



UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO  
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS  
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA E ECOLOGIA  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

**JULIANE LANDIM VARGAS**

**VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA  
CONCENTRAÇÃO DE CLOROFILA-A NA PLATAFORMA  
CONTINENTAL DAS BACIAS DE CAMPOS E DO ESPÍRITO  
SANTO**

VITÓRIA  
2014

JULIANE LANDIM VARGAS



**anp**  
Agência Nacional  
do Petróleo,  
Gás Natural e Biocombustíveis



**PRH-29**  
Universidade Federal  
do Espírito Santo



## **VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA CONCENTRAÇÃO DE CLOROFILA-A NA PLATAFORMA CONTINENTAL DAS BACIAS DE CAMPOS E DO ESPÍRITO SANTO**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Graduação em Oceanografia, do Departamento de Oceanografia e Ecologia (DOC) da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), como requisito parcial para obtenção do título de Bacharel em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Renato David Ghisolfi.

VITÓRIA

2014

JULIANE LANDIM VARGAS

**VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA CONCENTRAÇÃO DE  
CLOROFILA-A NA PLATAFORMA CONTINENTAL DAS BACIAS DE  
CAMPOS E DO ESPÍRITO SANTO**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Departamento de Oceanografia e Ecologia do Centro de Ciências Humanas e Naturais da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharela em Oceanografia.

Aprovado em \_\_/\_\_/\_\_\_\_.

**COMISSÃO EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Renato David Ghisolfi

Orientador – DOC/UFES

---

Prof. Dr. Camilo Dias Junior

Examinador – DOC/UFES

---

Dr. Meyre Pereira da Silva

Examinador – DOC/UFES

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a Deus por ter pais maravilhosos, Rogério e Jacqueline, que sempre investiram no meu futuro e me deram todo suporte para concluir minha graduação em uma cidade tão longe de casa.

Agradeço a meu namorado Vinícius pelo suporte emocional e pelo incentivo em todos os momentos difíceis. Momentos difíceis e de muito estudo que sem minhas amigas Larissa, Daniele e Jéssica tudo seria muito pior.

Agradeço ao meu orientador, Renato Ghisolfi, por todos os conselhos e por todas as horas em que me auxiliou na produção da monografia.

Agradeço aos meus amigos do laboratório Poseidon. Foram muitos momentos de desabafos, risadas, pulgas, comilança, cafezinhos... vai ficar a saudade!

Dentre os membros do laboratório, um agradecimento especial à Meyre que, apesar de ter chegado mais tarde, já é uma pessoa muito querida por todos do laboratório, uma mãezona que não consegue negar ajuda a ninguém.

Agradeço à Agência Nacional de Petróleo (ANP) pelo suporte financeiro realizado por meio da bolsa de iniciação científica.

## RESUMO

A Bacia do Espírito Santo e a parte norte da Bacia de Campos é uma região que apresenta uma complexa hidrodinâmica, onde vórtices e meandros da Corrente do Brasil e o processo de ressurgência costeira confere uma marcada variabilidade nas variáveis físicas e químicas, que podem ter impacto na produtividade primária local. Neste trabalho, estimativas de clorofila-*a* (Chl-*a*) e temperatura da superfície do mar (TSM) foram obtidas por meio do sensor MODIS para estudar o padrão sazonal de distribuição de Chl-*a*, bem como determinar os processos físicos que condicionam este padrão. Concentrações de clorofila mais elevadas foram encontradas junto à costa e se reduziram gradativamente em direção ao oceano. A complexidade dessas águas impediu, entretanto, avaliar a real contribuição da ressurgência costeira durante o verão. Apenas os dados referentes ao transecto localizado ao norte de Cabo de São Tomé apresentaram sinais de aumento de clorofila-*a* associado à ascensão de águas frias. Os resultados indicam, também, que o enriquecimento da biomassa fitoplanctônica parece estar mais relacionado à batimetria do fundo oceânico e à mistura da coluna d'água durante o resfriamento da TSM (outono e inverno). Para maior compreensão a respeito dos mecanismos capazes de introduzir águas frias e ricas em nutrientes na zona eufótica, é importante o uso de dados de menor escala temporal, bem como informações coletadas *in situ*.

Palavras chave: fitoplâncton, sensoriamento remoto, Bacia do Espírito Santo.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Limites das Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo com localização dos campos de produção e blocos de exploração.....	14
Figura 2 - Disposição espacial dos transectos na área de estudos.....	16
Figura 3- - Batimetria correspondente a cada um dos transectos.....	21
Figura 4- Variação média sazonal de [Chl- <i>a</i> ] no T1 e (2003 a 2011).....	21
Figura 5- Variação média sazonal de [Chl- <i>a</i> ] no T3 e (2003 a 2011).....	22
Figura 6- Variação média sazonal de [Chl- <i>a</i> ] no T3 e (2003 a 2011).....	22
Figura 7- Variação média sazonal de [Chl- <i>a</i> ] no T4 e (2003 a 2011).....	23
Figura 8- Climatologia das componentes do fluxo de calor na interface oceano-atmosfera para a região de estudo.....	27
Figura 9- Variação média sazonal da TSM (2003-2011) ao longo dos transectos.....	29
Figura 10- Correlação entre temperatura e concentração de clorofila- <i>a</i> ao longo dos transectos utilizando o coeficiente “ <i>r</i> ” de Pearson.....	31

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Caracterização das massas de água AT e ACAS presentes na Corrente do Brasil.....	15
Tabela 2- Definição de localização, características de cada transecto e distância em relação à costa.....	17
Tabela 3- Valores médios da concentração de Chl-a nos três primeiros pixels.....	18
Tabela 4- Resultado do cálculo da diferença sazonal de [Chl-a] entre as estações do ano.....	25
Tabela 5- Média sazonal das intensidades e direções do vento nas estações automáticas de Linhares, Vitória e Campos.....	26
Tabela 6- Resultado do cálculo da diferença sazonal de TSM entre as estações do ano.....	28

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>9</b>
<b>2. OBJETIVOS.....</b>	<b>13</b>
<b>3. METODOLOGIA .....</b>	<b>14</b>
3.1 ÁREA DE ESTUDO.....	14
2.2 METODOLOGIA.....	16
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>	<b>18</b>
<b>5. CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS FUTURAS .....</b>	<b>32</b>
<b>6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>34</b>



## 1. INTRODUÇÃO

A plataforma continental é uma região mais sensível à exposição humana, pois tem a presença de um complexo ecossistema (BENTZ *et al.*, 2005) associado ao alto nível de produtividade primária. Nesse sentido, o fitoplâncton é o principal responsável pelo sustento da cadeia trófica de todo o oceano e essencial para atividades comerciais como a pesca (BRANDINI, 1990), além de ser fundamental para o ciclo do carbono (CASTRO *et al.*, 2010, KAMPEL, 2003).

A produtividade fitoplanctônica depende basicamente de dois fatores: luz e nutrientes (TANG *et al.*, 2003). Horizontalmente, os nutrientes se distribuem, principalmente, a partir do aporte continental e se reduzem gradativamente em direção ao oceano aberto (CHAVES *et al.*, 2006; NOERNBERG *et al.*, 2007). A luz, por outro lado, limita a produtividade primária à zona eufótica podendo dificultar, ainda, a interação entre organismos e sedimentos do fundo oceânico.

Nas zonas tropicais a penetração dos raios solares no oceano é alta durante o ano todo. Entretanto, isso gera uma coluna d'água fortemente estratificada com características oligotróficas na parte superficial (LOURENÇO; MARQUES JUNIOR, 2002). Assim, no oceano tropical, os organismos fitoplanctônicos são dependentes de processos como ressurgência e mistura vertical que tragam à superfície nutrientes localizados abaixo da camada eufótica e, com isso, favoreçam o aumento local da sua biomassa.

