo entre esses dois limites foi assumido como o tempo de duração da floração.

Com as análises de EOF pode-se explicar a estrutura de covariância do campo de dados através da construção de combinações lineares da variável original. Estas combinações lineares são chamadas de componentes principais e são não correlacionadas entre si (independentes). Esse é um método de análise sobre uma única variável escalar (nesse caso a [chl-a]) que retorna padrões espaciais de variabilidade, suas variações temporais e quanto cada padrão representa da variabilidade total dos dados. Assim, o produto entre o valor de um ponto do perfil espacial pelo valor de um instante do perfil temporal representa o valor de anomalia da variável de interesse referente àquele modo naquela região do espaço e do tempo (EMERY e THOMSON, 2001; MINGOTI, 2005; WILKS, 2006). Em seguida, a significância estatística desses modos foi testada de acordo a metodologia apresentada por North *et al.* (1982). Um maior detalhamento matemático sobre o método de EOF e sobre o teste de significância de North *et al.* (1982) se encontra no Apêndice B.

A partir das análises espectrais das séries temporais das componentes principais de [chl-a], pode-se obter a contribuição do(s) modos(s), de acordo com sua(s) frequência(s) em termos de energia espectral (EMERY e THOMSON, 2001).

Para efetuar a análise de SVD foi criada a matriz de covariância cruzada entre as variáveis mantendo-se as resoluções espaciais originais das variáveis enquanto que a resolução temporal e o período analisado foi o mesmo. A análise de SVD de duas variáveis em conjunto identifica quais modos de variação (similares aos modos identificados via EOF) são fortemente acoplados. Antes de se aplicar as análises de EOF e SVD foram realizados os procedimentos essenciais para a obtenção de resultados satisfatórios, ou seja 1 – remoção da média temporal¹ e; 2 – remoção da tendência linear dos dados (BJORNSSON e VENEGAS, 1997). Um maior detalhamento matemático sobre o método de SVD se encontra no Apêndice B.

¹ A média temporal foi mantida na análise de SVD nos dados de rotacional da tensão de cisalhamento do vento para facilitar a identificação de períodos favoráveis ou desfavoráveis à ressurgência.

Os métodos de EOF e SVD foram adotados pela sua capacidade de separar e simplificar todas as informações contidas no conjunto tempo e espaço no período e área analisada em simples modos de variação que contém as informações relevantes. Todavia, esses modos são modos de dados ou matemáticos e não necessariamente modos físicos. Daí a necessidade do uso das metodologias anteriores para se ter uma ideia prévia da variabilidade nos dados e assim alcançar relações de causalidade bem embasadas.

Na validação dos resultados termohalinos, inicialmente os dados de temperatura *in situ* (ARGO e CTD) e temperatura potencial (HYCOM) foram convertidas em temperatura conservativa e os dados de salinidade prática e condutividade (ARGO, CTD e HYCOM) foram convertidos em salinidade absoluta pelas equações do GSW. Posteriormente, perfis médios sazonais de temperatura conservativa, salinidade absoluta, massa específica foram comparados entre si utilizando-se os valores médios e seus respectivos erros padrão nas pressões de 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150 e 200 dbar. Sobre a plataforma continental essa comparação ocorreu nas mesmas pressões até 30 dbar (incluindo a superfície – 0 dbar).

4. Resultados e discussões

4.1 Validação dos resultados dos modelos

4.1.1 TEMPERATURA E SALINIDADE

Em relação a temperatura, na região de bacia oceânica o modelo HYCOM apresentou uma tendência de resfriamento de aproximadamente 1°C na camada compreendida entre 90 e 175 m de profundidade na primavera, o que não foi observado nas demais estações nas quais as diferenças médias entre modelo e observações *in situ* foram insignificantes. A correlação linear entre os dados medidos e os resultados modelados foi de 0,93 (Figura 4), o que evidencia a qualidade dos resultados em relação a sua variabilidade espaço-temporal. Os perfis verticais médios de temperatura conservativa das quatro estações do ano se encontram na Figura C1 do Apêndice C.

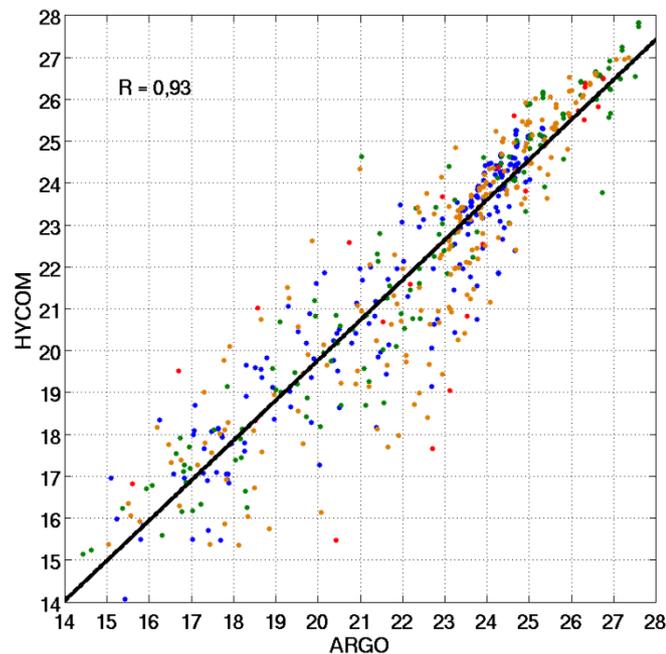


Figura 4 - Regressão linear entre a temperatura conservativa (°C) calculada a partir dos resultados modelados e das medidas dos perfilhadores ARGO. Os círculos vermelhos representam as amostras de verão, os verdes as de outono, os azuis as de inverno e os laranjas as de primavera.

Quanto à salinidade, o modelo apresentou uma relativa tendência de subestimar a quantidade de sal dissolvida nos primeiros 120 m de profundidade, o que

resultou em menores valores de massa específica na camada superficial. Todavia, apesar da salinidade e a massa específica não serem bem representadas por valores médios como os resultados de temperatura, a variação espaço-temporal de ambos fatores apresentou uma boa correlação (correlação linear de 0,81 para a salinidade e 0,97 para a massa específica (Figura 5)). Os perfis verticais médios de salinidade absoluta e anomalia de massa específica potencial (σ_0) das quatro estações do ano se encontram na Figura C2 e Figura C3 do Apêndice C.

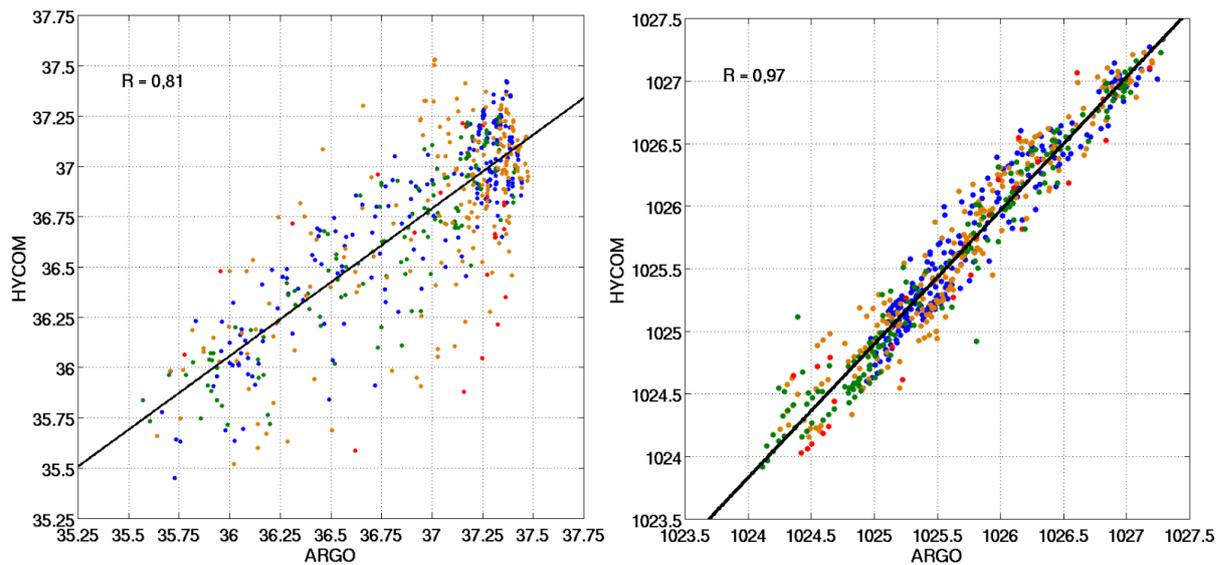


Figura 5 - Regressão linear entre salinidade absoluta (g/kg) (esquerda) e a massa específica (kg/m^3) (direita) calculadas a partir dos resultados modelados e das medidas dos perfilhadores ARGO. Os círculos vermelhos representam as amostras de verão, os verdes as de outono, os azuis as de inverno e os laranjas as de primavera.

Os perfis médios de anomalia de massa específica potencial (σ_0) das estações de inverno e verão evidenciam os extremos observados (Figura 6). Apesar de no verão terem sido realizadas somente 3 amostragens os erros padrão das médias da massa específica foram da ordem de 10^{-1} kg/m^3 mostrando que as médias têm boa representatividade. Também foi observada uma diferença de 3 metros entre a profundidade média da camada de mistura proveniente dos resultados modelados e dados coletados. Já no inverno a maior quantidade de amostragens (25) somada à baixa variabilidade dos valores resultou em erros padrões da média da ordem de 10^{-2} kg/m^3 . A diferença média da profundidade da camada de mistura calculada a partir dos resultados do modelo e das medidas dos perfilhadores ARGO foi a maior observada, sendo de aproximadamente 20 metros e mais rasa no modelo. Nas estações de outono e primavera o comportamento dos perfis médios foi semelhante e apresentaram um formato intermediário quando comparado aos perfis de verão e

inverno. Eles também tiveram baixos erros padrões da média e diferenças de aproximadamente 6 a 4 metros entre as médias da profundidades da camada de mistura modelada e observada, estando entre 50 e 60 metros de profundidade.

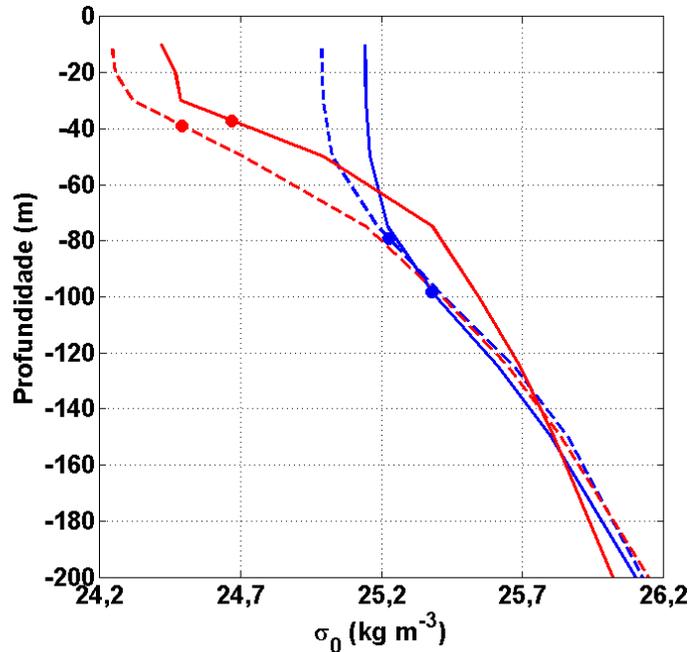


Figura 6 - Perfis verticais médios de anomalia de massa específica potencial (σ_0) para os períodos de verão (linhas vermelhas) e inverno (linhas azuis). As linhas contínuas apresentam o comportamento dos dados dos perfiladores ARGO e as linhas tracejadas do modelo HYCOM. Os círculos marcam a profundidade média da camada de mistura.

Já sobre a plataforma continental o modelo superestimou levemente os valores de temperatura na camada compreendida entre 0 e 10 metros de profundidade. Entretanto, nas demais profundidades avaliadas o comportamento do modelo se encontrou dentro do intervalo de erro dos dados *in situ* (figura não mostrada). O aquecimento em águas de plataforma continental também foi observado por Wilkin e Hunter (2013) na região do Mid-Atlantic Bight. Porém, segundo os autores, os resultados nas camadas superficiais seriam mais realísticos do que os resultados do fundo da plataforma devido à imposição das condições atmosféricas e pela assimilação realizada com dados de sensoriamento remoto. Distintamente, neste estudo foi observado que as camadas superficiais (entre 0 e 10 metros) se encontravam ligeiramente mais aquecidas. Temporalmente (Figura 7), as variações nos resultados do modelo seguiram um padrão parecido com as variações das medidas *in situ*, principalmente entre os dias 6 de abril de 2006 e 27 de outubro do mesmo ano. Todavia, o HYCOM não conseguiu quantificar muito bem os processos de mistura que ocorreram durante a atuação de possíveis ressurgências em 22 de

dezembro de 2006 e 6 e 8 de março de 2007 (BASTOS *et al.*, 2007) o que pode ser o fator chave no aquecimento evidenciado nas camadas superficiais pelo modelo.

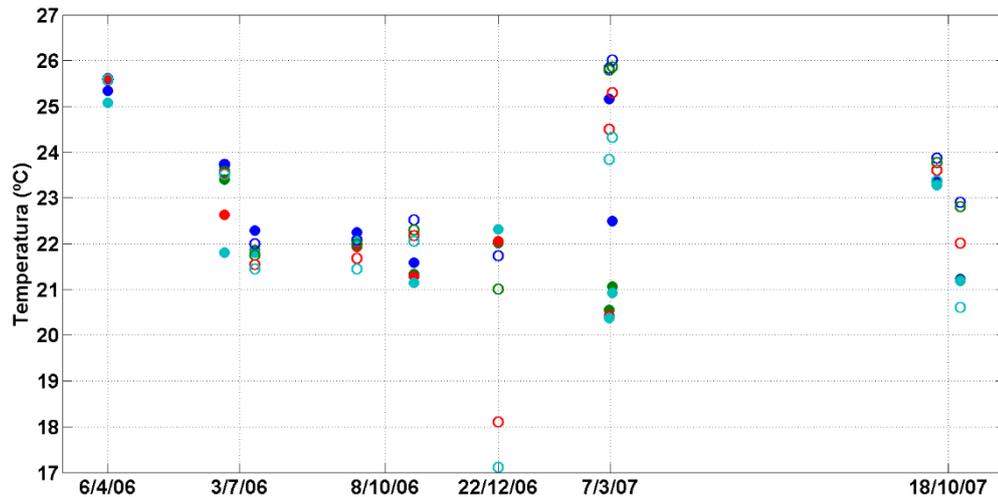


Figura 7 - Variação temporal da temperatura potencial calculada a partir dos resultados do modelo HYCOM e dos dados do CTD coletados durante o projeto RAM. Os círculos azuis representam as medidas superficiais, os verdes a 10 metros, os vermelhos a 20 metros e os cianos a 30 metros de profundidade. Os resultados do modelo são representados pelos círculos sem preenchimento enquanto que os dados amostrados são representados pelos círculos preenchidos.

Assim como nas regiões fora da plataforma continental o HYCOM tendeu a subestimar a salinidade sobre a região rasa, contradizendo Wilkin e Hunter (2013). As exceções foram nas amostragens em superfície nos dias 6 de abril de 2006 e 6 e 8 de março de 2007 (Figura 8) que segundo Bastos *et al.* (2007) foram períodos chuvosos, o que possivelmente contribuiu para a diluição do sal. A baixa capacidade do modelo em quantificar a mistura da coluna d'água em alguns eventos de possíveis ressurgências também contribuiu para separar a camada menos salina (fundo) da camada mais salina (superfície).

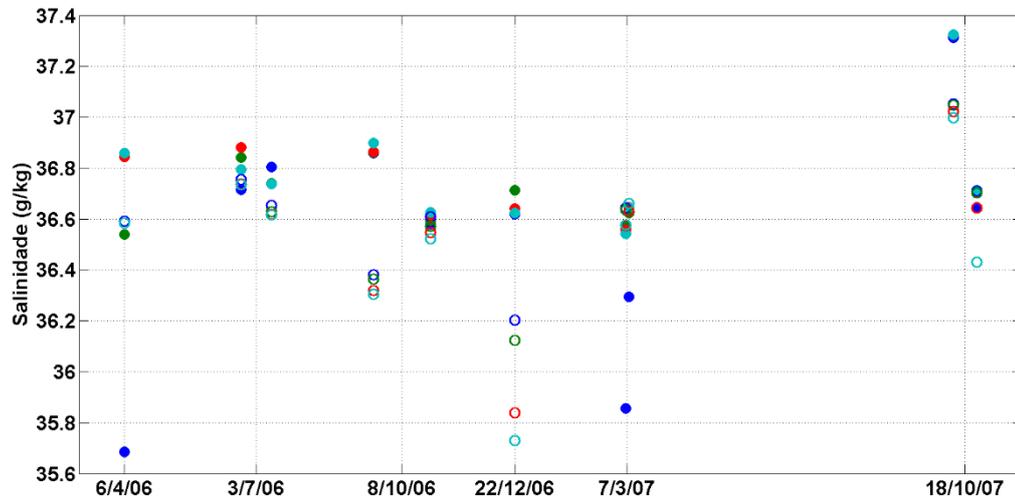


Figura 8 - Variação temporal da salinidade absoluta calculada a partir dos resultados do modelo HYCOM e dos dados do CTD coletados durante o projeto RAM. Os círculos azuis representam as medidas superficiais, os verdes a 10 metros, os vermelhos a 20 metros e os cianos a 30 metros de profundidade. Os resultados do modelo são representados pelos círculos sem preenchimento enquanto que os dados amostrados são representados pelos círculos preenchidos.

Em termos médios, as maiores temperaturas e as menores salinidades calculadas pelo HYCOM resultaram em subestimativas nos valores de massa específica. Porém, a variação temporal da massa específica apresentou um padrão de oscilação semelhante à realidade (Figura 9), com exceções nos eventos citados anteriormente de possíveis atuações de ressurgências e chuvas.

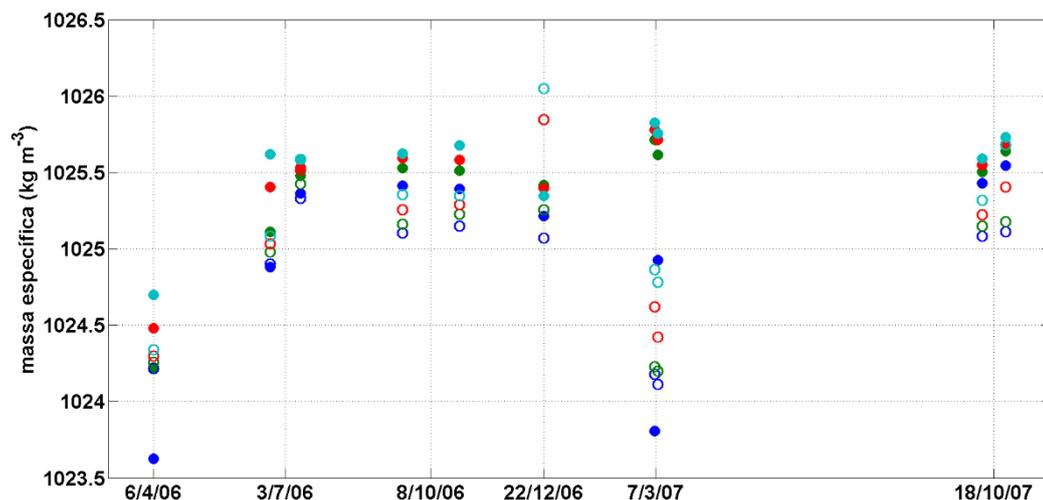


Figura 9 - Variação temporal da massa específica calculada a partir dos resultados do modelo HYCOM e dos dados do CTD coletados durante o projeto RAM. Os círculos azuis representam as medidas superficiais, os verdes a 10 metros, os vermelhos a 20 metros e os cianos a 30 metros de profundidade. Os resultados do modelo são representados pelos círculos sem preenchimento enquanto que os dados amostrados são representados pelos círculos preenchidos.

Apesar da salinidade ter sido subestimada na maioria dos casos em camadas superficiais, o fator temperatura foi relativamente bem simulado, o que proporcionou uma boa resposta em termos de variabilidade temporal a variável de interesse (massa específica). Os eventos nos quais houve divergência de valores entre o modelo e os

dados *in situ* são de características locais e de curta duração, o que não afeta de forma significativa os padrões em maiores escalas espaciais e em escalas temporais sazonais (escalas utilizadas no trabalho).

4.1.2 VENTO

A validação dos resultados de vento (intensidade das componentes) oriundos do modelo ETA foi testada para a região por Ghisolfi *et al.* (2015). O autor comparou as componentes zonal e meridional da velocidade do vento coletadas na bóia do projeto PIRATA (19°S e 34°W) e os resultados do modelo no ponto mais próximo do período entre janeiro de 2006 e julho de 2010.

Com o auxílio do Diagrama de Taylor (TAYLOR, 2001), Ghisolfi *et al.* (2015) constataram que os resultados modelados apresentaram boa variabilidade temporal (correlação linear de Pearson acima de 0,7 em ambas componentes) e que as diferenças de média e desvio padrão foram relativamente baixas e adequadas para esse estudo.

4.2 O alcance dos sensores ópticos orbitais

O amplo período e a grande área analisada neste estudo inviabilizaram o uso de amostragens periódicas *in situ*. Para suprir essa demanda, como já mencionado na seção 3.2, foram utilizados dados de sensoriamento remoto da cor do oceano. O dado amostrado pelo satélite da cor do oceano pode conter informações de até algumas dezenas de metros de profundidade (MOREL e BERTHON, 1989). Noventa por cento da irradiância total incidente na superfície do oceano (I_0) retorna à atmosfera e é proveniente da primeira profundidade óptica, ou seja, da profundidade até onde a irradiância (I_z) é reduzida a 37% do seu valor na superfície, isto é $I_z = 0,37I_0$ (GORDON e MCCLUNEY, 1975). Assim, a determinação da concentração de pigmentos através do sensoriamento remoto orbital é restrita a essa camada (SOUZA, 2005).

A densidade ligeiramente maior de grande parte dos grupos fitoplanctônicos comparativamente a massa específica das camadas superficiais dos oceanos tropicais e a fotoinibição acarretam em uma tendência de submersão e acúmulo de

produtores primários junto ao topo da picnoclina. Esse efeito é responsável pelo desenvolvimento da profundidade máxima de clorofila (PMC) que normalmente varia verticalmente de acordo com as variações temporais da picnoclina ou com a atuação de processos físicos turbulentos convectivos (REYNOLDS, 2006).

Uma única informação *in situ* de um *proxy* de biomassa do fitoplâncton (neste caso, a fluorescência) (Figura 10) na região e no mesmo período analisado mostra que a PMC se encontrava entre 90 e 120 metros de profundidade na região de bacia oceânica em dezembro de 2011 (MARTINS, 2014). Essa faixa de profundidade estava próxima ao limite da zona eufótica ($p(I_z) = 0,01I_0$) daquele período (estimativa por sensoriamento remoto disponível em oceancolor.gsfc.nasa.gov). Com isso, uma vez que o perfil de decaimento da luz na coluna de água segue uma curva exponencial (TALLEY *et al.*, 2011), conclui-se que o sensor MODIS não foi capaz de captar a PMC evidenciada na Figura 10, já que a PMC é mais profunda do que a primeira profundidade ótica. A exceção pode ocorrer sobre a plataforma continental.

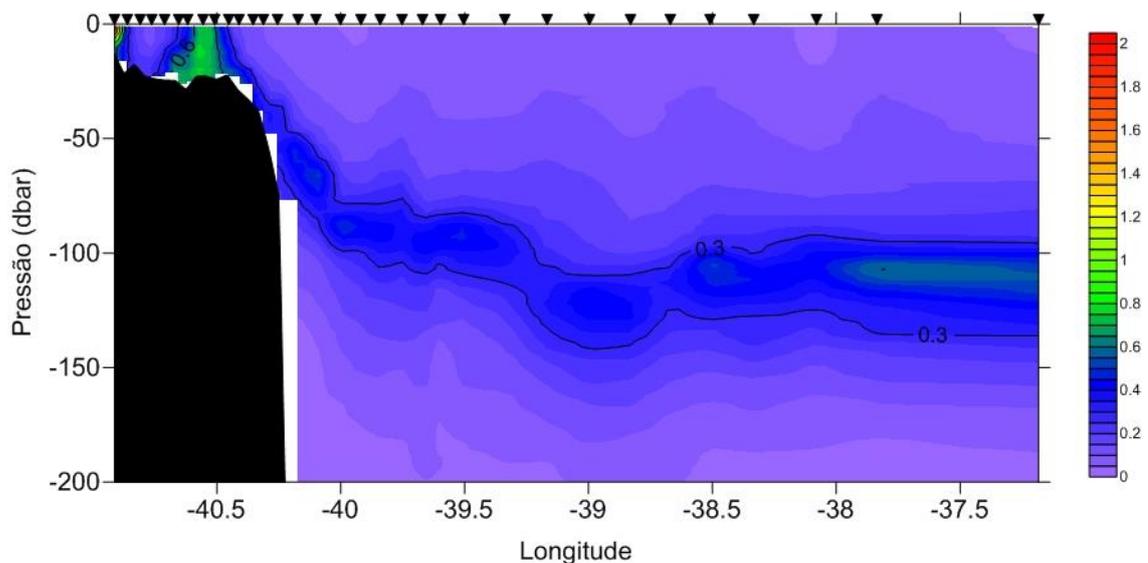


Figura 10 - Transecto sobre o paralelo de 21,4°S de fluorescência (em unidades relativas de fluorescência) coletado durante a operação MCT III da Marinha do Brasil em dezembro de 2011. Fonte: Martins (2014).

Assim, apesar da necessidade de se realizar uma avaliação mais detalhada sobre a variabilidade da PMC e a profundidade máxima da qual o sensor capta a radiação emergente, os resultados obtidos neste estudo focam na variabilidade espaço-temporal da [chl-*a*] apenas dos primeiros metros da coluna d'água.

4.3 Distribuição espaço-temporal da [chl-a] e suas interações com parâmetros ambientais

A média de [chl-a] referente ao período de janeiro de 2003 a dezembro de 2013 é apresentada na Figura 11. Nela verifica-se que as maiores concentrações ocorreram nas porções internas e, possivelmente, médias da plataforma continental. A partir da região de quebra de plataforma (entre 60 e 70 metros de profundidade) ocorreu uma redução abrupta na [chl-a] que atingiu valores quase 100 vezes menores em oceano profundo. Segundo Reynolds (2006), esse padrão reflete o alto potencial para suportar maiores níveis de biomassa e produção primária em regiões de plataforma continental próximas à costa. Esses locais apresentam um rápido intercâmbio de recursos com o sedimento de fundo que, juntamente com a entrada de novos recursos oriundos do continente, provém maiores oportunidades de crescimento às microalgas (NOERNBERG *et al.*, 2007; SOUZA *et al.*, 2007; MACHADO *et al.*, 2009; PALACZ *et al.*, 2011; ALVAREZ *et al.*, 2012).

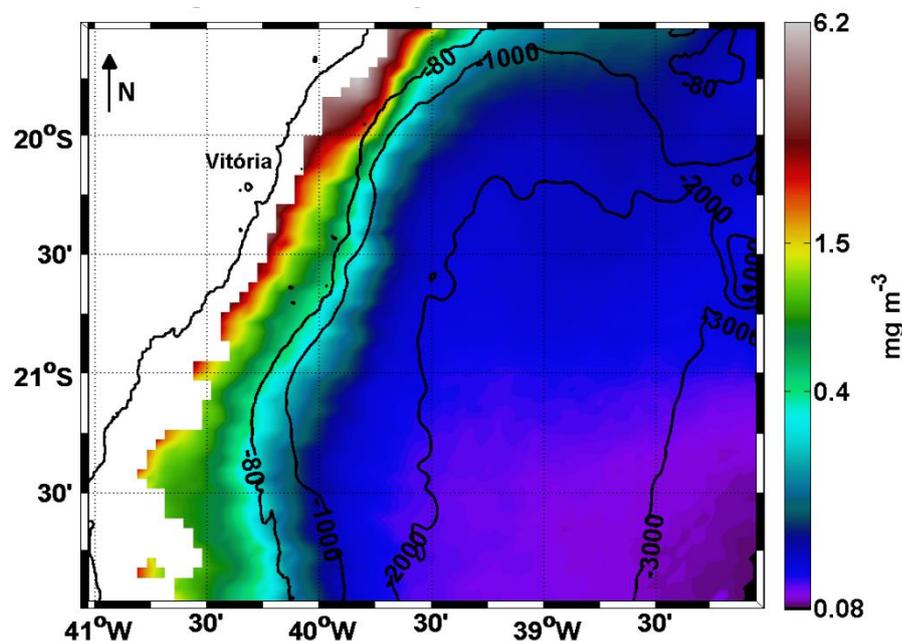


Figura 11 - Média de [chl-a] entre janeiro de 2003 e dezembro de 2013.

Na média mostrada na Figura 11 as porções central e norte da plataforma continental são caracterizadas por valores de [chl-a] superiores a $2,0 \text{ mg m}^{-3}$. Esses valores estão acima das concentrações de $1,5 \text{ mg m}^{-3}$ observadas em subsuperfície e associadas a eventos de ressurgência (BRANDINI, 1990; CASTRO e MIRANDA 1998; CASTRO *et al.*, 2008; PALMA e MATANO, 2009), que seriam números considerados

elevados. Apesar da possível superestimação dos valores de [chl-a] (MOORE *et al.*, 2009) nas partes internas da plataforma continental analisada o foco do trabalho é voltado para a variabilidade espaço-temporal do pigmento e, por isso, as discussões e conclusões seguintes não serão deprimidas por esse fator.

Além das maiores concentrações médias, foi sobre a plataforma onde ocorreram as maiores variabilidades na [chl-a] (Figura 12). Esse padrão indica que os locais mais próximos à costa estiveram sujeitos a variabilidade na atuação de processos físicos que proporcionam um maior suporte ao desenvolvimento fitoplanctônico (REYNOLDS, 2006). Por exemplo, a própria hidrodinâmica tem um importante papel nesse contexto. Em águas rasas a camada limite de fundo na qual atuam as forças friccionais pode ocupar toda a coluna d'água (JOHNS, 1983). A região da camada limite de fundo é um ambiente turbulento na qual as forças friccionais são transferidas por processos turbulentos. À medida que ocorre um transporte mais intenso de propriedades físicas e químicas há, conseqüentemente, uma maior disponibilização de nutrientes para o fitoplâncton nessa região. Somada às correntes, as ondas intensificam o processo de mistura quando sentem o fundo e suspendem partículas decantadas devido à movimentação das partículas na água durante a sua passagem na superfície.

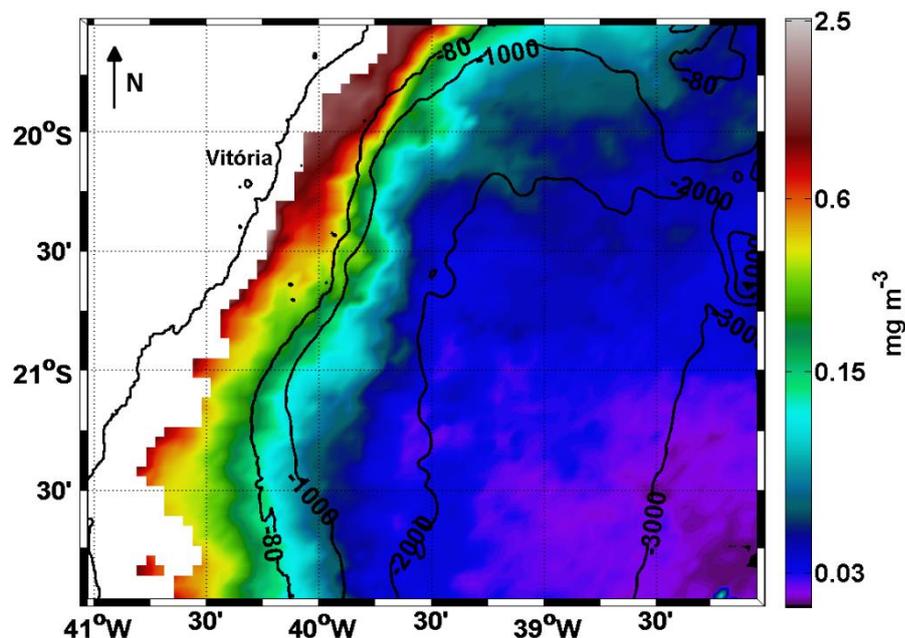


Figura 12 – Desvio padrão da [chl-a] entre janeiro de 2003 e dezembro de 2013.

A fim de verificar a variabilidade dos ciclos de concentração do pigmento foi gerado o mapa da distribuição espacial dos valores de correlação linear de Pearson

entre as séries de anomalias (com remoção da média temporal total) de cada ponto e seus respectivos harmônicos anuais (Figura 13).

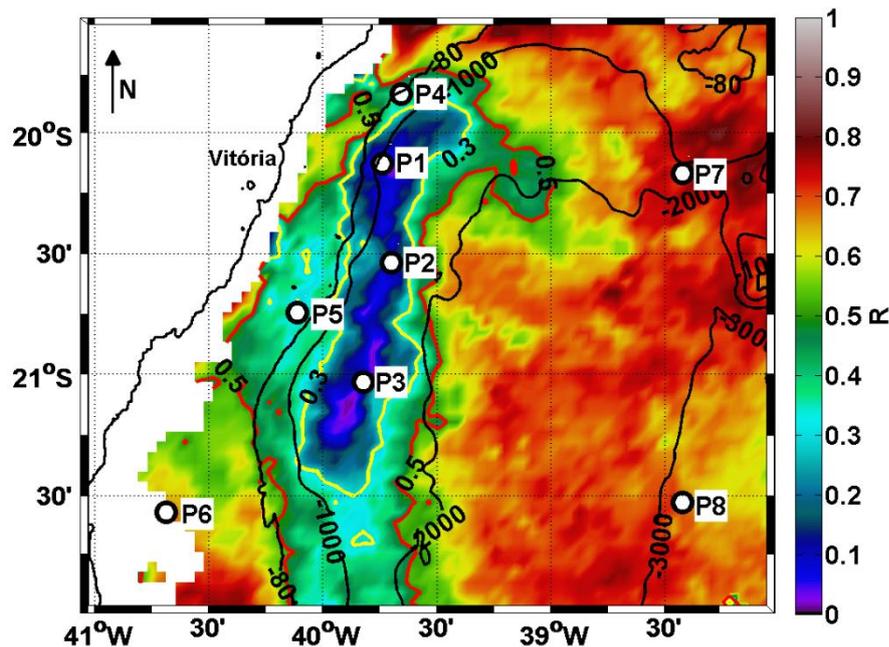


Figura 13 - Mapa de correlação R entre as séries de anomalias de [chl-a] e seus respectivos harmônicos anuais. Os pontos P1 a P8 representam os locais de coleta de séries temporais de [chl-a]. A isolinha vermelha delimita regiões com correlação R abaixo de 0,5 e a amarela congrega áreas com correlação menor que 0,3.

Na Figura 13 foram evidenciadas três áreas distintas: a) uma que engloba quase toda a região de estudo e apresenta valores de correlação R acima de 0,5; b) uma região de correlação menor que 0,3 entre a quebra de plataforma e o talude continental próximo a 20°S, que se estende até 21,5°S; e c) uma região com correlações intermediárias entre 0,3 e 0,5.

Para se identificar o(s) padrão(ões) de variabilidade da [chl-a] na região foram construídas séries temporais das médias mensais para os pontos assim distribuídos na Figura 13: a) três na área de menor correlação (P1, P2 e P3); b) três em plataforma continental a mesma distância da costa (P4, P5 e P6) e; c) dois pontos em áreas oceânicas com altos valores de R (P7 e P8).

As séries médias anuais (Figura 14) mostram que na maior parte da região de estudo representada por valores de correlação acima de 0,5 (pontos P6, P7 e P8) caracterizam o ciclo anual de floração caracterizado por períodos de alta biomassa no meio do ano (inverno) e os períodos de baixa no início e fim do ano (verão), ratificando os resultados reportados por Valentin (2007) e Ciotti *et al.* (2010) na mesma área. A princípio, esse resultado contradiz o proposto por Nybakken (1997) que afirma que a biomassa fitoplanctônica em oceanos tropicais não apresenta um ciclo anual muito

marcante devido à forte insolação recebida por esses oceanos durante todo o ano, o que dificultaria a mistura entre a superfície iluminada e as regiões profundas ricas em nutrientes. Entretanto, alguns outros trabalhos (por exemplo, DANDONNEAU e GOHIN, 1984; RADENAC e RODIER, 1996; GEORGE *et al.*, 2012; JENA *et al.*, 2013) mostraram que o inverno é o único período do ano no qual existe uma redução na estratificação térmica da coluna d'água suficiente para aprofundar a camada de mistura até níveis próximos à nutriclina. Isso favoreceria o contato do fitoplâncton com os nutrientes presentes em regiões mais profundas, o que aumentaria as taxas de produção nova propiciando a ciclicidade anual na biomassa dos produtores primários.

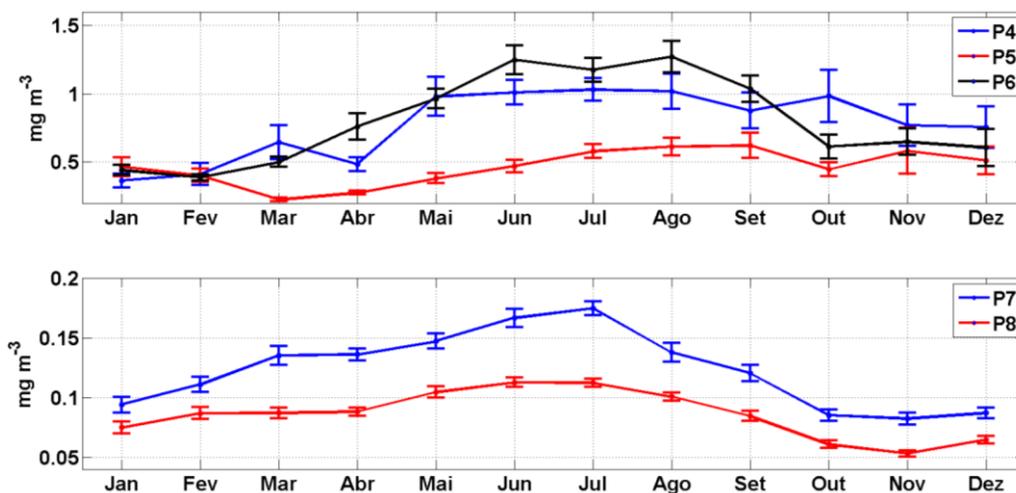


Figura 14 - Séries temporais das médias mensais da [chl-*a*] juntamente com os erros padrões associados dos pontos P4, P5 e P6 (acima) e P7 e P8 (abaixo).