Segundo Costa Junior (2012), uma desestratificação pode ser impulsionada pelo balanço de calor negativo (perda de calor pelo oceano) através da interface oceano-atmosfera que se inicia no outono e se estende até o fim do inverno. Neste processo, a densidade superficial do oceano aumenta fazendo com que essa porção afunde e elimine a termoclina sazonal. O autor afirma, ainda, que o resfriamento é principal responsável pelo aprofundamento da camada de mistura (CM) durante os meses de outono e inverno, enquanto efeitos sinóticos na CM (causados pela passagem de frentes, ciclones e anticiclones) são mais significativos durante o verão e primavera.

Na região de estudo, ou seja, na plataforma continental das Bacias de Campo e do Espírito Santo, os processos que trazem águas ricas em nutrientes para a camada

superficial são: (1) ressurgência costeira atribuída às variações da componente do vento paralelo à costa (e. g. RODRIGUES; LORENZETTI, 2000); (2) Bombeamento de Ekman positivo impulsionado pelo rotacional do estresse do vento negativo (CASTELÃO; BARTH, 2006); (3) vórtices associados à Corrente do Brasil (CB) (SCHMID *et al.*, 1995, GAETA *et al.*, 1999); (4) ressurgência de quebra de plataforma associadas ao ajuste baroclínico da CB (CAMPOS, 1995).

Na região de Cabo Frio, ventos de nordeste-leste durante verão e primavera impulsionam o Transporte de Ekman e a ressurgência costeira local (CARBONEL, 1998, VALENTIN; COUTINHO, 1990). Castelão e Barth (2006) estimaram um rotacional do estresse do vento negativo que se intensifica durante o verão ao longo da região entre Vitória e Ilha de São Sebastião, cujo desenvolvimento se intensifica nas proximidades de Cabo Frio.

Rodrigues e Lorenzetti (2000) demonstraram a influência da topografia na costa sudeste e, de acordo com seus resultados, é provável que a ressurgência costeira localizada em Cabo de São Tomé e Vitória tenha sua força e localização governadas, principalmente, pelo fundo oceânico, enquanto que em Cabo Frio a ascensão de água sofre maior efeito da irregularidade da linha de costa.

Schmid *et al.* (1995) evidenciaram forte ressurgência costeira entre 20 e 21°S no mês de janeiro. Segundo os autores, essa ascensão de água, aparentemente, forma o meandro na CB que se desenvolve o Vórtice de Vitória (VV). Gaeta *et al.* (1999), por sua vez, caracterizaram o VV como uma estrutura permanente, provavelmente originado a partir dos efeitos topográficos sob a CB, e capaz de bombear águas profundas, aumentando, assim, a produtividade e clorofila-*a* em até duas vezes. Em contrapartida, Passos (2011) evidenciou uma natureza intermitente no VV, o qual, de acordo com a autora, está presente somente no cenário de verão.

Soares *et al.* (2007) considera os vórtices existentes no limite da plataforma continental como resultado de um processo baroclínico originado da interação do fluxo da CB com o Bancos de Abrolhos e Royal Charlote. Essa interação resultaria na geração de um trem de ondas que abrange a região até 28°S. Segundo Campos *et al.* (2000), as instabilidades da CB entre 23°S a 28°S são responsáveis pela ascensão da ACAS na plataforma continental externa durante o inverno e contribuem para ressurgência costeira no verão.

O monitoramento *in situ* da biomassa autotrófica nos oceanos é de difícil obtenção, primeiro pela imprevisibilidade dos fenômenos meteoceanográficos que se relacionam com processos físicos, químicos e biológicos (BENTZ *et al.*, 2005) e segundo pelos altos custos financeiros (LORENZZETTI, 1980). Portanto, para amostrar os organismos fitoplanctônicos são necessárias coletas de alta frequência e larga escala (LORENZZETTI, 1980, NOERNBERG *et al.*, 2007), sendo prática a obtenção dos dados por meio de sensoriamento (eg, KAMPEL, 2003, DETONI; GARCIA, 2009, ALVAREZ *et al.*, 2012).

Com isso, a clorofila-*a* pode ser assumida como um *proxy* da biomassa fitoplanctônica (LARA *et al.*, 2010). Dessa forma, é possível observar e compreender, por exemplo, fenômenos dinâmicos de mesoescala com variação espaço-temporal que beneficiam o aumento da biomassa fitoplanctônica por meio da intrusão de nutrientes na zona eufótica marinha (DETONI & GARCIA, 2009; LORENZZETTI, 1980; SOUZA, 2003).

Vários estudos (eg, ALVAREZ *et al.*, 2012, KAMPEL, 2003, SCHMID, *et al.*, 1995) utilizam dados de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) para determinar a ocorrência de eventos meteoceanográficos. Esses eventos podem, na maioria dos casos, serem associados ao enriquecimento local da concentração de clorofila-*a*. Por exemplo, a presença da termoclina sazonal funciona como uma barreira que impede a entrada de nutrientes (predomina produção regenerada), logo a ascensão de águas frias da camada profunda disponibiliza mais nutrientes que favorece o aumento da biomassa fitoplanctônica (predomina produção nova).

Em vista da importância ecológica e da alta dinâmica presente na costa sudeste do Brasil, torna-se essencial uma coletânea de informações para posterior monitoramento ambiental. Isso é, ainda, mais importante pela presença das Bacias de Campos e do Espírito Santo que, devido à exploração petrolífera, agregam valor econômico, político e social à região. A exploração de óleo e gás natural pode acarretar diversos impactos no ambiente marinho, como: alteração da qualidade da água, dos níveis de nutrientes e turbidez, da biota local e de áreas costeiras (PETROBRAS, 2011).

Diante disso, estudos oceanográficos relacionados à dinâmica física nesses locais são essenciais, tanto no intuito de SE conhecer para aproveitar de forma mais

eficiente os recursos naturais, quanto para previsão de possíveis acidentes (MARTINS, 2005). Nesse sentido, a biomassa fitoplanctônica pode ser considerada um bom indicador de locais com significância ecológica e pode ser usado como ferramenta neste tipo de estudo.

## **2. OBJETIVOS**

Caracterizar a variabilidade espaço-temporal da clorofila-*a* nas Bacias de Campos e do Espírito Santo. Para isso os objetivos específicos são:

1. Avaliar a distribuição espaço-temporal da concentração de clorofila-*a* em relação à costa durante as estações do ano;
2. Avaliar períodos de maior e menor concentração de clorofila-*a*;
3. Analisar a associação espaço-temporal entre clorofila-*a* e temperatura da superfície do mar.

### 3. METODOLOGIA

#### 3.1 ÁREA DE ESTUDO

As Bacias do Espírito Santo e de Campos (Figura 1) são regiões localizadas ao longo da costa sudeste brasileira. A primeira delas é limitada ao norte pela fronteira entre os estados do Espírito Santo e Bahia ( $18,33^{\circ}\text{S}$ ,  $39,66^{\circ}\text{O}$ ) e ao sul pela cidade de Vitória ( $20,30^{\circ}\text{S}$ ,  $40,29^{\circ}\text{O}$ ), a qual marca, também, o início da Bacia de Campos que é delimitada inferiormente por Cabo Frio ( $23^{\circ}\text{S}$ ,  $42^{\circ}\text{O}$ ).

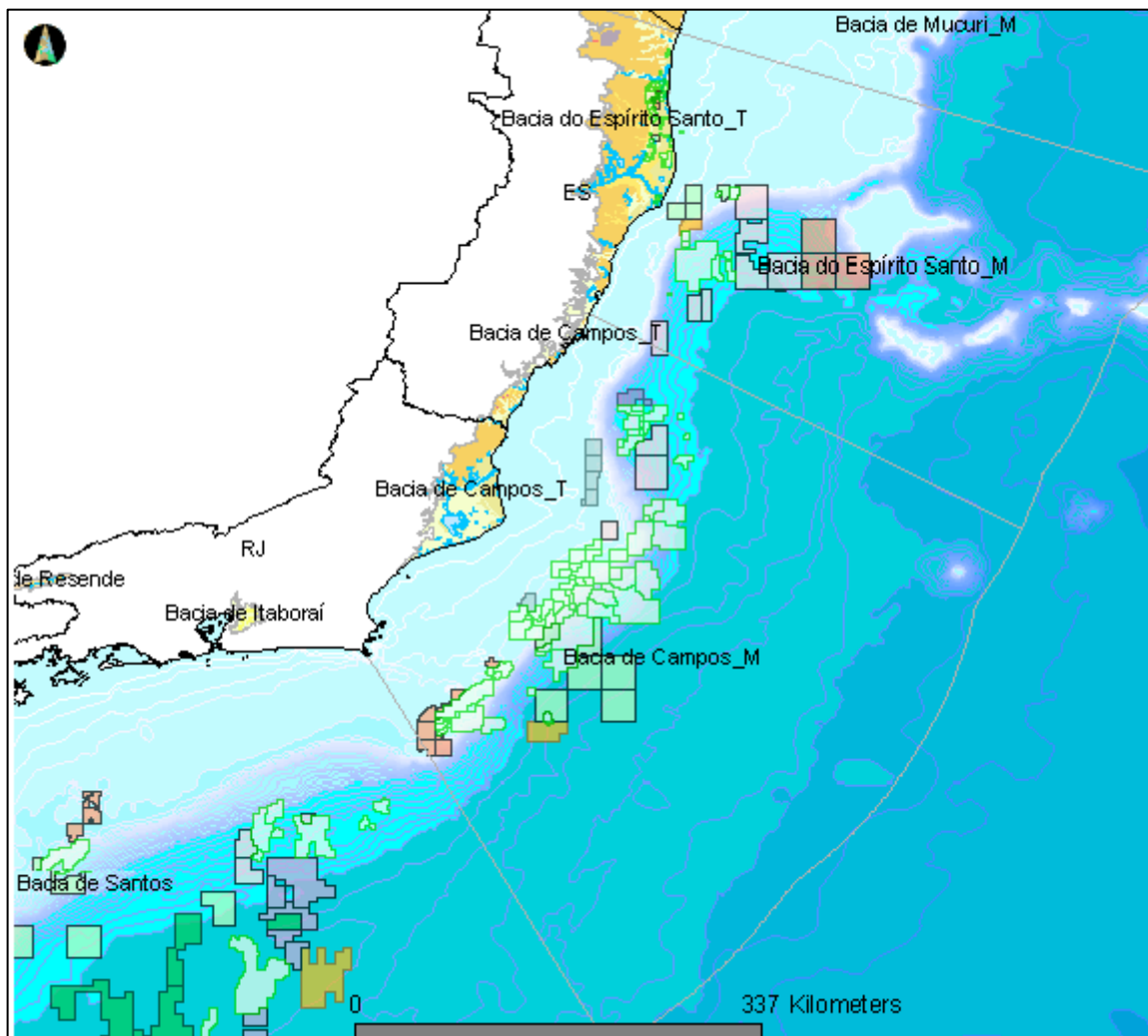


Figura 1- Limites das Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo com localização dos campos de produção (quadrados verdes com bordas verdes) e blocos de exploração (demais quadrados). Dados atualizados em 10/11/2013. Fonte: BDEP (2013).

A plataforma continental da região estudada tem como característica uma largura bastante variável, cuja extensão é de 35 km em frente ao Rio Doce, 110 km a partir de Cabo de São Tomé e 80 km de Cabo Frio (RODRIGUES; LORENZZETTI, 2000). A plataforma da região de Cabo Frio segue, ainda, a configuração da linha de costa,

a qual, inicialmente, tem um sentido norte-sul para, logo em seguida, mudar para leste oeste (CAMPOS *et al.*, 1995).

O clima tropical úmido é influenciado pela Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) que garante a prevalência de ventos de nordeste ao longo do ano com maior intensidade no verão (PETERSON; STRAMMA, 1991). No inverno, entretanto, frentes frias vindas de sudoeste tornam-se mais frequentes e intensas (CASTELÃO; BARTH, 2006).

A região também é caracterizada por chuvas entre os meses de novembro a março e seca de abril a outubro (CPTEC/INPE, 2013). Isso afeta a vazão dos rios Doce e Paraíba do Sul, a qual, de acordo com Cupolillo (2008) se mostra mais significativa a partir de dezembro (após a saturação dos solos) até março.

A Corrente do Brasil (CB) é a corrente de contorno oeste que flui em direção às altas latitudes no limite da Plataforma Continental Brasileira (SILVEIRA *et al.*, 2000) com características tipicamente oligotróficas. Ela tem fluxo relativamente fraco quando comparada, por exemplo, a Corrente do Golfo (STOMMEL, 1960). A dinâmica da CB, por outro lado, é intensa e caracterizada por vigorosos meandramentos desde a costa de Vitória até a Baía de Santos (SIGNORINI, 1978, SOUTELINO, R.; SILVEIRA, I., 2008).

A CB é responsável pelo transporte da Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS) (SILVEIRA *et al.*, 2000) (Tabela 2). A AT é superficial e recebe, portanto, intensa radiação solar e aporte de água doce continental (EMILSSON, 1960). A ACAS, por outro lado, localiza-se na picnoclina (SILVEIRA *et al.*, 2000) e apresenta águas frias e ricas em nutrientes que, quando atinge a zona eufótica, pode intensificar a produção primária e contribuir para a estabilidade vertical da coluna d'água (JABLONSKI, 2005).

Tabela 1- Caracterização das massas de água AT e ACAS presentes na Corrente do Brasil.

Massa de água	Temperatura (°C)	Salinidade	Espessura (m)	Fonte
AT	>20	>36,20	0-142	Emilsson, 1960
ACAS	8,72-20,00	34,66-36,20	142-567	Silveira <i>et al.</i> , 2000

## 2.2 METODOLOGIA

O banco dos dados utilizado neste estudo é formado por informações da concentração de clorofila-*a* ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e temperatura superficial do mar (TSM) obtidas durante a noite ( $^{\circ}\text{C}$ ) ao longo de 9 anos (2003-2011). As imagens são produto do sensor MODIS (*Moderate Resolution imaging Spectroradiometer*) e são disponibilizadas gratuitamente no sítio <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>. Os dados obtidos são resultantes de um processamento de nível 3 e representam composições mensais com resolução espacial de 4 km.

A fim de verificar a variabilidade espaço-temporal da concentração de clorofila-*a*, ocasionada ou não por eventos de mesoescala, foram definidos 4 transectos (T1, T2, T3 e T4) dispostos quase perpendiculares à costa (Figura 2). O comprimento de cada transecto foi determinado por meio de observações de imagens projetadas a partir dos dados de clorofila-*a*, as quais indicaram a distância máxima *offshore* onde ocorreriam modificações significativas dos valores das variáveis ao longo de cada transecto. Uma vez determinado o tamanho do transectos, todos os pontos (*pixels*) foram amostrados, ou seja, os pontos coletados estão espaçados a cada 4 km (Tabela 2).