As principais exceções ao padrão de floração anual ocorreram nos pontos onde os valores de *R* foram menores que 0,3. Neles, observou-se uma floração centrada no inverno e outra em dezembro (Figura 15). Nota-se que a floração em dezembro é mais intensa que a floração no inverno nos pontos P1 e P2 e similar à floração na estação fria no ponto P3, o que mostra um decaimento da intensidade da floração no sentido sul. Outra característica que se destaca é a grande variabilidade de concentração do pigmento que está associada à floração em dezembro (elevado erro padrão), sugestivo de uma considerável variabilidade espaço-temporal na atuação da(s) força(s) que a condicionariam.

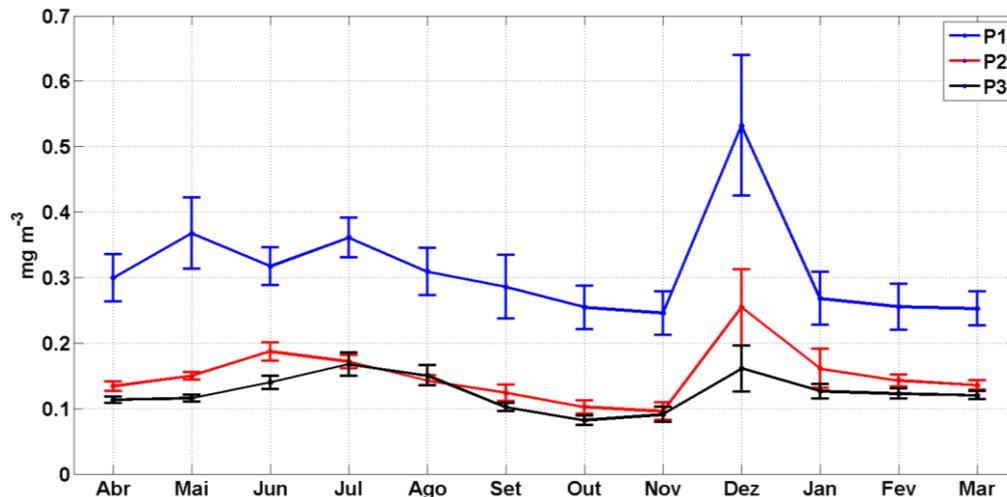


Figura 15 - Séries temporais das médias mensais da [chl-a] juntamente com os erros padrões associados dos pontos P1, P2 e P3. O início da série está deslocado em 3 meses em relação ao início do ano para facilitar a observação da ciclicidade semianual.

Nos pontos P4 e P5 o padrão anual também salientou a floração de inverno. No entanto, valores relativamente altos da [chl-a] foram observados durante a primavera, o que sugere uma sobreposição de modos de variação temporal que podem estar sobre a influência da dinâmica que ocorre sobre a região vizinha de baixa correlação e/ou de processos locais sobre a plataforma continental. Uma análise mais aprofundada nesse padrão será apresentada adiante.

Distintamente do padrão evidenciado para a [chl-a], não foi observada nenhuma resposta em termos da temperatura média mensal da superfície do mar que distinguísse a região entre 20°S e 21,5°S para o mesmo período. Toda a área de estudo apresentou valores de R entre o harmônico anual da temperatura da superfície do mar (TSM) e a série de anomalias da TSM acima de 0,8 (não mostrado), sugerindo que a dinâmica que a condiciona ocorre sub-superficialmente. Da Silva² mostra que picos de ressurgência de curta duração sobre a plataforma continental da região de estudo entre o fim da primavera e o verão identificados via dados diários de sensoriamento remoto se sobrepõem às variações sazonais de resfriamento/aquecimento da superfície do mar e podem influenciar na dinâmica física e biológica em escalas temporais menores.

As duas florações identificadas por meio das séries temporais médias de um ano puderam ser mais bem detalhadas com o uso da fenologia da [chl-a]. Esse método se adapta bem nos casos em que há um intervalo com maiores [chl-a] entre dois intervalos de baixa. Nesse caso, as duas florações identificadas pelos métodos

² Publicação em preparação pela Pós-doutoranda do Laboratório Poseidon Meyre Pereira da Silva.

anteriores foram assumidas como independentes e foram feitos os seguintes ajustes: 1 - modelou-se um ano completo em toda a área de estudo; 2 - a região com coeficiente de determinação (R^2) entre os dados medidos e a curva modelada menor que 0,7 foi excluída da análise inicial; 3 - a região excluída apresentou, basicamente, as duas florações no intervalo de um ano e, por isso, foram realizadas duas novas modelagens, sendo uma com o ano iniciando em janeiro (tendo como período de floração entre abril e setembro – assumida como floração de inverno) e outra com o ano iniciando em julho (com período de floração entre outubro e março – assumida como floração de verão). Nos meses fora do período de floração, as concentrações de clorofila-a foram assumidas como constantes e iguais ao mínimo valor observado entre aqueles meses; 4 - a área excluída do campo obtido no item 1 foi complementada com os resultados obtidos na modelagem com o ano se iniciando em janeiro (etapa 3). Assim, obteve-se um resultado para a floração assumida como de inverno e outro para a floração assumida como de verão.

Os menores níveis de [chl-a] ajustados à curva de floração anual mostraram que não existem grandes diferenças na concentração de base tanto na floração de inverno quanto na floração de verão (Figura 16). Em ambos os casos a região de plataforma continental apresentou valores de nível de base acima de $0,2 \text{ mg/m}^3$, enquanto que em regiões profundas as concentrações dificilmente ultrapassaram $0,1 \text{ mg/m}^3$. Porém, nota-se pela isóbata de 80 metros que em ambos os casos a região de plataforma continental entre $19,75^\circ\text{S}$ e $20,25^\circ\text{S}$ apresentou maiores valores de nível de base quando comparadas às demais regiões de mesma profundidade em ambos os casos.

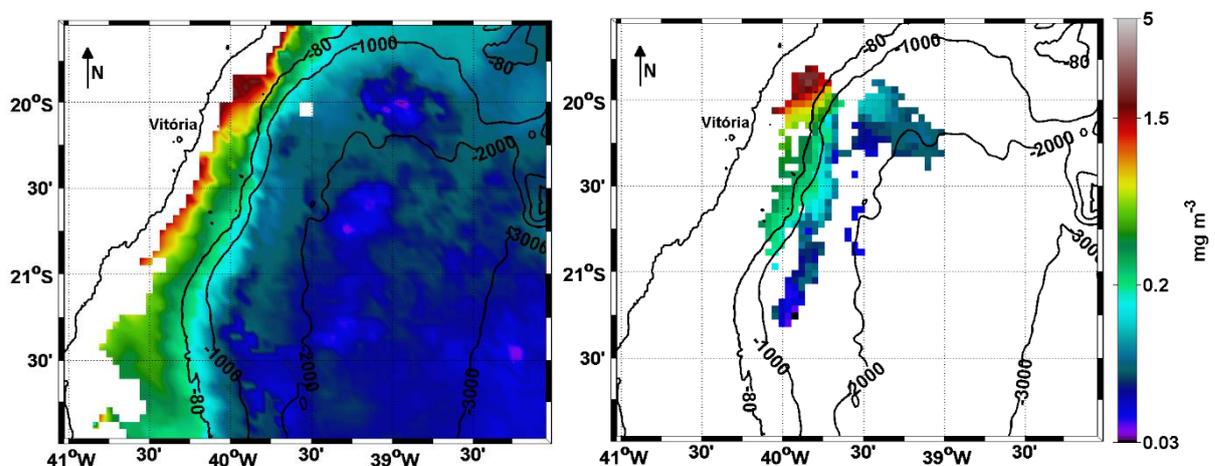


Figura 16 - Nível de base da [chl-a] da floração de inverno (esquerda) e da floração de verão (direita).

Tanto no nível de base de concentração de clorofila-a (Figura 16) quanto na amplitude da floração ($= [\text{chl-a}]_{\text{max}} - [\text{chl-a}]_{\text{base}}$) (Figura 17), ambas as estações apresentaram padrão semelhante, com uma redução nos valores no sentido da plataforma continental para a bacia oceânica. Esse padrão, como dito anteriormente, decorre das melhores condições existentes no oceano costeiro para o desenvolvimento fitoplanctônico em comparação ao oceano profundo adjacente.

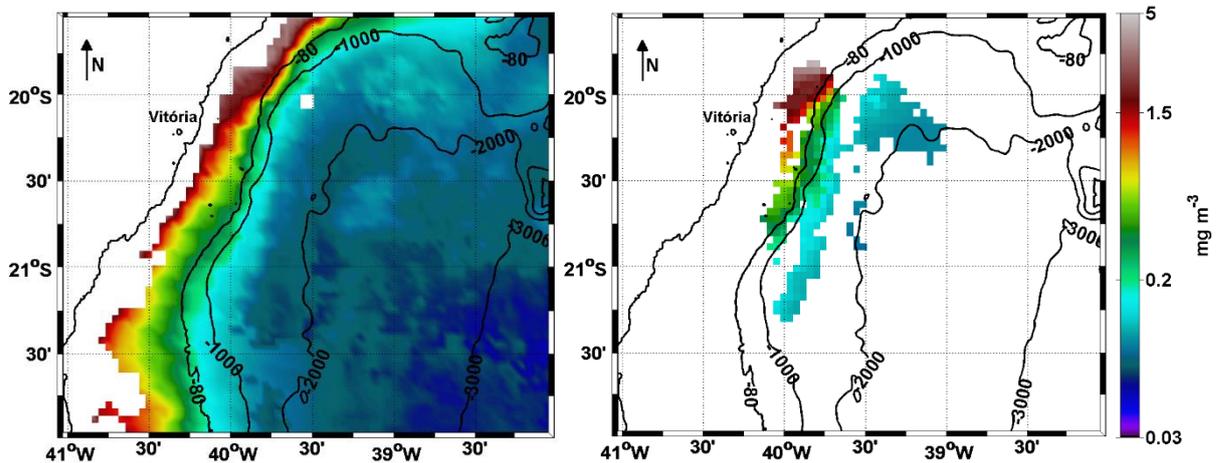


Figura 17 – Amplitude da floração de [chl-a] na floração de inverno (esquerda) e na floração de verão (direita).

O início das florações variou espacialmente tanto na floração de inverno quanto na de verão (Figura 18). No inverno, a floração se iniciou primeiramente na região central do embaiamento no meio do mês de março, enquanto que sobre a plataforma continental o início ocorreu entre o final de maio e início de julho. Coincidentemente, o início prematuro da floração de inverno na região oceânica do Embaiamento de Tubarão foi acompanhado pela maior duração da floração (Figura 19) e menor amplitude da floração (Figura 17). Nessa região a floração chegou a durar mais de quatro meses, enquanto que o restante da área ela oscilou entre 1,5 a 2,5 meses.

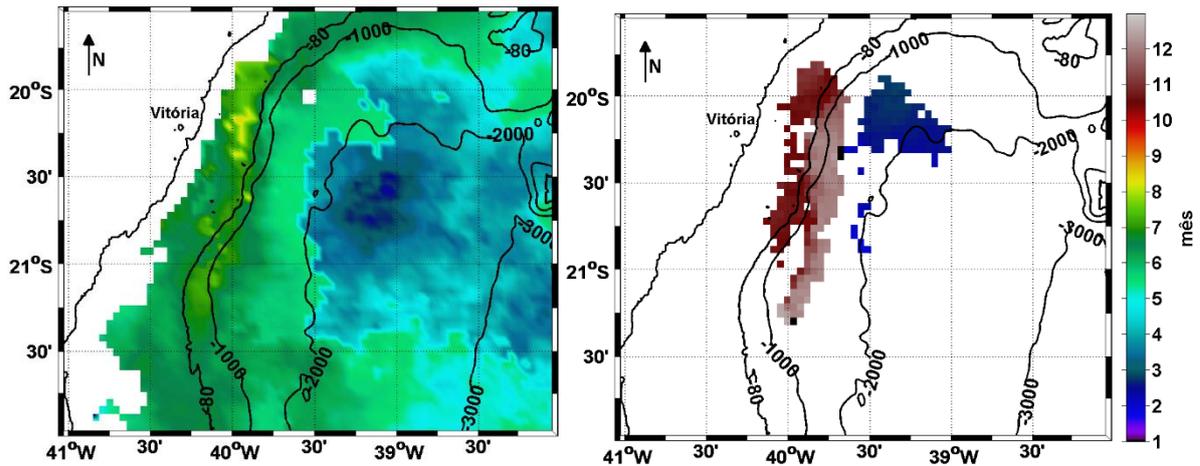


Figura 18 – Mês de início da floração de [chl-a] no inverno (esquerda) e no verão (direita).

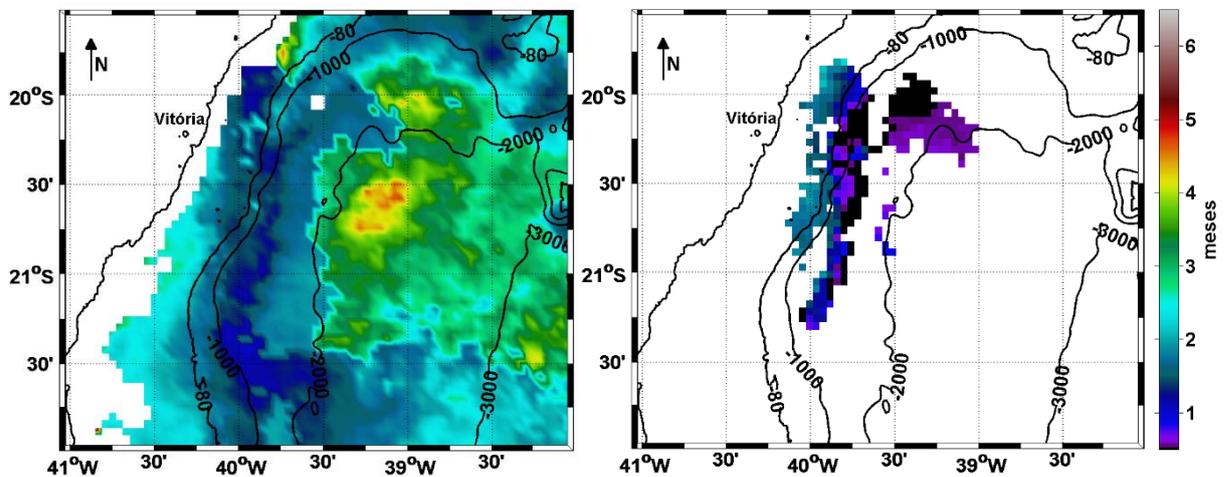


Figura 19 - Duração (meses) da floração de [chl-a] de inverno (esquerda) e de verão (direita).

Já no verão, o início da floração ocorreu entre o fim de outubro o início de dezembro, caracterizando diferenças espaciais máximas de um mês e meio. Distintamente do padrão observado na floração de inverno, ela ocorreu primeiramente sobre a plataforma continental. A exceção foi a pequena região no centro do embaixamento em que a floração se iniciou em janeiro. Entretanto, essa pequena região que matematicamente apresentou uma boa adaptação à curva gaussiana da Equação 4 foi a área com maiores níveis de ruídos em termos de presença de componentes temporais da [chl-a] de toda a área de estudo (resultado não apresentado nesse trabalho), o que torna inviável a caracterização de um padrão físico de floração recorrente de verão nessa área com os dados utilizados.

Similarmente ao observado no padrão da floração de inverno, na floração de verão o início prematuro também foi acompanhado pela maior duração da floração (1,5 meses) (Figura 19). No entanto, distintamente, no verão foi observada a maior amplitude da floração (Figura 17).

Florações de longa duração também foram identificadas por Lemos (2014) sobre os montes da Cadeia Vitória-Trindade. O autor associou o padrão observado à dinâmica de mistura decorrente dos fluxos de calor na interface oceano-atmosfera. As florações ocorreram quando o oceano perdeu calor para a atmosfera (entre março e setembro).

O fluxo líquido negativo de calor também foi considerado por Ghisolfi *et al.* (2015) como o principal fator para o desenvolvimento da floração de inverno na região do Banco de Abrolhos. Apesar disso, eles também identificaram o início de floração ocorrendo primeiro nas regiões externas do Banco de Abrolhos do que em regiões mais próximas à costa. Essa diferenciação foi associada ao possível desenvolvimento de vórtices e meandros, à vorticidade relativa associada à Corrente do Brasil e a atuação de ventos favoráveis à ressurgência na borda da plataforma continental. Esses fatores atuam sobrepostos ao padrão de fluxo de calor e poderiam favorecer o suprimento de nutrientes a essa região externa do banco um pouco mais cedo.

Neste estudo não se consegue definir uma causa para o padrão observado. No entanto, questiona-se se padrão evidenciado pela fenologia não é fictício e tenha decorrido do critério de definição do início e término da floração, haja vista a baixa amplitude da [chl-a] na região oceânica.

Tendo em vista, em termos médios anuais, a existência de duas claras florações, optou-se pelo uso da análise de EOFs visando identificar a recorrência dessas florações como modos de variabilidade. Com essa análise foi possível identificar dois principais modos (significantes segundo o teste de North *et al.* (1982)) que também apresentaram um comportamento sugestivo de florações de inverno em toda a área de estudo e de verão em uma região da plataforma e talude continental.

O primeiro modo de variabilidade foi responsável por 41,9% da variabilidade nos dados (Figura 20) e evidenciou um padrão com uma recorrência de florações centradas nas estações de inverno (principalmente entre junho e agosto) e no início das primaveras (meses de setembro e outubro na maioria dos anos) em toda a região de estudo. O ciclo dominante foi o anual (Figura 21).

As regiões internas da plataforma continental, assim como na análise fenológica, apresentaram as maiores amplitudes de oscilação nos dados, o que é consequência, como dito anteriormente, da maior capacidade de suporte do sistema e da dinâmica desse local (REYNOLDS, 2006). Outros trabalhos na costa sudeste

brasileira ratificaram esse resultado (por exemplo, SILVA 2005; VALENTIN, 2007; CIOTTI, *et al.*, 2010; KAMPEL, 2013; FERNANDES, 2013; DELCOURT, *et al.*, 2013) quando também indicaram esse incremento de biomassa no inverno.