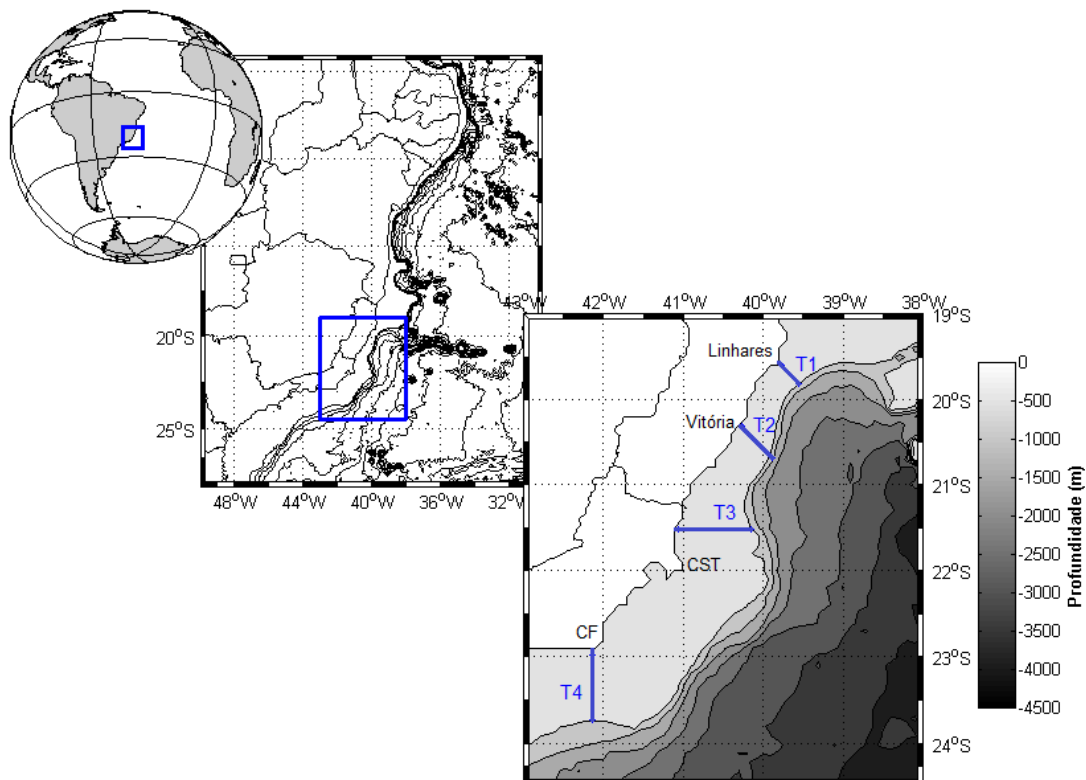


Figura 2- Disposição espacial dos transectos na área de estudos. A área de estudo representa a



costa leste brasileira entre as latitudes aproximadas de 19°S a 24.5°S e abrange os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo.

Tabela 2- Definição de localização (Latitude/Longitude inicial e final), características de cada transecto e distância em relação à costa.

Nome	Lat. inicial	Lon. Inicial	Lat. Final	Lon. final	Extensão	Pontos amostrados	Obs.
T1	-19.604°	-39.771°	-19.812°	-39.562°	24 km	6	Próximo à Linhares e à desembocadura do Rio Doce.
T2	-20.313°	-40.271°	-20.688°	-39.896°	36 km	9	À frente de Vitória.
T3	-21.521°	-41.062°	-21.521°	-40.146°	84 km	21	Ao norte de Cabo de São Tomé (CST).
T4	-22.979°	-42.146°	-23.729°	-42.146°	64 km	16	Localizado ao sul da inflexão de Cabo Frio (CF).

A variabilidade espaço-temporal da concentração de clorofila-a e da temperatura superficial do mar foi analisada a partir de gráficos de médias sazonais (verão, outono, inverno e primavera) do período analisado. Além disso, as variáveis foram estudadas por meio da análise das diferenças entre as estações, ou seja, pelo cálculo de quanto a Chl-a (percentualmente) ou TSM (em °C) aumentou ou reduziu a cada pixel entre as estações do ano.

Devido à grande quantidade de dados, foi necessário simplificar os transectos de clorofila e TSM. Para tanto, os mesmos foram divididos em três partes determinadas com base na observação do decaimento de Chl-a nos gráficos sazonais de variabilidade espaço-temporal. Após isso, aplicou-se cálculo de média aritmética entre todos os valores de cada uma das três partes. Por fim, obteve-se, por transecto, 12 resultados de diferenças sazonais (um por estação e cada qual com três diferenças médias ao longo dos quilômetros).

A avaliação do nível de correlação entre as duas variáveis foi feita a partir do coeficiente de correlação “r” de Pearson com 95% de confiança. Para tanto, os perfis de clorofila-a e temperatura tiveram cada ponto de seu transecto correlacionado durante os períodos correspondentes.

#### 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados mostram que, em geral, as maiores concentrações de clorofila-a estão localizadas mais próximas à costa. A partir da concentração média anual de clorofila-a (Tabela 3), verifica-se uma grande redução de Chl-a nos primeiros 12 km a partir da costa (limite da zona econômica exclusiva), maior nos primeiros dois transectos do que nos dois últimos.

Tabela 3- Valores médios da concentração de Chl-a ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) nos três primeiros pixels. Pode-se observar o quanto (%) a Chl-a se reduz à medida que se afasta do continente. Ressalta-se que 4 km correspondem a 1 pixel, portanto estão representados 3 pixels nesta tabela.

Clorofila-a Média Anual ( $\text{mg}/\text{m}^3$ )						
Distância/ Transectos	1-4 km	Redução (%)	5-8 km	Redução (%)	9-12 km	Redução (%)
T1	4,93	-53,96	2,27	-53,96	1,04	-78.90
T2	5,95	-48,07	3,09	-48,07	2,03	-65.88
T3	8,29	-18,94	6,72	-18,94	4,53	-45.36
T4	1,33	-26,31	0.98	-26,31	0,78	-41.35

Isso ocorre devido ao aporte de origem continental e pela elevada dinâmica do ambiente oceânico na plataforma interna. A menor profundidade e a barreira feita pela presença do continente garantem que os agentes físicos sejam mais atuantes na região. O efeito da profundidade em águas rasas causa uma intensificação do efeito fricção das águas no fundo, da amplitude das ondas de gravidade e do movimento da maré. Já as linhas litorâneas impedem o fluxo livre das águas e produzem movimentos de convergência e divergência da água que, por sua vez, podem resultar na aceleração, subsidência ou ascensão de águas. A consequência de todos esses fatores é a maior variabilidade das amostras ao longo do tempo e a maior incerteza a respeito dos valores obtidos via satélite (RIGO, 2007).

Na região de estudo o período de maior pluviosidade se dá entre os meses de novembro a março (CPTEC/INPE, 2013) e, com isso, ocorre um aumento da contribuição continental, principalmente, por meio da vazão fluvial. Espera-se, portanto, que nos T1 e T3 seja introduzida uma maior quantidade de nutrientes durante o verão, quando as vazões dos rios Paraíba do Sul e Doce se elevam. Entretanto, é durante os meses de inverno (T1) (Figura 4) e outono (T3) (Figura 6)

que as concentrações de clorofila-a se mostram mais elevadas junto à costa. O mesmo serve para o T2 (Figura 5) e T4 (Figura 7), os quais, apesar de não possuírem uma fonte fluvial tão significativa, também seguem o mesmo padrão.

O Rio Paraíba do Sul e o Rio Doce são dois dos principais rios da costa leste do Brasil e representam duas fontes significativas de sedimentos em suspensão, disponibilizando 78 e 110 t/km<sup>2</sup>.ano, respectivamente (SOUZA; KNOPPERS, 2003). Nesse caso, sendo as menores concentrações de clorofila-a presentes durante os meses de verão, é possível supor que o sedimento introduzido pela fonte fluvial impeça a entrada da luz, agindo como limitante no processo de fotossíntese.