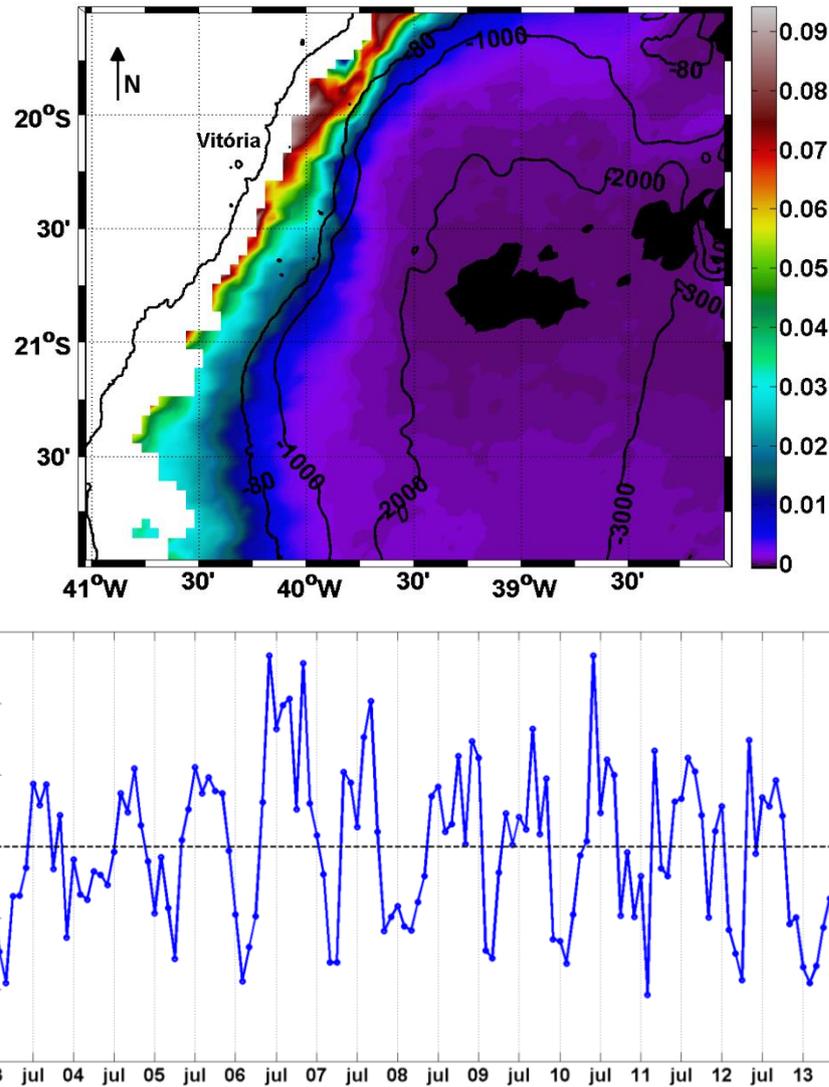


Figura 20 - EOF do principal modo de variabilidade da [chl-a] (responsável por 41,9% da variabilidade dos dados). Acima a distribuição espacial e abaixo a distribuição temporal da primeira componente principal.

Deve-se ressaltar que apesar de não ser o foco desse trabalho, é notável a variabilidade interanual com florações de distintas intensidades ou com maior ou menor duração, como por exemplo no ano de 2008 em que as anomalias de [chl-a] se mantiveram positivas de junho a janeiro de 2009.

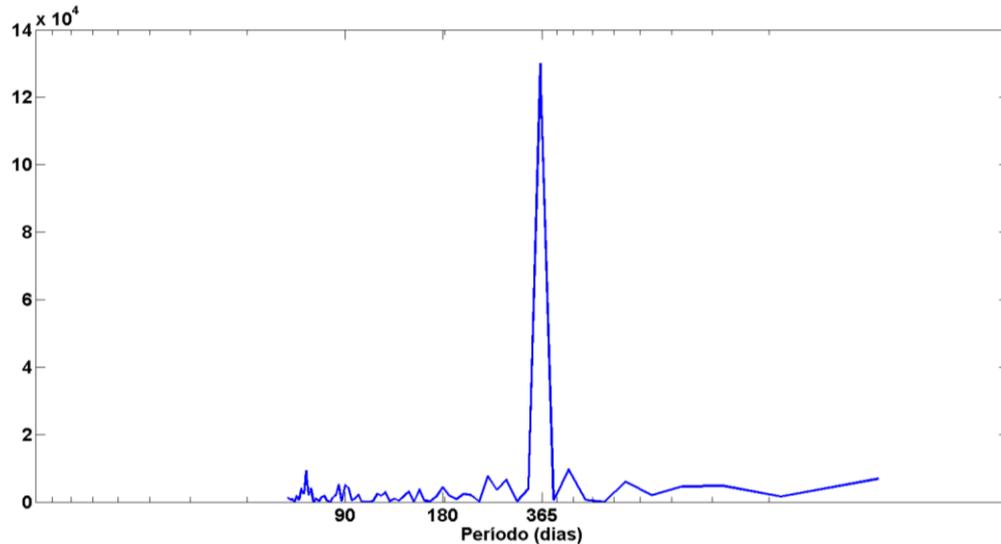


Figura 21 - Periodograma da série temporal da componente principal 1.

O segundo modo explicou 13,8% da variabilidade dos dados. A feição mais significativa na distribuição espacial deste modo foi a presença de uma estrutura do tipo “gangorra” centrada, principalmente, na porção norte da plataforma continental e central do talude continental (Figura 22). Nessa figura, a região delimitada pela isolinha azul engloba valores positivos no campo espacial e é similar à área de baixa correlação com o harmônico anual ($R < 0,3$) indicada na Figura 13 e com a região delimitada como de floração de verão pela análise de fenologia, enquanto que o restante da região apresentou valores negativos ou nulos no campo espacial.

Da mesma forma que no primeiro modo, o padrão de variabilidade temporal foi anual (Figura 23). Também recorrentes porém, distintamente, no segundo modo as florações estiveram centradas entre a primavera e o início do verão. A diferença de fase de seis meses entre as anomalias positivas que definem as florações da EOF1 e da EOF2 caracteriza um padrão semianual na região delimitada pela isolinha azul (Figura 22)

O segundo modo da EOF também apresentou variações interanuais em relação à duração e à intensidade das florações, sendo que a partir de 2009 os períodos de anomalias positivas na região delimitada se concentraram entre os meses de novembro e janeiro. Isso também evidencia, assim como mencionado anteriormente, a atuação recorrente de eventos localizados entre 20° e $21,5^\circ\text{S}$ entre a plataforma média e talude continental que atuam disponibilizado nutrientes que favorecem o desenvolvimento da segunda floração do ano restrita a essa região.

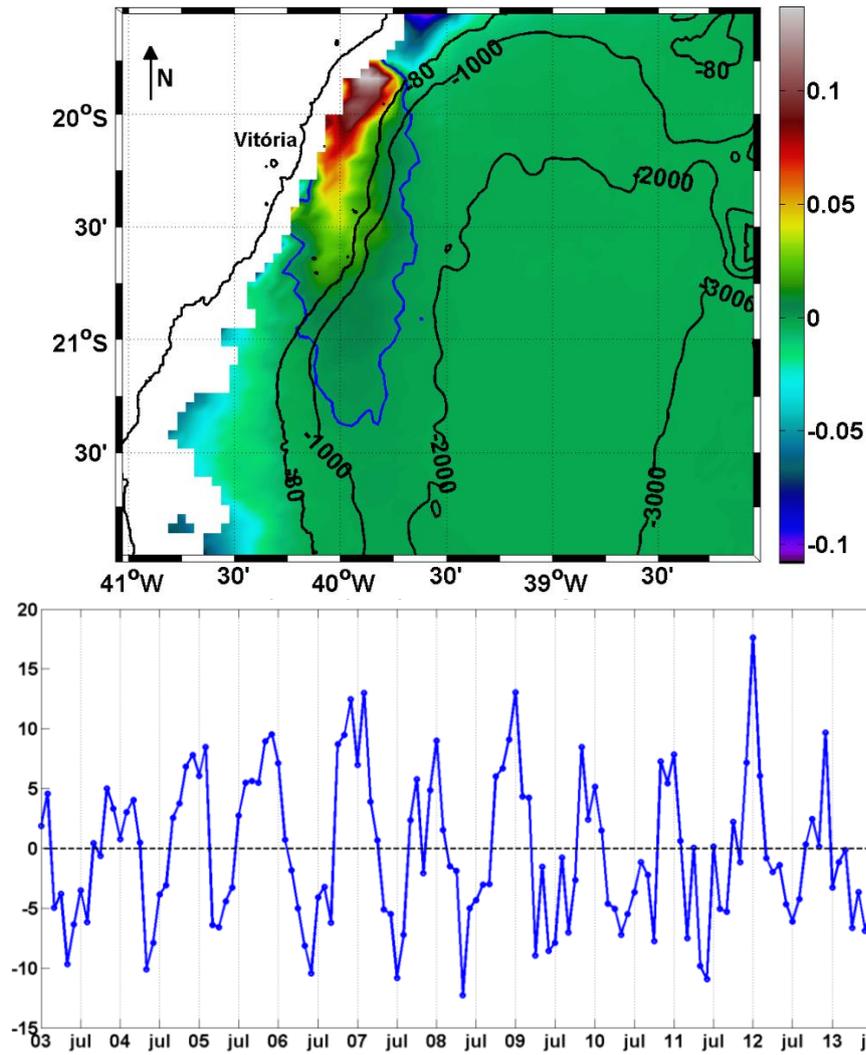


Figura 22 - EOF do segundo modo de variabilidade da [chl-a] (responsável por 13,8% da variabilidade dos dados). Acima a distribuição espacial e abaixo a distribuição temporal da segunda componente principal. A isolinha azul representa o valor zero da distribuição espacial.

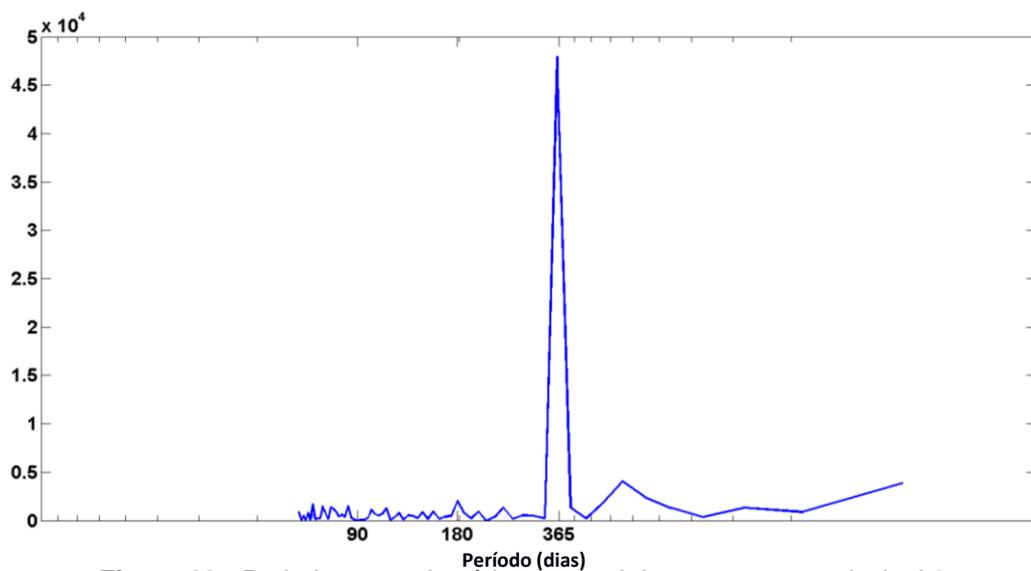


Figura 23 - Periodograma da série temporal da componente principal 2.

A associação entre os modos de variabilidade da [chl-a] e os modos da profundidade da camada de mistura, módulo da tensão de cisalhamento do vento ($|\tau_{total}|$) e do rotacional da tensão de cisalhamento do vento ($(\nabla \times \vec{\tau})_k$) foi avaliada a partir do método SVD.

Na análise entre a variabilidade da profundidade da camada de mistura e a [chl-a] houve uma alta correlação linear de Pearson, $R = 0,76$ (Figura 24). A relação entre os modos apresentados tem 98,4% da covariância total entre os parâmetros que estão intimamente ligados à sazonalidade bem definida (verão – inverno) tanto da [chl-a], quanto da profundidade da camada de mistura.

O perfil espacial e o temporal da [chl-a] se mantiveram semelhantes aos perfis apresentados pela primeira componente da EOF (Figura 20) e as suas diferenças ocorreram principalmente devido à redução do N amostral (de 132 nas EOFs para 84 nos SVDs) para aplicação do método estatístico. Parece ter havido uma mistura de informações entre as componentes 1 (Figura 20) e 2 (Figura 22) da EOF já que existe uma região (delimitada pela isolinha azul) que apresenta pequenas oscilações de anomalias fora de fase com o restante da área.

Com relação à profundidade da camada de mistura, toda a área oscila em fase com as menores (maiores) variações ocorrendo sobre a(o) plataforma continental (oceano profundo). Os núcleos de maiores valores na região central do embaixamento podem estar associados à dinâmica turbulenta local que segundo Arruda *et al.* (2013) tem a capacidade de desenvolver vórtices ciclônicos e anticiclônicos, afetando o perfil vertical de massa. Entretanto, não foi observado nenhuma resposta em termos de [chl-a] associada a esses mesmos locais e escalas.

O forte acoplamento entre a [chl-a] e a profundidade da camada de mistura se reflete no alto valor da correlação linear de Pearson ($R=0,76$) sugerindo que o aumento na [chl-a] esteja intimamente relacionado com o aprofundamento da camada de mistura. Além disso, o padrão mostrado na Figura 24 evidencia que as oscilações fora de fase entre as variáveis foram exceções.

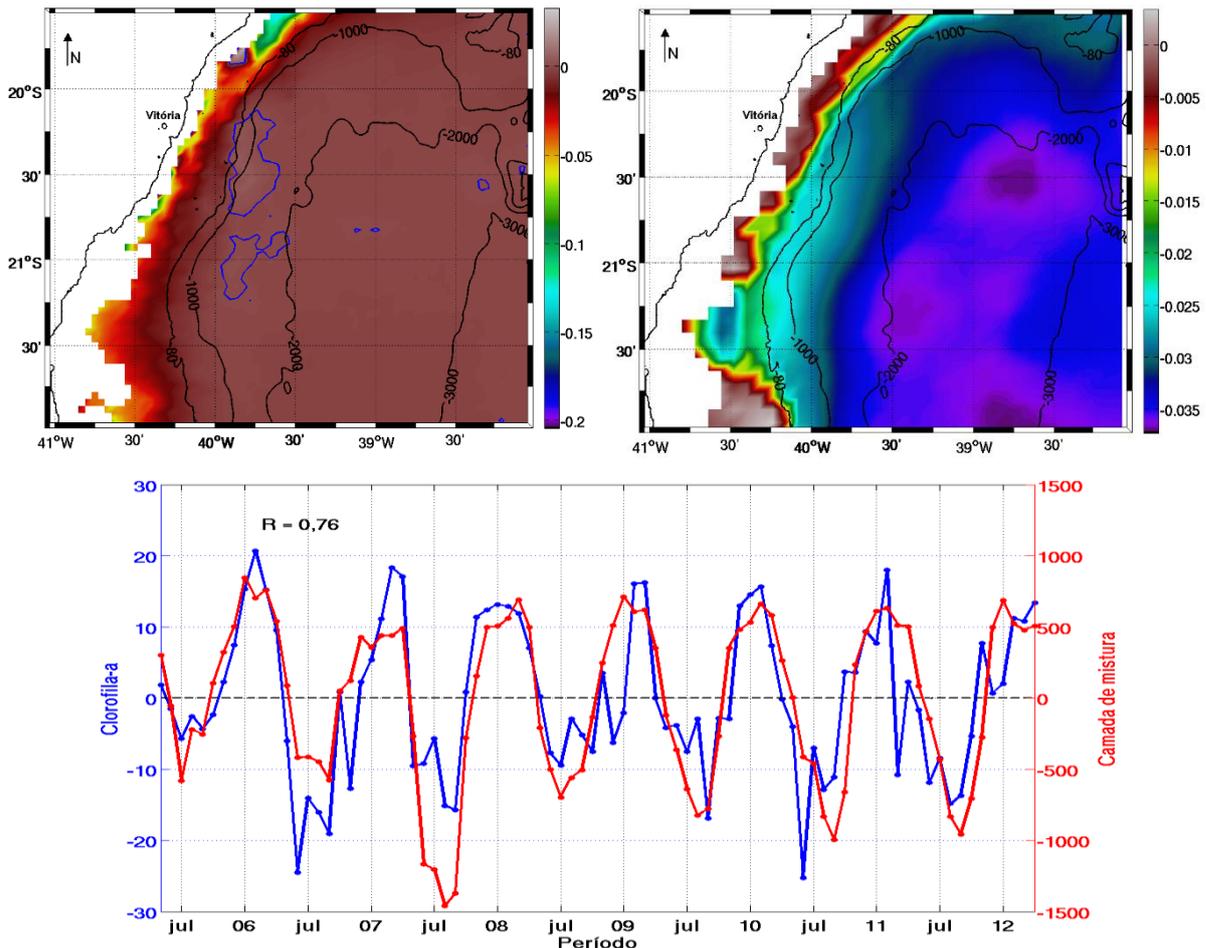


Figura 24 – SVD referente a 98,4% da covariância entre a [chl-*a*] e a profundidade da camada de mistura. As imagens superiores mostram os padrões espaciais sendo o da esquerda referente a [chl-*a*] e o da direita referente a profundidade da camada de mistura. Abaixo são apresentados os perfis temporais referentes a essas componentes. A isolinha azul representa o valor zero da distribuição espacial de [chl-*a*].

Também ficou claro que a hipótese da profundidade crítica de Sverdrup (1953) sobre a redução da capacidade de suporte proporcionada pelo oceano ao fitoplâncton durante os períodos de camada de mistura mais profunda não é válida para o Embaiamento de Tubarão. Siegel *et al.* (2002) mostrou que essa hipótese não se aplica aos oceanos tropicais pois o aprofundamento da camada de mistura nesses oceanos não é suficiente para manter grande parte da biomassa fitoplanctônica na zona afótica.

Já a tensão de cisalhamento do vento tem um importante papel na introdução de *momentum* na coluna d'água e, conseqüentemente, no aumento da turbulência nas camadas superficiais dos oceanos. O *momentum* inserido tende a gerar uma tensão na base da camada de mistura o que contribui para o desenvolvimento de instabilidades de pequena escala nessa região. Essas instabilidades contribuem no aumento da massa específica da camada de mistura devido ao movimento vertical de

água em sua base e, como consequência, ela se aprofunda (MOUM e SMYTH, 2001; KANTHA e CLAYSON, 2003).

A inter-relação entre a profundidade da camada de mistura e o módulo da tensão de cisalhamento do vento foi analisada e o resultado é mostrado na Figura 25. A análise de SVD entre esses dois parâmetros explicou 93,3% da covariância entre eles que ocorreu entre componentes secundárias das duas variáveis.

No padrão espacial da camada de mistura há uma região restrita à plataforma continental externa que oscilou fora de fase em relação ao restante do embaiamento. O modo do módulo da tensão de cisalhamento do vento, por outro lado, apresentou um único padrão sobre toda a área.

Embora as duas variáveis variaram temporalmente de forma acoplada, há uma nítida defasagem temporal entre os picos da profundidade da camada de mistura e do módulo da tensão de cisalhamento do vento que se refletiu no baixo coeficiente de correlação linear de Pearson ($R = 0,22$).