No entanto, segundo Campos (2011) a pluma do Rio Doce é muito variável, sendo influenciada não só pela vazão do rio como, também, pela atuação dos ventos. O T1 se localiza ao lado da margem norte do Rio Doce e, muitas vezes, pode não estar sob influência direta do rio. O autor afirma, ainda, que para que haja um deslocamento da pluma para direção norte é necessária elevada vazão do rio e/ou atuação de ventos do quadrante sul. O sinal da pluma ao norte, entretanto, é dificultado pela alta turbidez das águas que pode ser resultado da ressuspensão de sedimentos por ondas e correntes.

De acordo com Esch (2010), a pluma do Rio Paraíba do sul é fortemente influenciada pela descarga fluvial de forma que, no período de cheia pode ser observada a formação da pluma, enquanto que no período mais seco não há presença marcante da frente de sedimentos. A maior abrangência da pluma ocorre em direção sul e sudeste podendo atingir, portanto, os primeiros pontos de amostragens do T3. Os resultados de Esch (2010) sugerem, também, que a presença da pluma é menos frequente à medida que se afasta da costa.

O T2, apesar de não apresentar uma fonte fluvial significativa, pode ter resultados contaminados pelos elevados níveis de partículas finas existentes na atmosfera da região de Vitória em consequência, especialmente, da presença do pólo industrial portuário (ALVES, 2011) formado pela Vale e Arcelor Mittal. Segundo Morel (1980), mais de 80% da luz que alcança o sensor poderia ser de origem atmosférica. Antoine e Morel (1999) determinaram que apenas 10% (considerando condições atmosféricas ótimas) do sinal que deixa a água e alcança os sensores pode ser considerado como radiação no domínio do visível. Logo, provavelmente, as

amostragens do T2 realizadas mais próximas à capital do Espírito Santo possam estar contaminadas com esse ruído.

As perturbações na transmissão da energia solar ocorrem devido à interação entre a radiação e partículas suspensas na atmosfera (eg. vapor d'água, moléculas de gases, poeira, poluição). As interações acontecem em função dos processos de absorção e espalhamento (Rayleigh, Mie e não seletivo) da radiação direta que, além de atenuarem a radiação que atinge a superfície terrestre e o sensor, originam outros tipos de radiação incidente e refletida (ESCH, 2010).

Vários componentes podem influenciar as propriedades ópticas das águas de áreas mais rasas. Em locais de menor profundidade a atuação das ondas e correntes podem suspender sedimentos e, caso a coluna d'água seja suficientemente clara, pode haver reflexão da luz no fundo do oceano. Além disso, o acréscimo de partículas inorgânicas em suspensão e substâncias amarelas trazidas pelo aporte continental também são responsáveis pelas características das águas do Caso 2 (IOCCG, 2000).

A ressuspensão de nutrientes e sedimentos deve ser um evento importante nas primeiras amostras de clorofila no T3, uma vez que a profundidade é significativamente menor quando comparada com os outros transectos (Figura 3). Em locais rasos, o efeito de turbulências causadas pelo vento (ondas, por exemplo) pode ser capaz misturar toda a coluna d'água (COSTA JUNIOR, 2012). Assim, a contaminação por sedimentos ressuspendidos e/ou o aumento da biomassa fitoplanctônica pode justificar o elevado sinal de Chl-a até 20 km da costa.

Cada transecto possui um padrão típico de variação da concentração de clorofila-a tanto entre as estações, quanto ao longo da linha de amostragem de cada dado sazonal. Isso pode ser mais bem visualizado nas amostragens realizadas em locais mais afastados da costa, onde a variabilidade da concentração de clorofila-a, bem como a influência de material em suspensão, é menos significativa (Figuras 4, 5, 6 e 7).

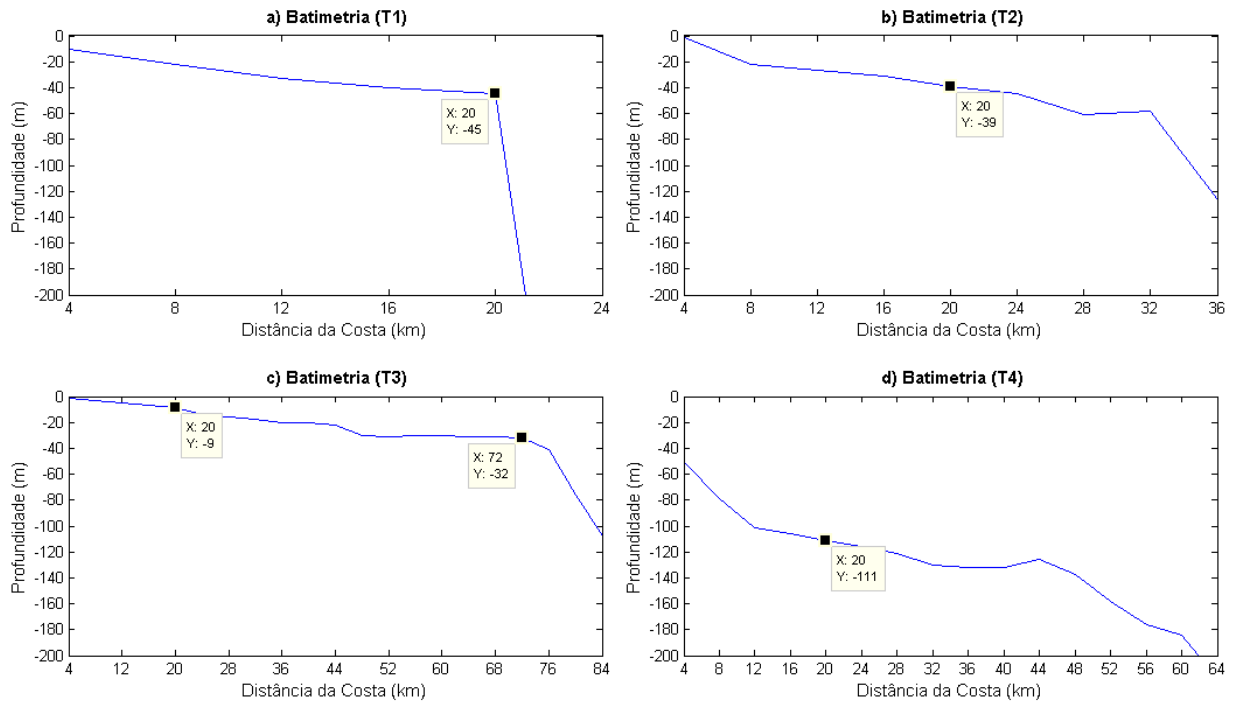


Figura 3- Batimetria correspondente a cada um dos transectos. Verifica-se que o T3 apresenta as menores profundidades até o limite de Plataforma Continental, enquanto que o T4 possui a maior declividade e profundidade ao longo de todo o transecto. No gráfico “Y” representa a profundidade e “X” é a distância da costa.