Esse padrão sugere que nas escalas espaciais e temporais analisadas, o início do aprofundamento da camada de mistura não esteja associado com o aumento na tensão de cisalhamento do vento, já que ele iniciou no final do outono quando a intensidade do vento ainda era baixa. Porém, nota-se que a camada de mistura se manteve em níveis mais profundos até o fim do inverno em todo o período analisado, sugerindo que o incremento na tensão de cisalhamento do vento nesse período pode ter contribuído na manutenção do espessamento dessa camada.

A região da plataforma externa com comportamento diferenciado apresentou anomalias oscilando entre ± 15 metros. Apesar de não ser tão significativa em termos matemáticos, ela pode sim ter um importante significado físico em eventos de entrada de águas frias e deve ser avaliada com mais detalhes em trabalhos futuros.

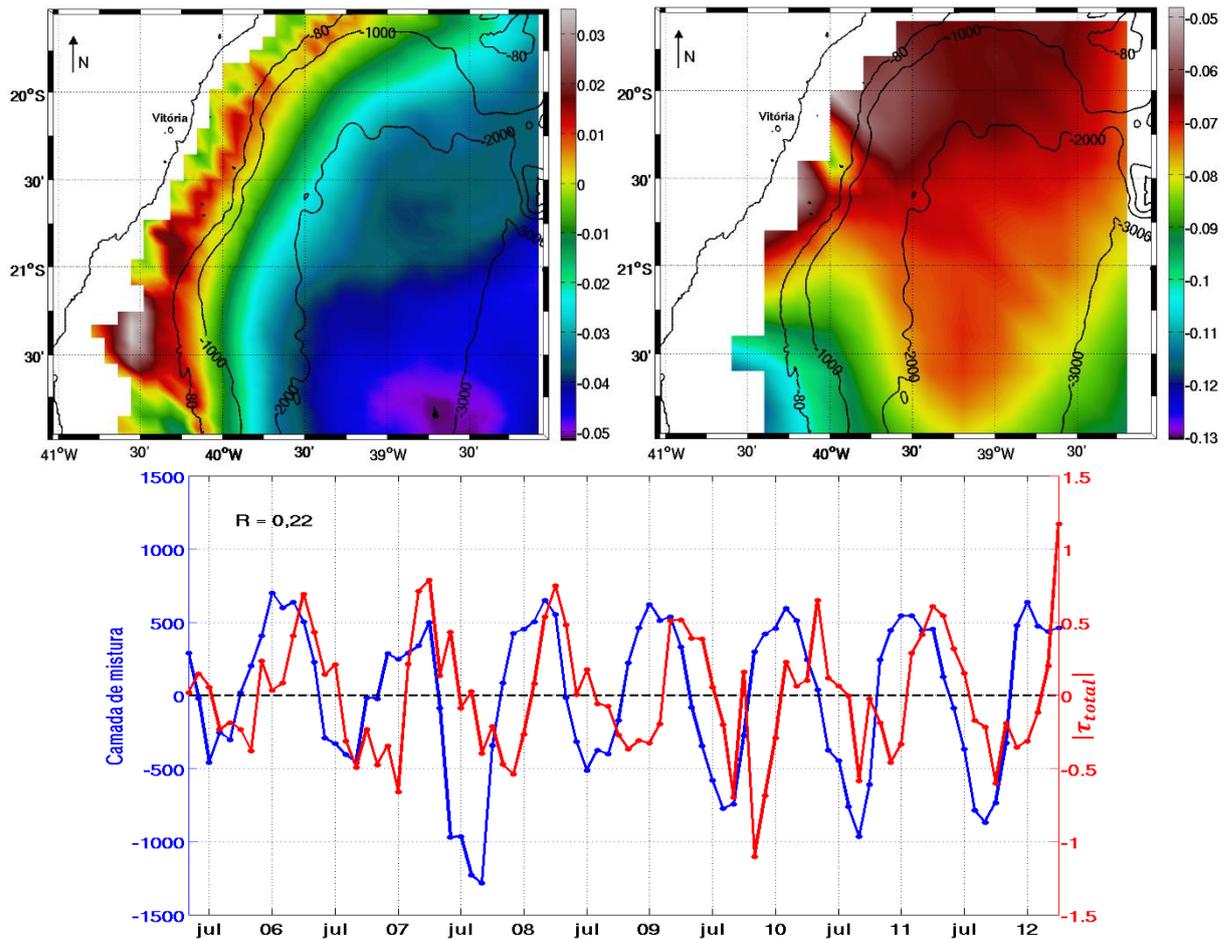


Figura 25 - SVD referente a 93,3% da covariância entre a profundidade da camada de mistura e o módulo da tensão de cisalhamento do vento. As imagens superiores mostram os padrões espaciais sendo o da esquerda referente a profundidade da camada de mistura e o da direita referente ao módulo da tensão de cisalhamento do vento. Abaixo são apresentados os perfis temporais referentes a essas componentes.

A relação entre a [chl-a] e o módulo da tensão de cisalhamento do vento mostrou que 96,2% de toda a covariância existente entre essas variáveis é explicada pelo acoplamento entre os campos mostrados na Figura 26. Especialmente, nota-se que as maiores oscilações de [chl-a] ocorreram sobre a plataforma continental enquanto que, temporalmente, boa parte das anomalias foram positivas entre o período de inverno e o início da primavera. Entretanto, novamente devido a redução do N amostral para a aplicação do método (de 132 nas EOFs para 84 nos SVDs) não houve uma definição tão clara das componentes principais. Parece ter havido uma pequena mistura de informações entre o primeiro e o segundo modo evidenciados pela EOF (Figuras 20 e 22), já que a presença de anomalias positivas sobre o norte da plataforma continental identificada na primavera pela segunda componente da EOF pode estar contribuindo para o desenvolvimento do núcleo de maiores valores no campo espacial sobre a plataforma continental ao norte de Vitória. Além disso, o pico

positivo expressivo de janeiro de 2012 evidenciado pela segunda componente nas EOFs também apareceu nessa análise.

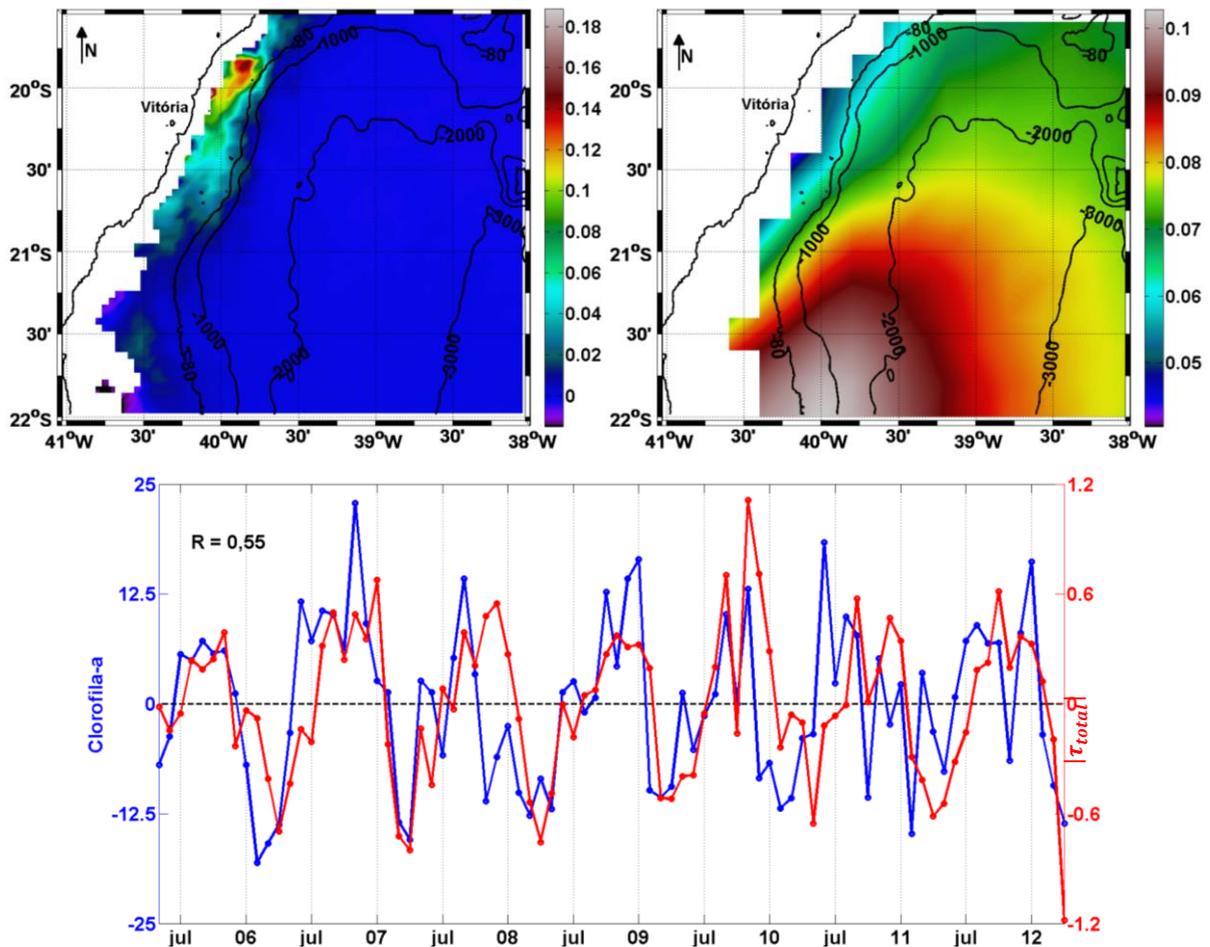


Figura 26 – SVD referente a 96,2% da covariância entre a [chl-a] e ao módulo da tensão de cisalhamento do vento. As imagens superiores mostram os padrões espaciais sendo o da esquerda referente a [chl-a] e o da direita referente ao módulo da tensão de cisalhamento do vento. Abaixo são apresentados os perfis temporais referentes a essas duas componentes.

No modo associado ao módulo da tensão de cisalhamento do vento toda a área oscilou em fase. Entretanto, as maiores amplitudes de oscilação ocorreram no núcleo localizado a sudoeste da região de estudo possivelmente devido as diferenças no posicionamento do Centro de Alta Pressão do Atlântico Sul ao longo do ano (BASTOS e FERREIRA, 2000). Já as menores oscilações ocorreram sobre a plataforma continental, sugerindo que a maior variabilidade da [chl-a] estaria associada a uma menor variabilidade na intensidade do módulo da tensão de cisalhamento do vento.

A correlação linear de Pearson entre as duas séries mostradas na Figura 26 foi de 0,55, isto é, uma relação moderada entre elas. As anomalias positivas de [chl-a] se iniciaram com a chegada do inverno e em alguns anos se mantiveram até a

primavera quando, enfim, as anomalias de tensão de cisalhamento do vento atingiram seu ápice.

As principais oscilações em fase entre as variáveis ocorreram durante as estações de primavera, com destaque para os anos de 2006, 2009, 2010 e 2011. Esse padrão sugere que a tensão de cisalhamento do vento pode não ser o “gatilho” para o desenvolvimento das florações mas poderia atuar auxiliando na manutenção de altos valores de [chl-*a*], principalmente durante a primavera quando os ventos são mais intensos (Figuras 25 e 26) e sobre a plataforma continental, como evidenciado no mapa espacial da componente da [chl-*a*] (Figura 26) e nas séries temporais médias dos pontos P4 e P5 (Figura 14).

Uma outra forma na qual a tensão de cisalhamento do vento pode influenciar no desenvolvimento de biomassa fitoplanctônica é através do Bombeamento de Ekman. Williams *et al.* (2002) ressaltaram a importância do bombeamento vertical de água na disponibilização de nutrientes para o desenvolvimento de uma produção nova em ambientes tropicais. Segundo Cushman-Roisin e Beckers (2011), o bombeamento se desenvolve a partir de divergências superficiais induzidas pelas correntes ou pelo vento e tem a capacidade de, em alguns casos, inserir águas ricas em nutrientes na zona eufótica, favorecendo o incremento de biomassa dos produtores primários. Esse bombeamento é diretamente proporcional ao rotacional da tensão de cisalhamento do vento. No hemisfério sul, rotacionais negativos (positivos) indicam a tendência de ressurgência (subsidência) de água (CUSHMAN-ROISIN e BECKERS, 2011).

Um total de 93,5% da covariância entre a [chl-*a*] e o rotacional da tensão de cisalhamento do vento está associada aos campos apresentados na Figura 27. A relação ocorreu entre um modo semelhante ao segundo modo de variação da [chl-*a*] evidenciado pela EOF (Figura 22) e um modo muito parecido com o primeiro modo do rotacional da tensão de cisalhamento do vento calculado via EOF (não mostrado). Para a realização dessa análise a média foi mantida nas estimativas do rotacional para facilitar a identificação dos períodos e locais com ventos favoráveis à ressurgência ou à subsidência. Assim, nota-se um padrão muito semelhante àquele apresentado por Castelão e Barth (2006) que evidencia uma diferenciação entre a plataforma continental e a bacia oceânica. Esses ambientes apresentaram padrão de oscilação fora de fase. Enquanto que sobre a plataforma continental os ventos foram favoráveis à ressurgência, principalmente entre os meses de primavera e início de verão, na região oceânica os ventos foram favoráveis à subsidência. Com relação ao

campo de [chl-a], na região entre 20°S e 21,5°S em 40°O ocorreram anomalias positivas de [chl-a] entre a primavera e o verão.

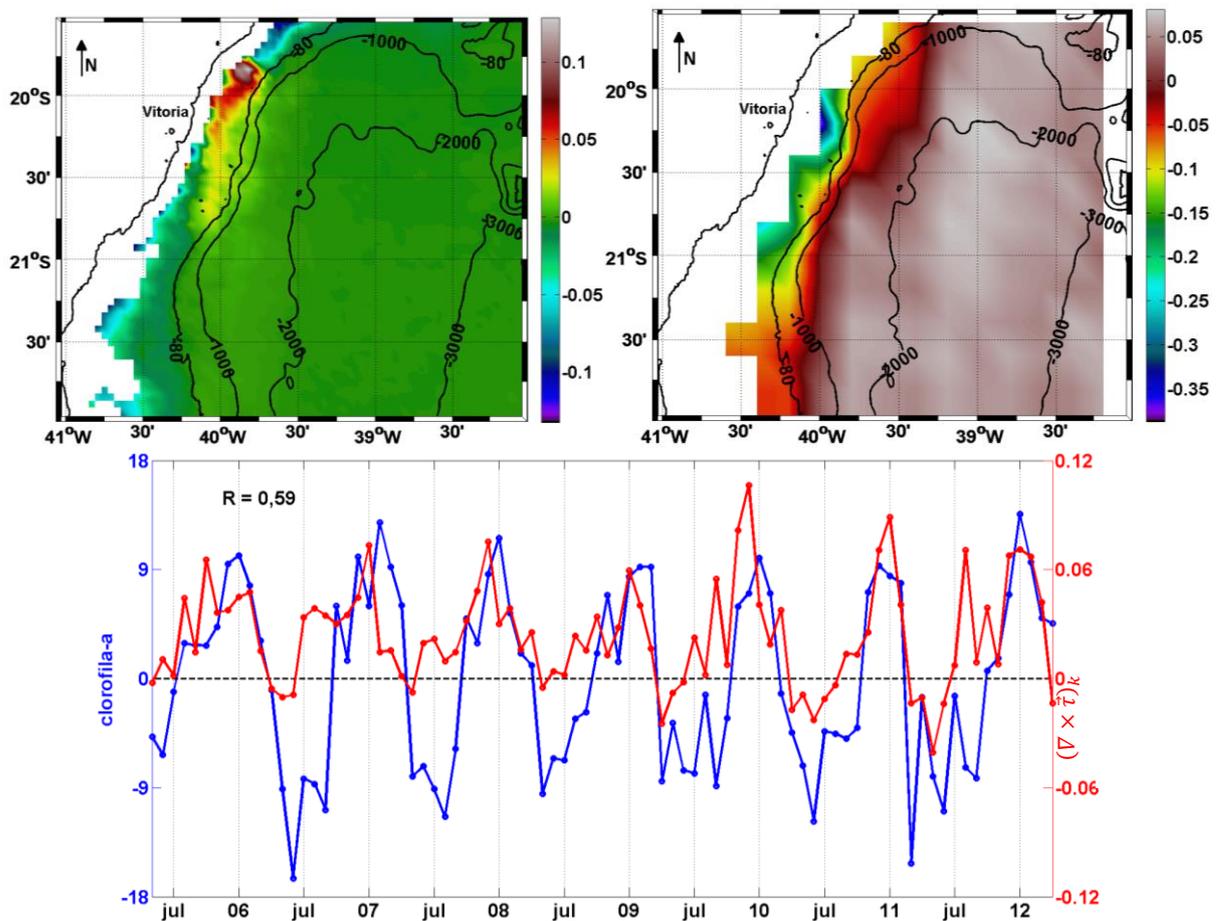


Figura 27 - SVD referente a 93,5% da covariância entre a [chl-a] e o rotacional da tensão de cisalhamento do vento. As imagens superiores mostram os padrões espaciais sendo o da esquerda referente a [chl-a] e o da direita referente ao rotacional da tensão de cisalhamento do vento. Abaixo são apresentados os perfis temporais referentes a essas componentes.

O valor de correlação linear de Pearson de 0,59 indica um acoplamento temporal moderado entre as duas variáveis. É sugerido que o bombeamento de Ekman possa ser uma condicionante no desenvolvimento da biomassa dos produtores primários principalmente na região diferenciada do campo de rotacional da tensão do vento sobre a plataforma continental. Todavia, como esse padrão não se estende a toda plataforma continental, sugere-se que essa relação seja avaliada com um maior detalhamento em estudos posteriores.

Uma análise associada entre a fenologia da [chl-a] e os resultado das EOFs e dos SVDs permite sugerir que as florações anuais de inverno da [chl-a] no Embaiamento de Tubarão sejam dirigidas, principalmente, pelas flutuações correspondentes da profundidade da camada de mistura. Por sua vez, a tensão de cisalhamento do vento, apesar de ser um importante agente mecânico, mostrou-se

pouco efetiva no aprofundamento da camada homogênea. No entanto, essa tensão mostrou possuir um importante papel na mistura da coluna d'água durante a primavera e, conseqüente, manutenção de altos níveis de biomassa de produtores primários nessa estação principalmente sobre a plataforma continental. Esse comportamento também foi observado em outras regiões tropicais do Atlântico, Pacífico e Índico na qual o principal fator condicionante associado foi o resfriamento radioativo das camadas superficiais pela perda líquida de calor na interface oceano-atmosfera entre o fim do outono e o inverno (DANDONNEAU e GOHIN, 1984; RADENAC e RODIER, 1996; GEORGE *et al.*, 2012; JENA *et al.*, 2013; LEMOS, 2014; GHISOLFI *et al.*, 2015).

Apesar de não ter sido avaliado de forma detalhada, o ciclo anual do fluxo de calor na interface oceano-atmosfera da região central do Embaiamento de Tubarão (20,5°S, 39,5°O) (Figura 28) apresenta um período de perda de calor pelo oceano entre abril e meados de agosto.