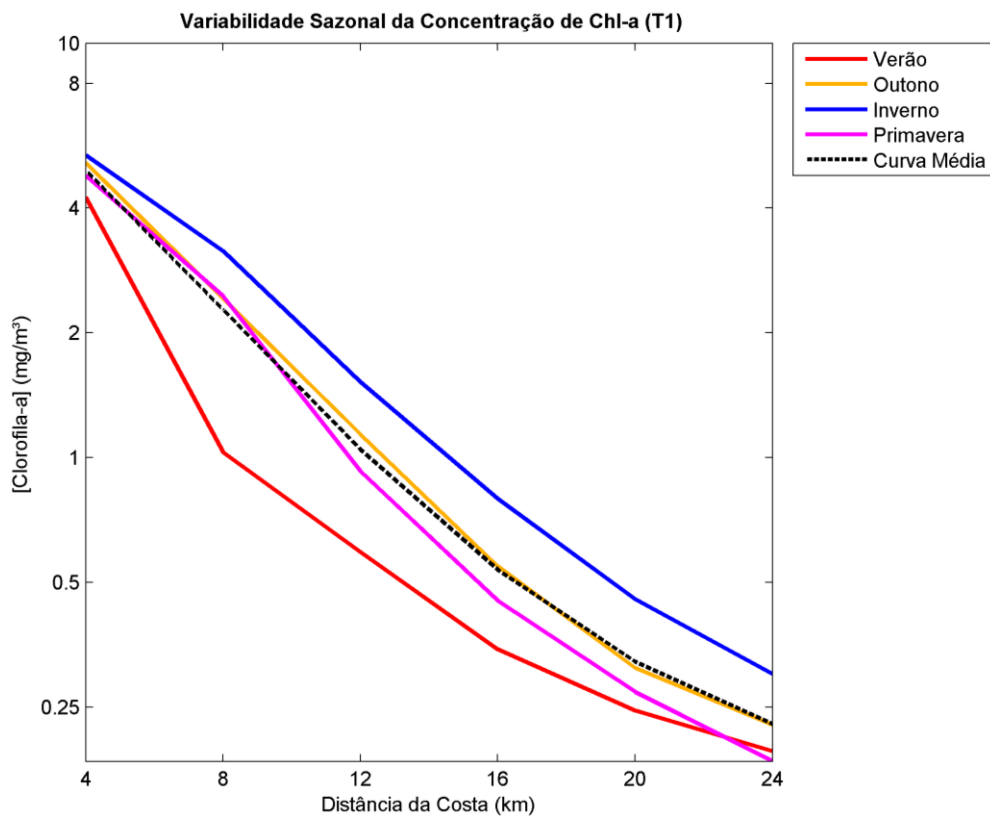


Figura 4- Variação média sazonal de [Chl-a] no T1 e (2003 a 2011). A linha pontilhada representa a média anual mostrando que a primavera e outono estão mais próximas a ela.

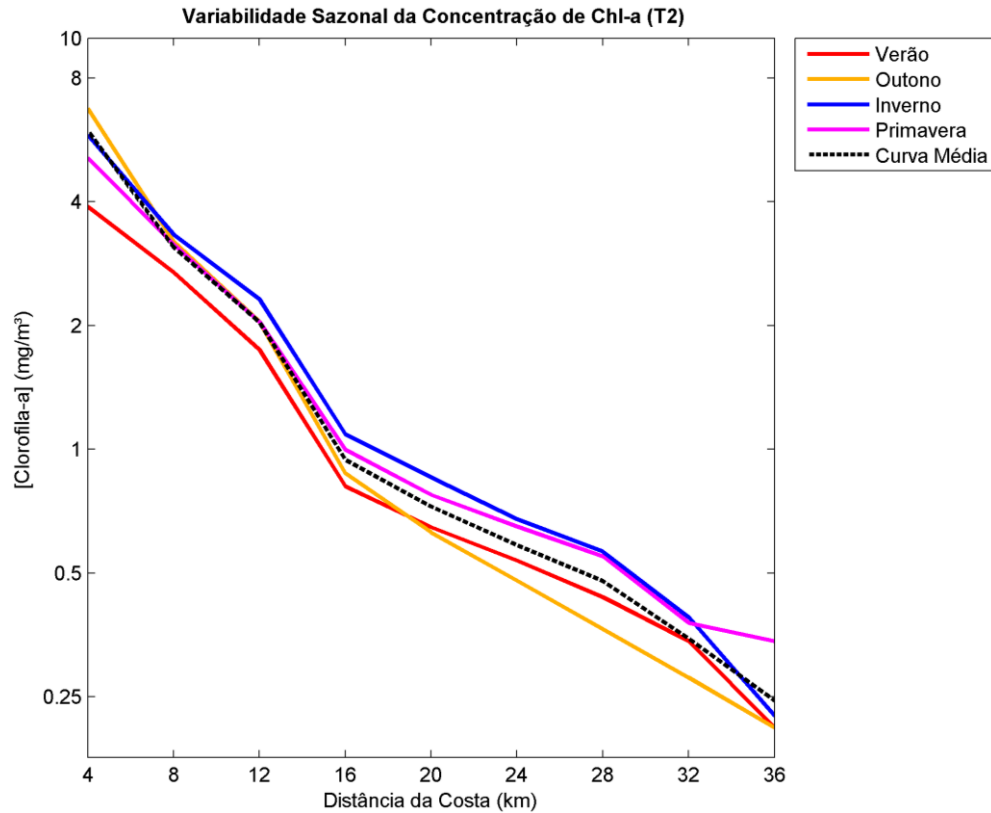


Figura 5- Variação média sazonal de [Chl-a] no T2 (2003 a 2011). A linha pontilhada representa a média anual mostrando que o sinal de clorofila-a está sempre próximos a ela.

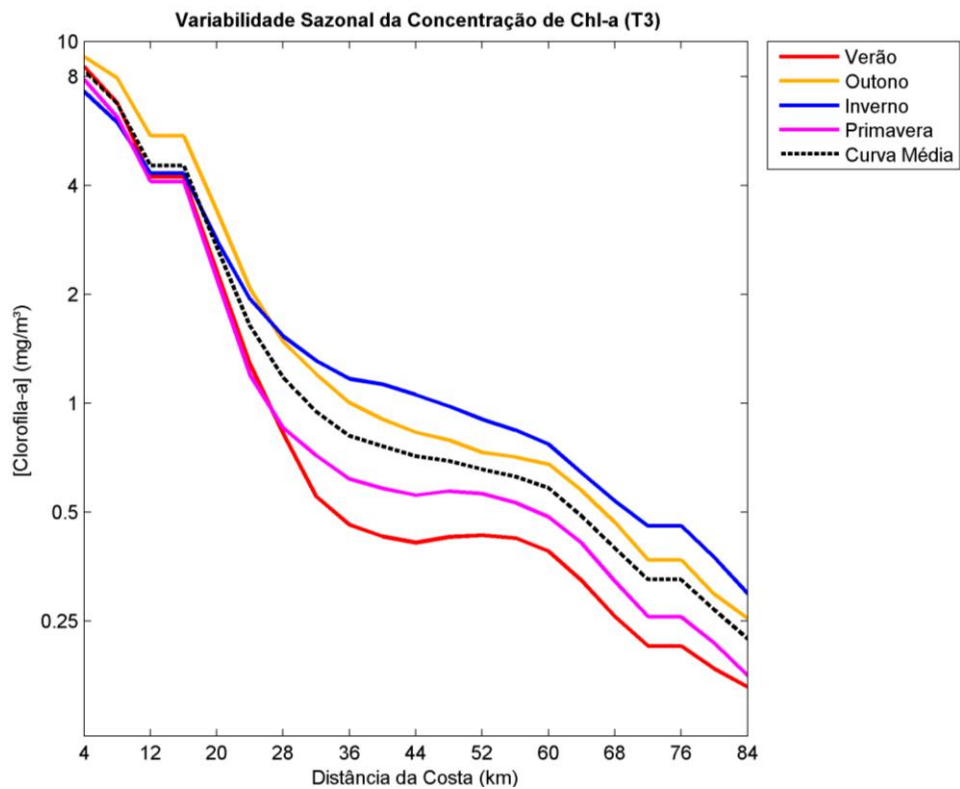


Figura 6- Variação média sazonal de [Chl-a] no T3 entre 2003 e 2011. A linha pontilhada representa a média anual mostrando que a primavera e outono estão mais próximos a ela. Nota-se, ainda, que a [Chl-a] é se mantém bem elevada nos primeiros 16 km.