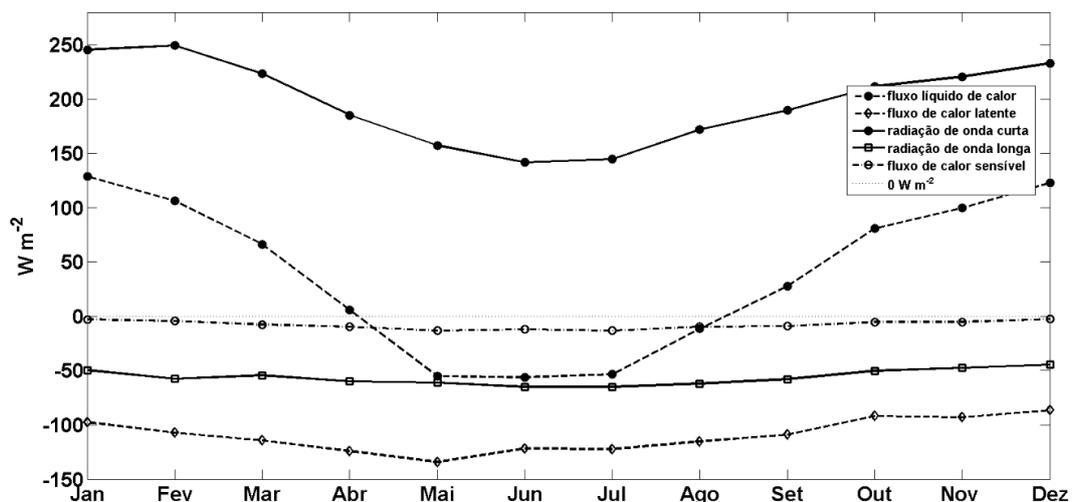


Figura 28 – Média mensal (1958 – 2014) das componentes do balanço do fluxo de calor na interface oceano-atmosfera na região central do Embaiamento de Tubarão (20,5°S, 39,5°O) estimados pelos dados do WHOI AOFlux Project (*oaflux.whoi.edu*).

À medida que o inverno se aproxima a perda de calor é intensificada e também ocorre um aumento na intensidade do vento (Figura 25 e Figura 26). Com isso, a coluna d'água se torna mais instável devido aos fluxos convectivos induzidos pelo resfriamento das águas superficiais e pela maior tensão exercida na superfície. Durante esse período a camada de mistura se aprofunda até níveis próximos ao topo da ACAS (aproximadamente 120 m em regiões de talude continental e bacia oceânica) (SANTOS, 2012; MARTINS, 2014). Como consequência, nutrientes que se encontravam no topo dessa massa d'água são disponibilizados em toda a camada de

mistura (Figura 29) por meio de movimentos turbulentos favorecendo um aumento significativo na biomassa do fitoplâncton.

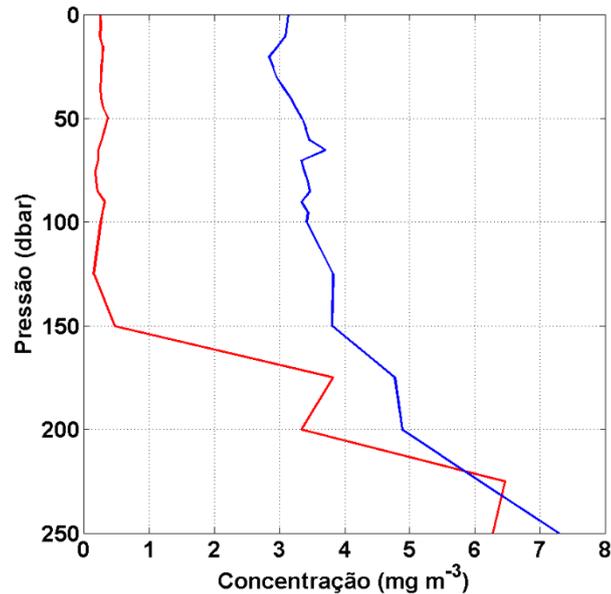


Figura 29 – Perfis verticais climatológicos de concentração de nitrato na região central do Embaiamento de Tubarão (20,5°S, 39,5°O) dos meses de fevereiro (vermelho) e agosto (azul). Notam-se concentrações até 10 vezes maiores durante o mês de inverno do que o mês de verão nos primeiros 150 metros de profundidade. Dados provenientes do World Ocean Atlas 2013 (www.nodc.noaa.gov).

Com a aproximação do início da primavera o oceano retorna à fase de ganho líquido de calor e tende a se reestratificar. Porém, nesse período os ventos são mais intensos e favorecem a manutenção da mistura vertical da coluna d'água superficial, prolongando a floração que se iniciou na estação anterior principalmente sobre a plataforma continental.

Com o aumento do fluxo de radiação de onda curta pelo Sol a partir do fim de setembro (em média), sugere-se que a mistura induzida pela transferência vertical de *momentum* da tensão de cisalhamento do vento não é mais tão eficaz no processo de erosão da base da camada de mistura. Assim o oceano se re-estratifica (camada de mistura mais rasa) o que impede a circulação de nutrientes do topo da ACAS até as camadas superficiais e os níveis de biomassa voltam a cair.

Sobre a plataforma continental o processo deve ocorrer de modo semelhante, porém a coluna d'água mais rasa favorece a manutenção de maiores níveis de biomassa por boa parte da primavera devido à mistura induzida, principalmente, pelo vento nessa estação, já que o sedimento é uma grande fonte de novos nutrientes (REYNOLDS, 2006).

Já durante a floração de verão o processo é diferente. Como evidenciado na Figura 15 e pela análise fenológica, ao norte da região influenciada por essa floração os níveis de biomassa podem ser maiores do que aqueles da floração de inverno. Considerando-se o cenário descrito para a floração de inverno, esse seria justamente um momento não propício para o desenvolvimento de uma floração. Daí, então, a necessidade da atuação de uma combinação de processos altamente energéticos para vencer a estratificação induzida pelo aquecimento superficial nesse período.

A atuação de ventos favoráveis à ressurgência tanto por transporte ou bombeamento de Ekman na estação de verão tem um importante papel na movimentação de ACAS entre o talude e a plataforma continental na costa capixaba (CASTELÃO e BARTH, 2006; PALMA e MATANO, 2009; AGUIAR, *et al.*, 2014). Porém, segundo os autores, a ressurgência ocorre de forma mais constante e intensa em regiões ao sul de 22°S devido ao incremento no papel do Bombeamento de Ekman e pela manutenção do vento médio de nordeste ao longo do ano nessa região.

Assim, o posicionamento e a conformação da área onde se desenvolve a floração de verão somados ao curto período da floração quando comparada à floração de inverno, aos maiores níveis de [chl-*a*] e a defasagem temporal do início da floração na porção norte são sugestivas de que o papel das forçantes meteorológicas (maiores escalas espaciais e temporais) no desenvolvimento da feição é de menor significância comparativamente ao papel de forçantes oceanográficas (menores escalas espaciais e temporais) ou, então, a combinação deles.

Uma importante feição oceanográfica com capacidade de inserir águas subsuperficiais sobre a plataforma continental é o processo de *encroachment* (ROUGHAN e MIDDLETON, 2004). O papel desse processo na ressurgência nessa região foi avaliado por Aguiar *et al.* (2014). Segundo os autores, o aumento na velocidade do escoamento da CB entre dezembro e janeiro (MATANO, *et al.*, 1993; PIMENTEL, 2012; AGUIAR, *et al.*, 2014) intensifica consideravelmente o transporte de Ekman de fundo, que nessa ocasião, atua transportando água com presença de ACAS do topo do talude continental em direção à plataforma continental. Martins (2014) reforça essa hipótese ao mostrar um perfil de temperatura perpendicular à costa (19,74°S) coletado em dezembro de 2011 (Figura 30) onde é possível notar um núcleo quente a partir da quebra de plataforma (núcleo da CB) e uma elevação das isotermas em direção à costa. Segundo a autora, antes e durante a amostragem o vento era

variável e de baixa intensidade, o que permitiu indicar o *encroachment* associado ao escoamento da CB como principal responsável pela ressurgência.

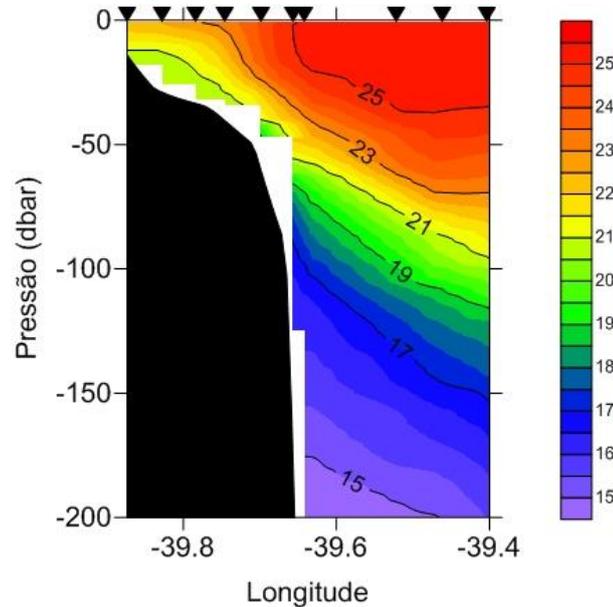


Figura 30 – Transecto de temperatura perpendicular à costa em 19,74°S. As isolinhas representam a temperatura da água em °C. Fonte: Martins (2014).

Outra importante forçante que pode contribuir para o desenvolvimento dessa floração é o *input* de nutrientes associado a descarga continental oriunda do Rio Doce. A foz do rio (19,65°S) se encontra muito próximo do núcleo de maiores [chl-a] evidenciado na Figura 31 e possui similaridade com os campos da floração de verão mostrados nas Figuras 16 a 19. Além disso, o período de maior vazão do rio é justamente entre os meses de dezembro e janeiro (FERNANDES, 2013).

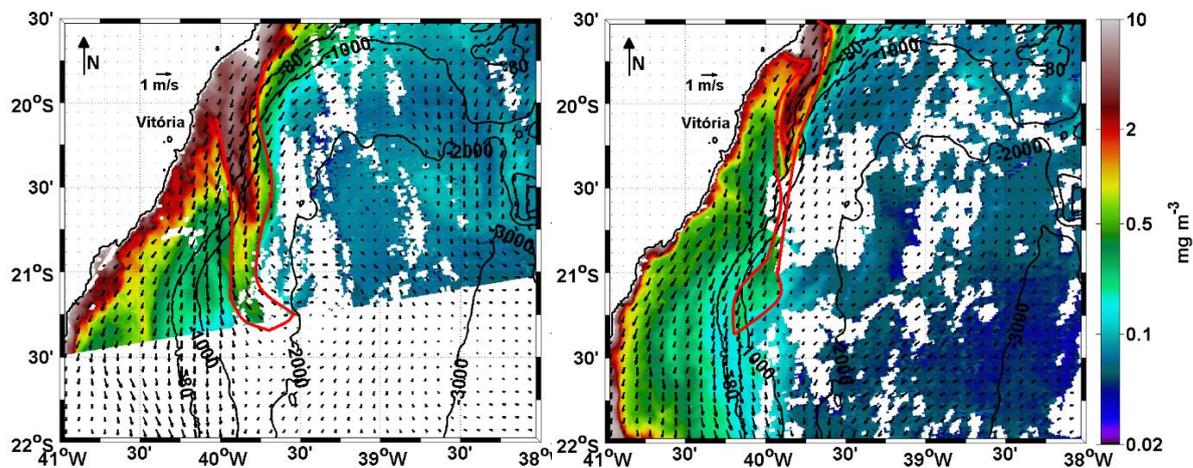


Figura 31 - Campo de correntes simulado do modelo HYCOM da camada superficial sobreposto à [chl-a] dos dias 19/12/2008 (esquerda) e 16/12/2010 (direita). A isolinha vermelha delimita o núcleo da área onde ocorre a floração de verão. As áreas brancas na região oceânica correspondem a ausência dados de [chl-a].

As evidências encontradas neste estudo permitem sugerir que o processo que propicia o desenvolvimento da floração de verão possa ser descrito da seguinte forma: 1 – a intensificação no escoamento da CB durante o início do verão permite o desenvolvimento do processo de *encroachment* sobre a plataforma continental ao norte de 20°S; 2 – a ressurgência desenvolvida localmente insere nutrientes na zona eufótica e favorece o desenvolvimento da biomassa fitoplanctônica local; 3 – ao mesmo tempo que a ressurgência ocorre, o escoamento da CB transporta essa água rica em microalgas e nutrientes no sentido sul ao longo da quebra de plataforma e talude continental; 4 – a medida que a massa de água advectada pela CB se distancia da fonte, os nutrientes são consumidos e a [chl-*a*] vai se reduzindo até em aproximadamente 21,5°S retornar a níveis normais de um oceano tropical oligotrófico. Apesar disso, sugere-se uma avaliação mais detalhada sobre a dinâmica nessa região, principalmente no papel que o vento possa desenvolver em uma possível ressurgência costeira.

5. Conclusões

Os maiores níveis de [chl-*a*] foram encontrados sobre a plataforma continental. As maiores variabilidades na [chl-*a*] também ocorreram sobre a região rasa. As maiores amplitudes na [chl-*a*] também ocorreram sobre a plataforma continental.

Existem dois ciclos básicos anuais de variação temporal da biomassa do fitoplâncton na região de estudo. O primeiro atua sobre toda a região de estudo com períodos de maiores concentrações centrados principalmente na estação de inverno e, em alguns casos, no início da primavera. O segundo é restrito a uma região entre a plataforma e o talude continental com períodos de maiores concentrações entre novembro e janeiro.

Existe um forte acoplamento entre o início da floração de inverno e o período de aprofundamento da camada de mistura. Esta por sua vez, se mantém em níveis profundos enquanto o oceano perde calor para a atmosfera, sugerindo que a dinâmica da floração de inverno no Embaiamento de Tubarão é, a nível sazonal, fortemente influenciada pelo ciclo de resfriamento e aquecimento das camadas superficiais do oceano.

Sobreposto ao ciclo anual induzido pelos processos meteorológicos existe um ciclo também de característica anual que ocorre devido, a atuação de processos oceanográficos sobre uma área restrita da plataforma e talude continental entre os meses de dezembro e janeiro quando o escoamento da CB se intensifica.

Durante a floração de verão o processo de *encroachment* foi, possivelmente, o principal agente que introduziu águas ricas sobre a plataforma continental ligeiramente ao norte de 20°S. Em seguida, a borda interna da CB transportou essas águas ricas em nutrientes e microalgas no sentido sul pela região de quebra de plataforma e talude continental.

Sazonalmente, a tensão do cisalhamento e o seu rotacional apresentaram uma influência secundária no aprofundamento da camada de mistura. Porém quando essa tensão foi mais intensa (na primavera) a [chl-*a*] se manteve em níveis altos, principalmente sobre a plataforma continental.

O rotacional da tensão de cisalhamento do vento sobre a plataforma continental apresentou um comportamento típico de ambientes onde se desenvolve a ressurgência pelo Bombeamento de Ekman. Já sobre o oceano profundo o rotacional da tensão de cisalhamento do vento contribuiu para manter as características oligotróficas de um oceano tropical típico.

Durante a estação fria, a floração se iniciou antes na região profunda do Embaiamento de Tubarão do que sobre a plataforma. O fim da floração também ocorreu mais tarde na região profunda. Já durante a floração de verão o processo tem duração menor e ocorreu de maneira inversa.

Dessa forma ficou claro que a atuação de processos físicos turbulentos que geram movimentos verticais da ordem de 10^2 m na camada de mistura (ressurgências e aprofundamento da camada de mistura por resfriamento térmico) são os principais condicionantes da variação espacial e temporal de escala sazonal da biomassa do fitoplâncton na região do Embaiamento de Tubarão.

6. Perspectivas futuras

O presente trabalho apresentou informações sobre a variabilidade espaço-temporal da biomassa das microalgas na região do Embaiamento de Tubarão. Entretanto, devido à grande sensibilidade do fitoplâncton às variações na concentração de nutrientes no ambiente marinho em escalas espaço-temporais menores do que as analisadas, é sugerida uma avaliação com dados que permitam um diagnóstico de padrões de menor durabilidade e maior resolução espacial. O principal exemplo disso é que não foi observado nenhum padrão muito bem definido de variabilidade espaço-temporal da [chl-*a*] sobre a plataforma continental que remeta à possível atuação de ressurgências dirigidas pelo vento já catalogadas como atuantes no local. Dados com resoluções espaciais e temporais melhores poderiam ajudar a solucionar essa questão.

Outra limitação observada foi que as análises de EOF e SVD desse trabalho deram um peso muito grande para as condições de oceano profundo devido as características matemáticas dos métodos. Uma forma simples de obter um maior detalhamento sobre a plataforma continental seria realizando as análises de campos de forma isolada para a plataforma continental e para o oceano profundo.

Apesar de não ter sido foco desse trabalho, os valores médios de [chl-*a*] sobre a plataforma continental certamente são superestimados. Já é de conhecimento da comunidade científica a limitação dos sensores orbitais ópticos na obtenção dessa informação em águas de caso II e por isso seria importante uma análise de comparação entre dados coletados *in situ* na região e pelo MODIS. Somado a isso o desenvolvimento de um modelo bio-ótico empírico específico para a plataforma continental capixaba.

Foi identificada pela análise de SVD uma componente que remete a um aprofundamento da camada de mistura sobre a região de plataforma continental média e externa durante os meses de verão. Essa é uma informação importante que pode ter reflexos em termos químicos, físicos e biológicos nessa área e deve ser avaliada de forma mais detalhada.

7. Referências

- AGUIAR, A. L.; CIRANO, M.; PEREIRA, J.; MARTA-ALMEIDA, M. Upwelling processes along a western boundary current in the Abrolhos–Campos region of Brazil. *Continental Shelf Research*, 85:42–59. 2014.
- ALBINO, J. Processos de sedimentação atual e morfodinâmica das praias de Bicanga e Povoação, ES. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.
- ALBINO, J.; SUGUIO, K. The influence of sediment grain size and composition on the morphodynamic state of mixed siliciclastic and bioclastic sand beaches in Espírito Santo state, Brazil. *Revista brasileira de geomorfologia*, v. 12, n. 2, p. 81-92. 2011.
- ALVAREZ, I.; LORENZO, M. N.; CASTRO, M. Analysis of chlorophyll a concentration along the Galician coast: seasonal variability and trends. *ICES Journal of Marine Science*. Oxford University. 2012.
- ARRUDA, W. Z.; CAMPOS, E. J. D.; ZHARKOV, V.; SOUTELINO, R. G.; SILVEIRA, I. C. A. Events of equatorward translation of the Vitoria Eddy. *Continental Shelf Research*. v. 70, p. 61–73. 2013.
- BARRETO, H.; MILLIMAN, J. Esboço fisiográfico da margem continental brasileira. In: TOFFOLI, L.C., ed *Margem Continental Brasileira*. Coletânea de Trabalhos. PETROBRAS. DEXPRO. DIVEX, Rio de Janeiro, 11–30. 1969.
- BASTOS, A. C.; GARCIA, A. N.; D'AGOSTINI, D. P.; MARANGONI, M. B. 8º Relatório monitoramento ambiental: Projeto Recifes Artificiais Marinhos (RAM): Victory 8B. Departamento de Ecologia e Recursos Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória. 2007.
- BASTOS, C.C.; FERREIRA, N.J. Análise climatológica da Alta Subtropical do Atlântico Sul. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. São Paulo. 2000.

- BEHRENFELD, M.J.; BOSS, E. Beam attenuation and chlorophyll concentration as alternative optical indices of phytoplankton biomass. *Journal of Marine Research*, 64, 431-451. 2006.
- BJORNSSON, H.; VENEGAS, S. A. A manual for EOF and SVD analyses of climatic data. 1997.
- BRANDINI, F.P. Hydrography and characteristics of the phytoplankton in shelf and oceanic waters off southeastern Brazil during winter (July/August 1982) and summer (February/March 1984). *Hydrobiologia* 196, 111–148. 1990.
- CALADO, L.; SILVEIRA, I. C. A.; GANGOPADHYAY, A.; CASTRO, B. M. Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil). *Continental Shelf Research*, 30. 2010.
- CAMPOS, A. P. M. Análise da variabilidade espacial e temporal da pluma do Rio Doce (ES) através de sensoriamento remoto. 137 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Ambiental) – Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Espírito Santo, 2011.
- CASASAYAS, J. E. G. Analysis of the effect of small-scale turbulence on the phytoplankton dynamics in the open ocean. 171 f. Tese – Departament de Física Aplicada, Universitat Politècnica de Catalunya. 2001
- CASTELAO, R M; BARTH, J A. Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl. *Geophys Research*, v. 33. 2006.
- CASTRO, B.M.; MIRANDA, L.B. Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S. In: ROBINSON, A. R., BRINK, K. H. (Eds.), *The Sea*, vol. 11. Wiley, New York, pp. 209–251. 1998.
- CASTRO, B. M.; LORENZZETTI, J. A.; SILVEIRA, I. C. A.; MIRANDA, L. B. Estrutura Termohalina e Circulação na Região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B.; MADUREIRA, L. S. P. (Org). *O Ambiente Oceanográfico Da Plataforma Continental E Do Talude Na Região Sudeste-Sul Do Brasil*. São Paulo: Editora EdUSP. cap. 01, p.11-120. 2006.

- CASTRO, B.M.; BRANDINI, F.P.; PIRES-VANIN, A.M.S.; MIRANDA, L.B. Multidisciplinary oceanographic processes on the western Atlantic continental shelf between 4°N and 34°S. In: ROBINSON, A.R.; BRINK, K.H. (Eds.), *The Global Coastal Ocean: Interdisciplinary Regional Studies and Syntheses, Pan Regional Syntheses and the Coasts of North and South America and Asia, The Sea*, Vol. 14A. Harvard University Press, Cambridge, MA Part 2, Chapter 8. 2008.
- CIOTTI, A. M.; GARCIA, C. A. E.; JORGE, D. S. F. Temporal and meridional variability of Satellite-estimates of surface chlorophyll concentration over the Brazilian continental shelf. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*, v. 5, p. 236-253. 2010.
- CONCEIÇÃO, J. R. Caracterização Ambiental das comunidades fitoplanctônicas de uma área da plataforma continental e duas áreas oceânicas do estado do Espírito Santo. 74 j. Monografia (Graduação em Ciências Biológicas) – Departamento de Ciências Biológicas, Universidade Federal do Espírito Santo, Espírito Santo. 2013.
- CORIOLIS. Argo floats. WOCE. Disponível em: <<http://www.coriolis.eu.org/>>. Acesso em: 10 de mar. 2015.
- COSTA, T. P. Existe um Vórtice de Vitória climatológico? 76 f. Monografia (Graduação em Oceanografia) – Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2007.
- CUSHMAN-ROISIN, B.; BECKERS, J. M. *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*, Academic, Amsterdam. 2011.
- DANDONNEAU, Y.; GOHIN, F. Meridional and seasonal variations of the sea surface chlorophyll concentration in the southwestern tropical Pacific (14 to 32°S, 160 to 175°E). *Deep-Sea Research*, v. 31, p. 1377-1393. 1984.
- DELCOURT, F. T.; CHAPRON, B.; ALONSO, J. J. A classification of the south Atlantic by Seawifs chlorophyll concentration variability in ecological provinces. *Pluralidade*, v. 2, p. 91-110. 2013

- EMERY, W. J.; THOMSON, R. E. Data analysis methods in physical oceanography. 2 ed. Elsevier. 638 p. 2001.
- ESCH, K. F. Caracterização espaço-temporal de plumas de sedimentos por sensoriamento remoto: um estudo de caso na foz do Rio Paraíba do Sul. 172 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Computação) – Programa de Pós Graduação em Engenharia de Computação, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.
- ETAMODEL. Modelo Eta. INPE. Disponível em: <<http://etamodel.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 12 jan. 2015.
- FERNANDES, M. S. Análise da variabilidade espaço-temporal da distribuição de clorofila-a entre a plataforma continental do norte da Bacia de Campos e Bacia do Espírito Santo por meio de imagens de satélite. 61 f. Monografia (Graduação em Oceanografia) – Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória. 2013.
- FREITAS, A. C. T. Avaliação espaço-temporal de feições ciclônicas no Embaiamento de Tubarão (ES) através de imagens de satélite da concentração de clorofila-a. Monografia (Graduação em Oceanografia) – Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória. 2014.
- GAETA, S. A.; MIRANDA, L. B.; SUSINI-RIBEIRO, S. M. M.; POMPEU, M.; ARAUJO, C. E. S. The Vitória Eddy and its relation to the phytoplankton biomass and primary productivity during the austral fall of 1995. *Archive of Fishery and Marine Research*, 47(2/3): 253-270. 1999.
- GARFIELD, N. - The Brazil Current at subtropical latitudes. Ph.D. Thesis, University of Rhode Island, 122 pp. 1990.
- GEORGE, J. V.; NUNCIO, M.; CHACKO, R.; ANILKUMAR, N.; NORONHA, S. B.; PATIL, S. M.; PAVITHRAN, S.; ALAPPATTU, D. P.; KRISHNAN, K. P.; ACHUTHANKUTTY, C. T. Role of physical processes in chlorophyll distribution in the western tropical Indian Ocean. *Journal of Marine Systems*, v. 113-114, p. 1-12. 2012.

- GHISOLFI, R. D.; DA SILVA, M. P.; DOS SANTOS, F. T.; SERVINO, R. N.; CIRANO, M.; THOMPSON, F.L. Physical Forcing Mechanisms Controlling the Variability of Chlorophyll-a over the Royal-Charlotte and Abrolhos Banks—Eastern Brazilian Shelf. *Plos One* 10(2). 2015.
- GORDON, H. R.; MCCLUNEY, W. R. Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing. *Applied Optics*, n. 14, p. 413-416. 1975.
- HYCOM. Hybrid Coordinate Ocean Model. NOPP. Disponível em: <<http://hycom.org>>. Acesso em: 22 de dez. 2014.
- HU, C.; K. L. CARDER.; MULLER-KARGER, F. E. Atmospheric correction of SeaWiFS imagery over turbid coastal waters: a practical method. *Remote Sens. Environ.* 74: 195-206. 2000.
- INMET. Instituto Nacional de Meteorologia. Disponível em <inmet.gov.br/portal>. Acesso em 6 de ago. 2015.
- JENA, B.; SAHU, S.; AVINASH, K.; SWAIN, D. Observation of the oligotrophic gyre variability in the south Indian Ocean: Environmental forcing and biological response. *Deep-Sea Research I*, v. 80, p 1-10. 2013.
- JOHNS, B. *Physical oceanography of coastal and shelf seas*. Amsterdam: Elsevier. 470 p. 1983.
- KAMPEL, M. Caracterização do bloom anual de clorofila na Baía de Campos (RJ) a partir de dados de satélite. XVI Simpósio brasileiro de sensoriamento remoto. Foz do Iguaçu, Brasil. 2013.
- KANTHA, L.; CLAYSON, C.A. *Ocean Mixed Layer. Boundary Layers*. Elsevier Science Ltd. 2003.
- KARA, A. B.; ROCHFORD, P. A.; HURLBURT, H. E. An optimal definition for ocean mixed layer depth. *Journal of Geophysical Research* 105, 16803-16821. 2000.
- KESAULYA, I.; LETERME, S. C.; MITCHELL, J. G.; SEURONT, L. The impact of turbulence and phytoplankton dynamics on foam formation, seawater viscosity and chlorophyll concentration in the eastern English Channel. *Oceanologia*. 50 (2), pp. 167-182. 2008.

- LEE, M. M.; WILLIAMS, R. G. The role of eddies in the isopycnic transfer of nutrients and their impact on biological production. *Journal of Marine Research* 58, 895-917. 2000.
- LEE, Z.; K. L. CARDER; ARNONE, R. A. Deriving inherent optical properties from water color: a multiband quasi-analytical algorithm for optically deep waters. *Appl. Opt.* 41. 5755-5772. 2002.
- LEMOS, A. T. Aspectos meteo-oceanográficos associados com a concentração de clorofila-a ao longo da Cadeia Vitória Trindade. Tese (Doutorado em Oceanografia Ambiental) – Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória. 2014.
- MACDOUGALL, T. J.; FEISTEL, R.; MILLERO, F. J.; JACKETT, D. R.; WRIGHT, D. G.; KING, B. A.; MARION, G. M.; CHEN, C. T. A.; SPITZER, P.; SEITZ, S. The international thermodynamic equation of seawater 2010 (TEOS-10): Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission. 2009.
- MACHADO, M. F.; AMARO, V. E.; KAMPEL, M.; FERREIRA, A.T.S. Monitoramento ambiental em áreas offshore da baía Potiguar (RN) através de imagens do sensor MODIS integrado a dados in situ de temperatura da superfície do mar (TSM) e de clorofila-a. Anais XIV simpósio brasileiro de sensoriamento remoto. Natal, Brasil. 2009.
- MANN, K. H.; LAZIER, J. R. N. Dynamic of marine ecosystems. Terceira edição. Dartmouth, Canada: Blackwell Publishing. 496p. 2006.
- MARGALEF, R. Teoria de los sistemas ecológicos. Publicacions Universitat de Barcelona. Barcelona. P. 290. 1991.
- MARTINS, T. R. A Corrente do Brasil no Embaiamento de Tubarão – Oceano Atlântico Sudoeste. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Ambiental) – Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória. 2014.
- MATANO, R. P.; SCHLAX, M. G.; CHELTON, D. B. Seasonal variability in the southwestern Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, v. 98, pp, 18027 – 18035. 1993.

- MATHWORKS. A Guide to MATLAB. Department of Mathematics. University of Maryland. Disponível em: <<http://www.math.umd.edu/undergraduate/schol/matlab/>>. Acesso em: 20 de jul. 2013.
- MINGOTI, S. P. Análise de dados através de métodos de estatística multivariada: uma abordagem aplicada. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2005.
- MODIS. Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer. NASA. Disponível em <modis.gsfc.nasa.gov>. Acesso em 11 de mar. 2015.
- MOORE, T. S.; CAMPBELL, J. W.; DOWELL, M. D. A class-based approach to characterizing and mapping the uncertainty of the MODIS ocean chlorophyll product. *Remote Sensing of Environment*, 113, pp. 2424-2430. 2009.
- MOREL, A.; BERTHON, J. F. Surface pigments, algal biomass profiles, and potential production of the euphotic layer: Relationship reinvestigated in view of remote-sensing applications. *Limnol. Oceanogr.*, 34(8), pp. 1545-1562. 1989.
- MOUN, J. N.; SMYTH, W. D. Upper ocean mixing processes. *Encyclopedia of Ocean Sciences*. 2001.
- NAVARRO, G.; CABALLERO, I.; PRIETO, L.; VÁZQUEZ, A.; FLECHA, S.; HUERTAS, I.E.; RUIZ, J. Seasonal-to-interannual variability of chlorophyll-a bloom timing associated with physical forcing in the Gulf of Cádiz. *Advances in Space Research*, v. 50, pp. 1164-1172. 2012.
- NOERNBERG, M.A.; KAMPEL, M.; BRANDINI, F.P. Estudo da variabilidade temporal da concentração de clorofila estimada por satélite na plataforma continental catarinense: latitude 26° 46' S. *Anais XIII simpósio brasileiro de sensoriamento remoto*. Florianópolis, Brasil. 2007.
- NORTH, G. R.; BELL, T. L.; CAHALAN, R. F.; MOENG, F. J. Sampling errors in the estimation of the empirical orthogonal functions. *Monthly weather review*, v. 110. 1982.
- NYBAKKEN, J. W. *Marine biology: an ecological approach*. 4th ed. Menlo Park, California: Addison Wesley Longman, c1997. xiii, 481p.

- PALACZ, A. P.; XUE, H.; ARMBRECHT, C.; ZHANG, C.; CHAI, F. Seasonal and inter-annual changes in the surface chlorophyll of the South China Sea. *Journal of Geophysical Research*, v. 116. 2011.
- PALMA, E. D.; MATANO, R. P. Disentangling the upwelling mechanisms of the South Brazil Bight. *Continental Shelf Research*. 29. pp. 1525-1534. 2009.
- PIMENTEL, F. P. A Corrente do Brasil e a Corrente de Contorno Intermediário na região da Cadeia Vitória-Trindade. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2012.
- PIUMBINI, P. P. Clima de ondas de gravidade e estado de agitação marítima em ambientes marinhos do Espírito Santo. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) – Departamento de Engenharia Ambiental, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória. 2009.
- PLATT, T. Local phytoplankton abundance and turbulence. *Deep Sea Research*. Vol 19, pp. 183-187. 1971.
- PLATT, T.; SATHYENDRANATH, S. Ocean primary production: Estimation by remote sensing at local and regional scales. *Science*, v. 241, pp. 1613-1620. 1988.
- RADENAC, M. H.; RODIER, M. Nitrate and chlorophyll distributions in relations to thermohaline and current structures in the western tropical Pacific during 1985-1989. *Deep-Sea Research II*, v. 43, pp. 725-752. 1996.
- REYNOLDS, C. S. *Ecology of Phytoplankton: ecology, biodiversity and conservation*. Cambridge University Press. New York. 2006.
- 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*, 21: 371-394. 2001.
- ROUGHAN, M.; MIDDLETON, J. H. On the East Australian Current: Variability, encroachment, and upwelling. *Journal of Geophysical Research*. 2004.

- SCHMID, C.; SCHAFER, H.; PODESTÁ, G.; ZENK, W. The Vitória Eddy and Its Relation to Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*. v 25. pp. 2532-2546. 1994.
- SANTOS, F. T. Variação espaço-temporal da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) entre os paralelos de 10°S e 25°S. Monografia (Graduação em Oceanografia) – Departamento do Oceanografia e Ecolofia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória. 2012.
- SERVINO, R. N. A bifurcação da Corrente do Brasil no Embaiamento de Tubarão e seu papel na formação de vórtices ciclônicos. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Ambiental) – Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória. 2014.
- SIEDLER, G.; ZENK, W. Woce Südatlantik. Reise Nr. 15, 30. Dezember 1990 - 23 März 1991 METEOR-Berichte, Universität Hamburg, 92-1, 126 pp. 1991.
- SIEGEL, D. A.; DONEY, S. C.; YODER, J. A. The North Atlantic Spring Phytoplankton Bloom and Sverdrup's Critical Depth Hypotesis. *Science* 296, 730. 2002.
- SILVA, M. R. L. F. Sensoriamento Remoto do Campo de Concentração de Clorofila-a na Região da Costa Central do Brasil. Universidade Federal do Espírito Santo. 2005.
- SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S.; IKEDA, Y. A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Rev. Bras. Oceanografia*. 48(2):171-183. 2000.
- SILVEIRA, I. C. A.; OLIVEIRA, E. R.; MATTOS, R. A.; FERNANDES, F. P. A.; LIMA, J. A. M. Mesoscale Patterns of the Brazil Current between 20°S and 25.5°S. Ocean Sciences Meeting, AGU/ASLO/IAPSO/TOS, Honolulu, OS45N-12. 2006.
- SOUZA, R. B. Oceanografia por satélites. São Paulo: Oficina de Textos, 2005.
- SOUZA, R.B.; GHERARDI, D.F.M.; SATO, O.T.; POLITO, P.S.; KAMPEL, M.; LENTINI, C.A.D. Climatologia e variabilidade ambiental marinha na região do Banco dos Abrolhos determinada por satélites: resultados preliminares do

- projeto Pro-Abrolhos. Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Florianópolis, Brasil. 2007.
- STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104(C9), 20.863–20.883. 1999.
- SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W.; FLEMING R. H. *The Oceans, Their Physics, Chemistry, and General Biology*. New York: Prentice-Hall. 1942.
- SVERDRUP, H. U. On conditions for the vernal Blooming of Phytoplankton. *Journal du Conseil*. v. 18, pp 287-295. 1953.
- TALLEY, L. D.; PICKARD, G. L.; EMERY, W. J.; SWIFT, J. H. *Descriptive Physical Oceanography*. Elsevier. 2011
- TAYLOR, K. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, 106:7183–7192. 2001.
- VALENTIN, J. L. Características hidrobiológicas da região central da Zona Econômica Exclusiva brasileira (Salvador, BA, ao Cabo de São Tomé, RJ). Brasília: Ideal editora. 168 p. 2007.
- VANDEBLOEMEN, L. A. Satellite analysis of temporal and spatial chlorophyll patterns on the West Florida shelf (1997-2003). 112 f. Tese (Doutorado em Filosofia) - College of Marine Science, University of South Florida, Florida, 2006.
- WILKIN, J. L.; HUNTER, E.J. An assessment of the skill of real-time models of Mid-Atlantic Bight continental shelf circulation. *J Geophys Res*. 118(6): 2919–2933. 2013.
- WILKS, D. S. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Segunda edição. Elsevier. Nova York. 2006.
- WILLIAMS, P. J. B.; THOMAS, D. N.; REYNOLDS, C. S. *Phytoplankton Productivity: Carbon assimilation in Marine and Freshwater Ecosystems*. Blackwell Science. United Kingdom. 2002.

- ZEMBRUSCKI, S. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In PROJETO REMAC. Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. PETROBRAS. CENPES. DINTEP (Série REMAC nº 7), Rio de Janeiro, 129–177. 1979.
- ZOFFOLI, M. L.; KAMPEL, M.; FONSECA, L. M. G. Caracterização da pluma de sedimento do rio Doce (ES) utilizando dados TM – Landsat 5. Anais XV Simpósio brasileiro de Sensoriamento Remoto. Curitiba, Brasil. 2011.