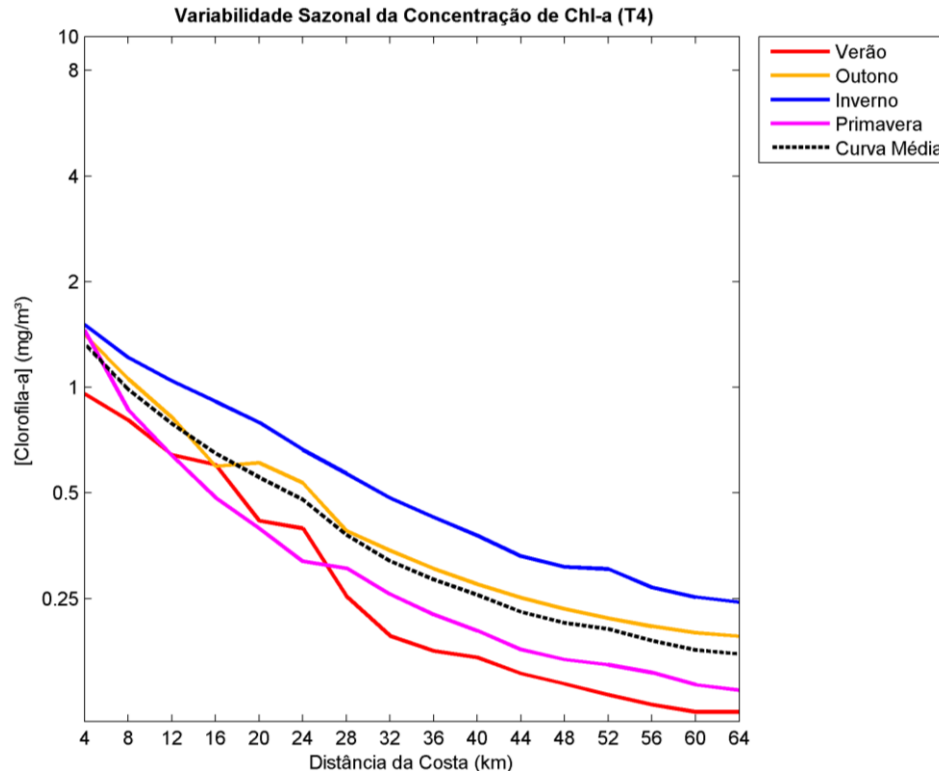


Figura 7- Variação média sazonal de [Chl-a] no T4 durante os anos de 2003 a 2011. A linha pontilhada representa a média anual mostrando que a primavera e outono estão mais próximos a ela quando comparado ao inverno e primavera.

Os transectos 1 e 4 (Figuras 4 e 7) apresentam uma redução gradativa de clorofila-a sentido *offshore*. O gradiente deste segundo é mais suave e pode ser resultado da maior profundidade e declividade de toda a plataforma continental (Figura 3) que permite uma maior homogeneização entre os sistemas costeiro e oceânico.

Nos transectos 1 (Figura 4), 3 (Figura 6) e 4 (Figura 7) os maiores valores de clorofila são encontrados durante os meses de inverno e outono (clorofila acima da média), enquanto que os menores são predominantes nas estações de primavera e verão (clorofila abaixo da média). No T2 (Figura 5), por outro lado, os valores mais elevados de clorofila-a ocorrem no inverno e primavera, seguido de outono e verão. Além disso, diferente dos outros transectos, o efeito da sazonalidade é indefinido, uma vez que durante todas as estações a concentração do pigmento fica muito próxima da média anual.

De acordo com Ciotti e Kampel (2001), a CB seria responsável pela diluição das águas costeiras da Plataforma Continental ao sul de Cabo Frio. Além disso, há indicações de que a CB é mais próxima da costa sudeste durante o verão (SILVA JR. *et al.*, 1996) e, isso pode induzir o desenvolvimento de um *downwelling* de águas

oligotróficas e quentes nas regiões entre 21 e 28°S (CIOTTI, *et al.*, 2010). A consequência destes fatores seriam menores sinais de clorofila, assim como os aqui apresentados.

Diferente dos outros transectos, a redução da concentração de clorofila-*a* no T3 é mais elevada até o quilômetro 36, onde as maiores concentrações ocorrerem durante o outono, e, a partir deste ponto, o gradiente é mais gradativo e o inverno passa a apresentar maiores valores de clorofila. Isso se mantém ao longo de uma distância considerável de aproximadamente 60 km da linha de costa, onde volta a se reduzir mais lentamente. Isso pode indicar a ocorrência de um fenômeno físico capaz de introduzir sobre a plataforma águas com maior quantidade de nutrientes.

A ocorrência de ressurgência costeira nas regiões próximas à Vitória, Cabo de São Tomé e, principalmente, Cabo Frio durante o verão já foi bem documentada por outros autores (eg. GUENTHER *et al.*, 2008, SCHMID *et al.*, 1995). Entretanto, apesar do maior gradiente de clorofila junto à costa ocorrer no verão, esta não é a estação do ano com os valores de Chl-*a* mais elevados.

Isso condiz com resultados apresentados por Ciotti *et al.* (2010) que supõe que, devido à alta dinâmica, os resultados de clorofila devem ter sido mascarados pelo uso de composições de imagens de 8 dias. A ascensão de água mais profundas pode, ainda, não alcançar a superfície e permanecer em subsuperfície e, de acordo com André (1992), os sensores do satélite não seriam capazes de detectar a cor do oceano de forma eficiente.

Na Tabela 4 está representada a diferença média de valores da concentração de clorofila-*a* de cada transecto no tempo e espaço. Observa-se que existem valores positivos, que podem ser considerados como momentos de incremento de clorofila-*a*, e valores negativos, interpretados aqui como redução de clorofila-*a*.

Na maioria dos transectos, o incremento de clorofila-*a* ocorre, como já observado, durante as estações de outono e inverno, enquanto que a redução deste pigmento pode ser notada na primavera e verão. Apesar das estações mais ricas e pobres em clorofila-*a* serem, em quase todos os transectos, inverno e verão, na maior parte dos resultados, essas estações não condizem com o máximo de incremento e redução da variável. Como pode ser observado, nos transectos 1, 3 e 4, o maior acréscimo é



predominante na mudança entre o verão e o outono enquanto o decréscimo está associado a mudança do inverno para a primavera.

Tabela 4- Resultado do cálculo da diferença sazonal de [Chl-a] entre as estações do ano. Para melhor avaliação, os dados estão representados em percentual (%). As informações em destaque vermelho representam o maior incremento de Chl-a, enquanto que as informações em destaque azul representam a maior diminuição. Ressalta-se que as diferenças devem ser analisadas ao longo do tempo (por linha) e não ao longo dos transectos (por coluna).

Distância/ Estações	Diferenças Médias Sazonais de Chl-a (%)			Distância/ Estações	Diferenças Médias Sazonais de Chl-a (%)		
	1-8 km	9-16 km	17-24 km		1-8 km	9-16 km	17-36 km
<b>a) T1</b>				<b>b) T2</b>			
Verão	78,04	75,46	21,23	Verão	33,90	12,26	-9,63
Outono	17,38	39,80	39,63	Outono	-3,03	18,94	35,68
Primavera	-17,32	-42,28	-39,64	Primavera	-8,76	-10,02	6,53
Inverno	-34,03	-28,68	-1,60	Inverno	-13,44	-14,93	-23,84
<b>c) T3</b>				<b>d) T4</b>			
Verão	40,30	91,01	68,38	Verão	31,03	64,16	65,94
Outono	-14,97	18,76	21,20	Outono	26,11	43,41	32,44
Primavera	-14,83	-41,97	-42,09	Primavera	-36,71	-46,53	-45,26
Inverno	2,95	-23,23	-15,06	Inverno	2,25	-20,30	-16,72

O T2, por outro lado, tem o maior aumento (redução) da concentração de clorofila-a no verão (inverno), no entanto, como dito anteriormente, a partir dos dados adotados nesse estudo a sazonalidade desta região é pouco evidente. Neste transecto são encontradas as menores diferenças entre as estações, ou seja, as menores porcentagens de acréscimo e decréscimo de Chl-a.