Apêndice A

Tabela A1 - Posição e datas das coletas dos perfiladores ARGO
(continua)

lon.	lat.	dia	mês	ano
-38,43	-21,27	1	10	2007
-38,81	-21,69	11	10	2007
-38,18	-21,72	24	11	2007
-38,48	-21,65	4	12	2007
-38,26	-21,18	14	12	2007
-38,43	-21,99	3	1	2008
-38,42	-21,90	24	4	2008
-39,53	-21,82	7	6	2008
-39,66	-21,02	17	6	2008
-39,05	-20,00	27	6	2008
-38,36	-20,93	7	7	2008
-38,05	-21,26	22	4	2009
-38,87	-21,41	1	5	2009
-38,75	-21,40	12	5	2009
-38,31	-21,42	24	5	2009
-38,85	-21,22	3	6	2009
-38,05	-21,38	11	6	2009
-39,05	-21,35	13	6	2009
-38,38	-21,80	21	6	2009
-39,32	-21,21	23	6	2009
-39,28	-20,81	3	7	2009
-39,28	-20,80	13	7	2009
-39,13	-20,37	23	7	2009
-39,03	-20,51	2	8	2009
-38,91	-20,43	12	8	2009
-38,73	-20,60	22	8	2009
-39,11	-20,86	1	9	2009
-39,12	-20,58	11	9	2009
-38,84	-20,40	21	9	2009
-38,85	-20,79	1	10	2009
-39,19	-20,80	11	10	2009
-38,98	-20,28	21	10	2009
-38,96	-20,52	31	10	2009
-39,28	-20,71	10	11	2009
-39,48	-20,56	20	11	2009
-39,13	-20,04	30	11	2009
-38,32	-20,53	10	12	2009
-39,44	-21,91	17	5	2010
-39,50	-20,61	27	5	2010
-39,99	-20,92	6	6	2010

Tabela A1 - Posição e datas das coletas dos perfiladores ARGO
(conclusão)

lon.	lat.	dia	mês	ano
-39,24	-20,28	6	6	2010
-40,06	-20,90	16	6	2010
-38,41	-20,46	16	6	2010
-40,18	-21,29	26	6	2010
-38,64	-20,88	26	6	2010
-38,93	-21,00	6	7	2010
-39,04	-21,24	16	7	2010
-39,28	-21,39	26	7	2010
-39,38	-21,49	5	8	2010
-39,48	-21,42	15	8	2010
-39,51	-20,76	25	8	2010
-39,75	-20,67	28	8	2010
-39,08	-20,19	4	9	2010
-38,41	-20,65	7	9	2010
-38,72	-20,74	14	9	2010
-38,53	-21,54	18	9	2010
-39,33	-21,25	24	9	2010
-38,25	-21,95	28	9	2010
-39,66	-20,82	4	10	2010
-38,16	-20,36	14	10	2010
-39,05	-20,91	18	10	2010
-39,21	-20,01	28	10	2010
-38,37	-20,50	7	11	2010
-38,70	-21,18	17	11	2010
-38,93	-21,28	28	11	2010
-39,63	-21,08	8	12	2010
-39,52	-20,42	18	12	2010
-38,20	-21,41	23	12	2010
-38,72	-20,17	28	12	2010

Apêndice B

EOF

As análises de EOF se basearam em Bjornsson e Venegas (1997). Segundo os autores esse método se baseia em métodos matriciais. Inicialmente todos os dados da variável de interesse são organizados em uma matriz F_{np} , onde n é o número de mapas ou amostragens (nesse caso, o número de matrizes de médias mensais de [chl-a]) e p é o número de pontos das matrizes. Dessa forma, cada linha da matriz F representa um mapa e cada coluna representa a série temporal de um dado ponto.

Em seguida a média total e a tendência linear de cada série é removida, ou seja, cada coluna da matriz F apresenta média zero.

O passo seguinte é calcular a matriz covariância de F por $R = F^t F$ e depois calcular os autovalores e autovetores de R por:

$$RC = C\Lambda$$

Uma vez que R é uma matriz quadrática, $C^{-1} = C^t$, então a equação acima pode ser escrita da seguinte forma: $R = C\Lambda C^t$.

Onde Λ é matriz diagonal contendo os autovalores λ_i de R . As colunas c_i de C são os autovetores de R correspondentes aos autovalores λ_i . Assim, Λ e C são do tamanho p por p .

Cada autovalor é associado a um autovetor. Este, por sua vez, pode ser apresentado como um mapa, ou seja, uma EOF. Os autovetores são ordenados com base no valor do seus autovalores associados, ou seja, a primeira EOF é associada ao maior autovalor e a segunda EOF ao segundo maior autovalor e assim sucessivamente. A razão entre o autovalor λ_i e a soma dos outros autovalores representa a fração de toda variância em R explicada pelo modo.

A variação temporal de uma EOF é obtida conforme a seguinte equação:

$$\vec{a}_j = F\vec{c}_j$$

Os n componentes do vetor \vec{a}_j são as projeções dos mapas em F na EOF j e o vetor é uma série temporal da evolução da EOF j . É possível reconstruir a matriz F a partir das EOF e vetores \vec{a}_j da seguinte maneira:

$$\mathbf{F} = \sum_{j=1}^p \bar{\alpha}_j (\mathbf{E} \mathbf{O} \mathbf{F}_j)$$

Caso $j = N \ll p$, a reconstrução será mais “limpa” e apresentará menos ruídos.

O teste de significância de North *et al.* (1982)

Segundo North *et al.* (1982) existe um erro associado entre dois autovalores λ vizinhos e, conseqüentemente, entre dois autovetores ψ vizinhos:

$$\Delta \lambda_k \approx \sqrt{\frac{2}{n}} \lambda_k$$

$$\Delta \psi_k \approx \frac{\Delta \lambda_k}{\lambda_j - \lambda_k} \psi_j$$

Onde λ_j é o autovalor mais próximo ao autovalor λ_k e n é o número de amostras. A estimação da EOF ψ_k (associada ao autovalor λ_k) é principalmente contaminada pelas EOFs vizinhas ψ_j . Quanto mais próximos os autovalores, menor a diferença $\lambda_j - \lambda_k$ e maior é a contaminação. Assim, um erro típico $\Delta \lambda$ de um dado autovalor é comparável até a diferença entre seu autovalor vizinho e o erro típico $\Delta \psi$ do autovetor será comparável ao tamanho do autovetor vizinho.

SVD

A método é semelhante a EOF, porém com duas matrizes iniciais (estruturadas como a matriz \mathbf{F}), sendo uma para cada variável, nesse caso \mathbf{S} e \mathbf{P} . Calcula-se a matriz covariância:

$$\mathbf{C} = \mathbf{S}^t \mathbf{P}$$

Em seguida se desenvolve a decomposição de valores singulares de \mathbf{C} encontrando-se as matrizes \mathbf{U} e \mathbf{V} e a matriz diagonal \mathbf{L} :

$$\mathbf{C} = \mathbf{U} \mathbf{L} \mathbf{V}^t$$

As colunas de \mathbf{U} formam os vetores singulares de \mathbf{S} ou vetores singulares à esquerda e as colunas de \mathbf{V} formam os vetores singulares de \mathbf{P} ou vetores singulares

à direita. Cada par de vetores singulares é um modo de co-variabilidade entre os campos S e P .

As séries temporais que descrevem como cada modo varia no tempo são obtidas da seguinte forma. Para S :

$$A = SU$$

Para P :

$$B = PV$$

As colunas das matrizes A e B contém as séries temporais de cada modo e, uma vez que U e V são ortogonais, pode-se reconstruir as matrizes de dados usando $S = AU^t$ e $P = BV^t$. A diagonal de L contém os valores singulares. Se $l_i = L(i, i)$ é o i – *ésimo* valor singular, a fração de covariância explicada (FCE) pelos correspondentes vetores singulares \vec{u}_i e \vec{v}_i é dada por:

$$(FCE)_i = \frac{l_i^2}{\sum l_i^2}$$

Apêndice C

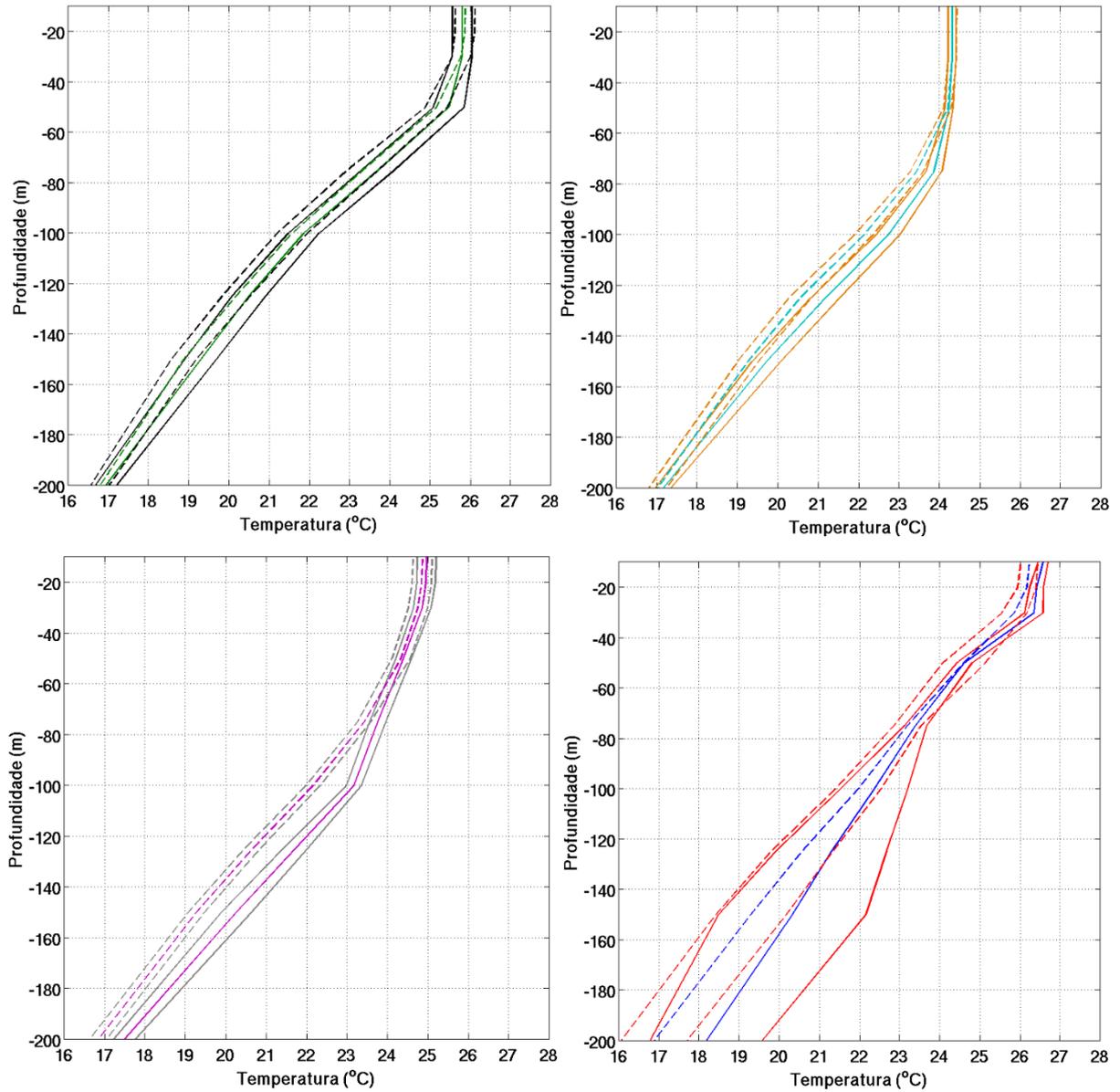


Figura C1 - Perfis verticais médios de temperatura conservativa e erro padrão associado para os períodos de outono (superior esquerdo), inverno (superior direito), primavera (inferior esquerdo) e verão (inferior direito). As linhas contínuas apresentam o comportamento dos dados dos perfiladores ARGO e as linhas tracejadas do modelo HYCOM.

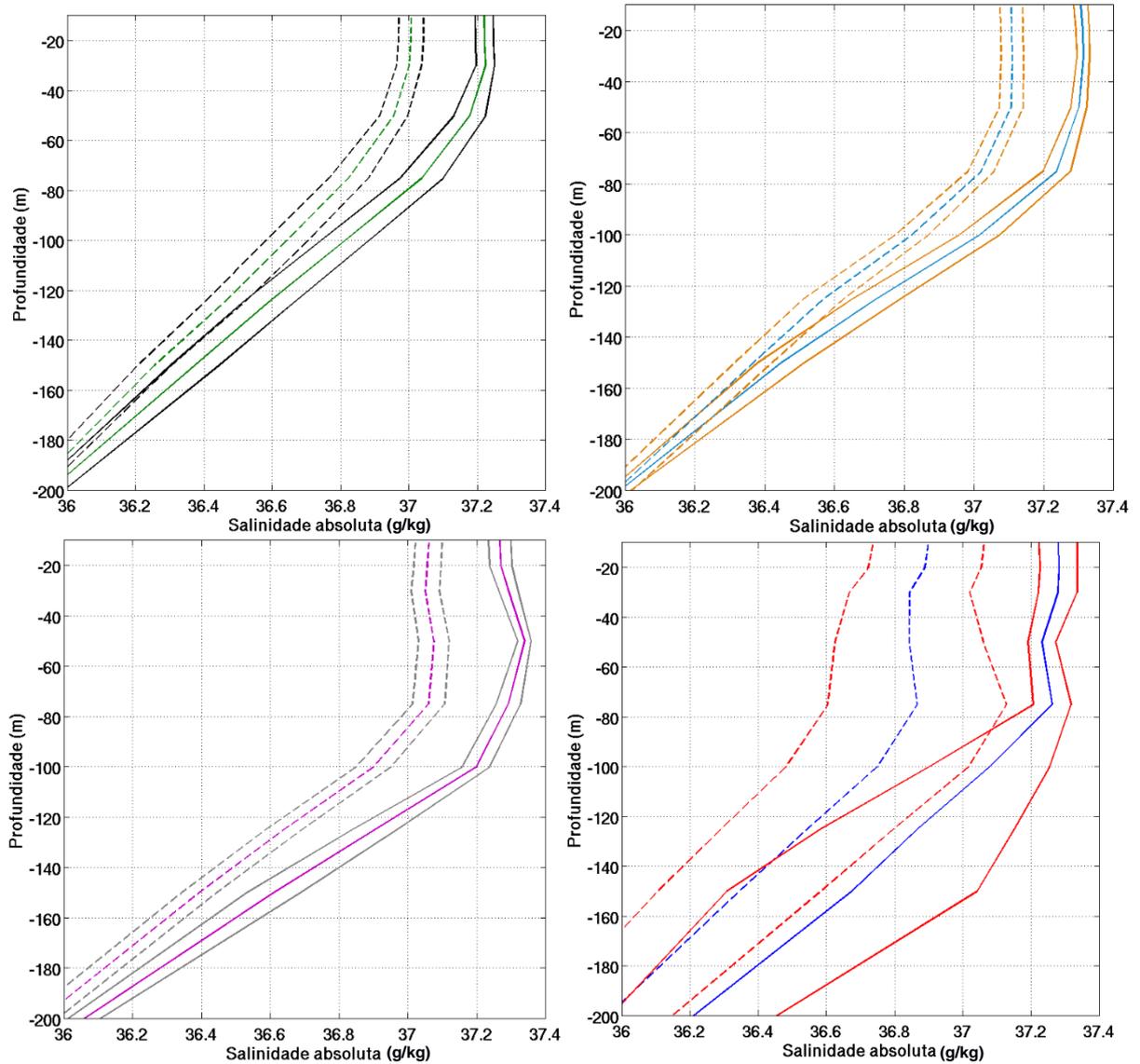


Figura C2 - Perfis verticais médios de salinidade absoluta e erro padrão associado para os períodos de outono (superior esquerdo), inverno (superior direito), primavera (inferior esquerdo) e verão (inferior direito). As linhas contínuas apresentam o comportamento dos dados dos perfiladores ARGO e as linhas tracejadas do modelo HYCOM.

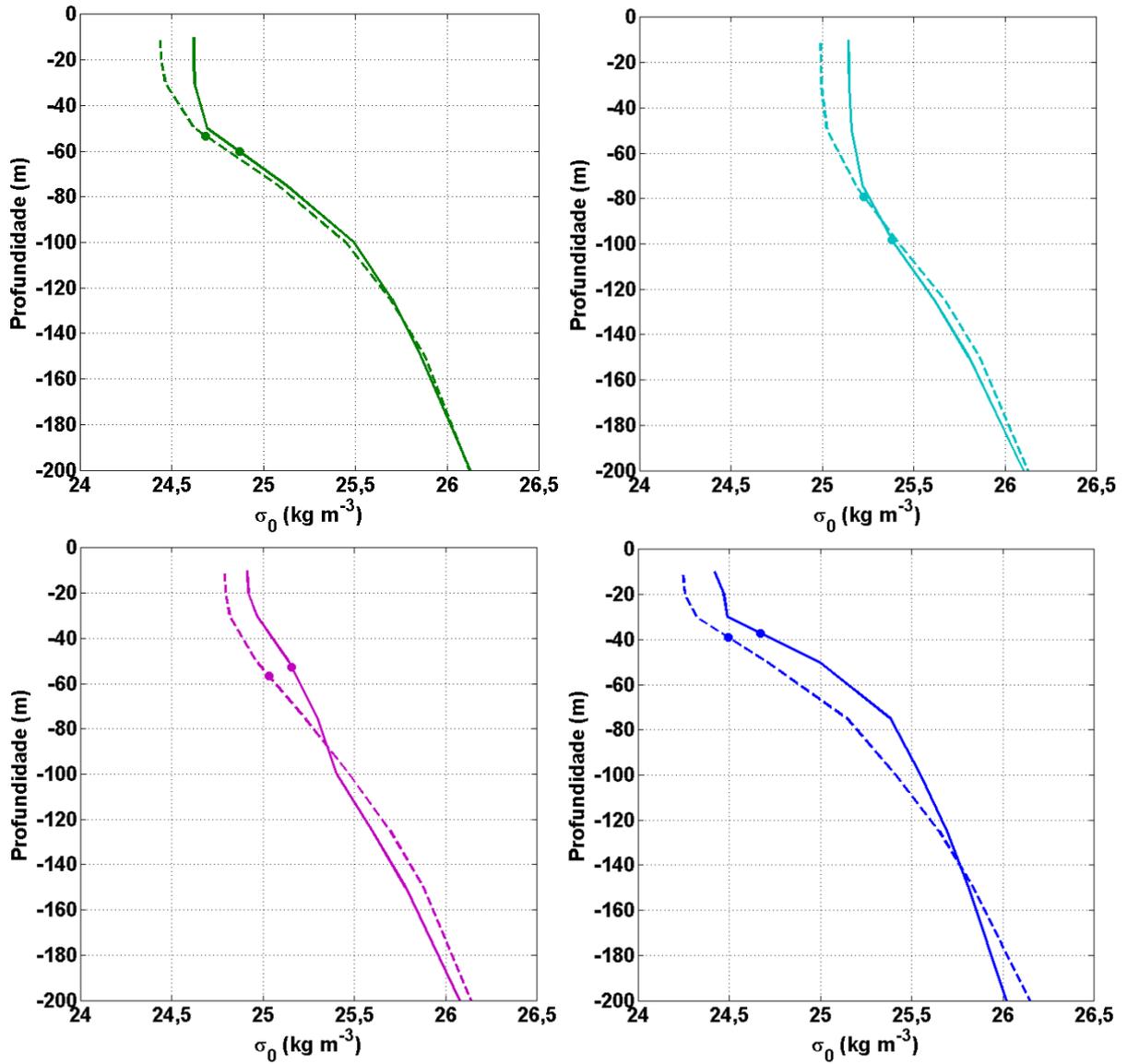


Figura C3 - Perfis verticais médios de anomalia de massa específica potencial (σ_0) para os períodos de outono (superior esquerdo), inverno (superior direito), primavera (inferior esquerdo) e verão (inferior direito). As linhas contínuas apresentam o comportamento dos dados dos perfiladores ARGO e as linhas tracejadas do modelo HYCOM. Os círculos marcam a profundidade da camada de mistura.