Eça (2009) estudou a plataforma continental de Itacaré e Canavieiras (BA) e encontrou valores máximos de clorofila durante o mês de agosto. Segundo a autora, o resultado se deve pela estratificação da coluna d'água durante o verão que se enfraquece no inverno devido aos fatores meteoceanográficos onda, maré, vento, resfriamento. Isso facilitaria a ressuspensão de nutrientes que são aproveitados pelo fitoplâncton.

A partir de dados das estações automáticas do INMET localizadas em Linhares (ES), Vitória (ES) e Campos (RJ), Salviato (2013) encontrou que em todas as estações de amostragem as maiores intensidades médias de vento ocorrem na

primavera e os menores no outono. Ademais, ventos de Sul-Sudoeste foram mais comuns no outono, enquanto que nas outras estações foram predominantes ventos provenientes do primeiro quadrante da rosa dos ventos (Tabela 5).

Dessa forma, sazonalmente falando, a introdução de águas frias e ricas em nutrientes junto à costa seria mais favorecida na primavera, quando ventos de Nordeste (Linhares), Norte-Nordeste (Vitória) e Leste-Nordeste (Campos) são predominantes e mais intensos. Ao contrário do que ocorre no outono, uma vez que os ventos apresentam as menores velocidades e uma direção que seria desfavorável ao desenvolvimento de ressurgência costeira.

Tabela 5- Média sazonal das intensidades (m/s) e direções do vento (de acordo com a rosa dos ventos) nas estações automáticas de Linhares, Vitória e Campos. Os Resultados em destaque vermelho representam os ventos mais intensos, enquanto que os em azul representam os ventos mais fracos. Adaptado de Salviato (2013).

	Linhares (T1)		Vitória (T2)		Campos (T3)	
	Média Sazonal		Média Sazonal		Média Sazonal	
	Vel.	Dir.	Vel.	Dir.	Vel.	Dir.
Verão	2,77	NE	2,03	NNE	3,41	NE
Outono	2,57	S	1,59	SSO	2,67	SO
Inverno	2,75	S	1,94	NNO	3,39	ENE
Primavera	3,09	NE	2,17	NNE	3,45	ENE

Sendo assim, a atuação local dos ventos não é capaz de justificar o padrão de incremento e redução de clorofila-a. Entretanto, os ventos são governados pelos gradientes de pressão que, por sua vez, são controlados pelo balanço líquido de calor entre oceano e atmosfera (FERREIRA e MELO, 2005). O balanço térmico negativo se inicia no outono e se estende até o fim do inverno (Figura 8). Neste período, há uma redução na radiação de ondas curtas, bem como um fluxo de calor latente mais negativo entre os meses de abril e junho.

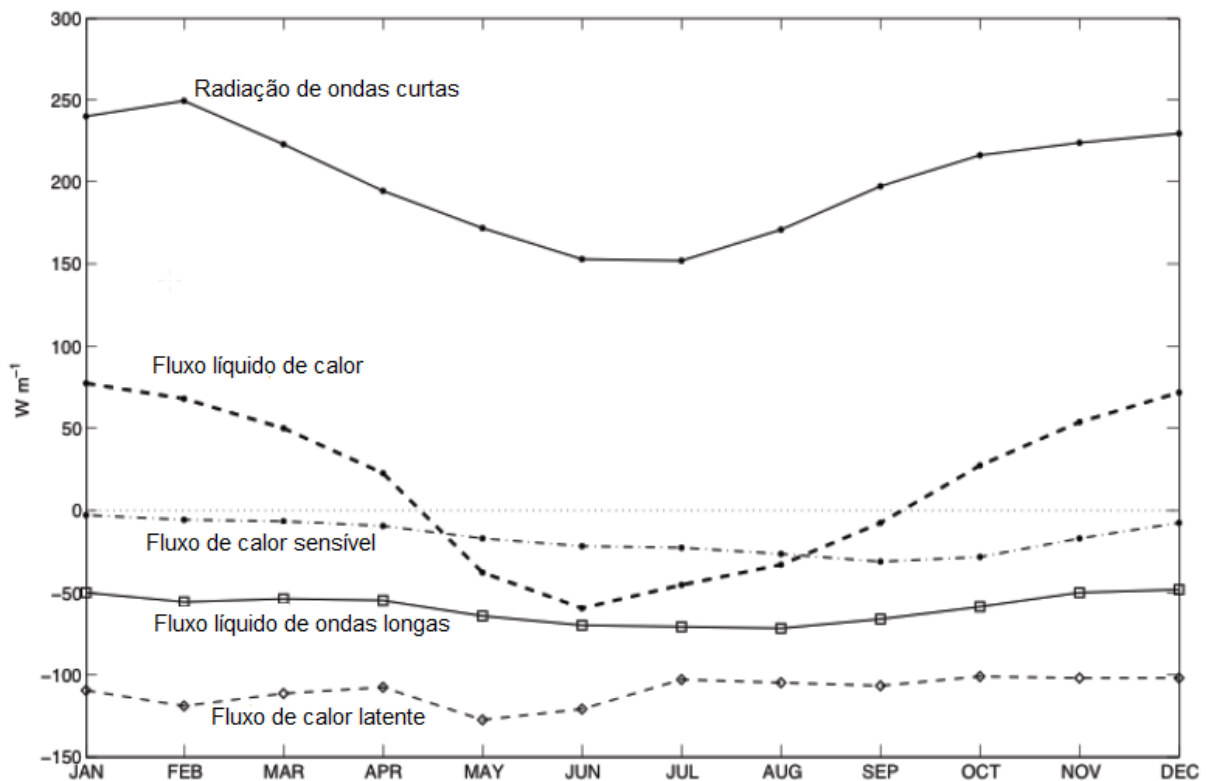


Figura 8- Climatologia das componentes do fluxo de calor na interface oceano-atmosfera para a região do Embaiamento de Tubarão (Plataforma Continental e Região Profunda). Observa-se que o fluxo líquido de calor é positivo na primavera, verão e início de outono; e negativo da metade do outono ao início do inverno. Adaptado de Salviato (2013).

O fluxo de calor latente se dá através da evaporação, e sua transferência a partir dos oceanos se eleva com a maior intensidade dos ventos e/ou redução da umidade do ar (SATO, 2005). O outono, como dito anteriormente, apresenta as menores velocidades de vento, portanto espera-se que a redução da umidade seja responsável pelos números mais negativos no fluxo de calor nesta época do ano.

Segundo Yu *et al.* (2006), ao contrário do aquecimento, o resfriamento da superfície do oceano resultante do decréscimo do fluxo de calor líquido causa uma desestratificação da coluna d'água. A consequência disso é o aprofundamento da camada de mistura (CM) que tende a favorecer o aumento de biomassa fitoplanctônica por meio da entrada de nutrientes. Neste caso, onde os ventos não são muito intensos, o aprofundamento da CM deve ser ocasionado pela *entrainment*, ou seja, pela mistura entre massas de água diferentes. Assim, ao misturarem-se com águas profundas mais frias, as águas superficiais têm sua temperatura novamente reduzida (VERDUIN, 2002).

Nos resultados das médias mensais de Temperatura da Superfície do Mar (TSM), constata-se períodos de aquecimento (verão e primavera) e resfriamento (outono e inverno). No verão e inverno a TSM tem os extremos de maior (verão) e menor (inverno) temperatura (Figura 9), sendo o maior resfriamento durante o outono, enquanto que o aquecimento ocorre ora durante o verão ora na primavera (Tabela 6).

Isso reforça a hipótese do aumento da CM associado à perda de calor através da superfície do oceano. Quanto ao aquecimento, não há grandes alterações no fluxo líquido de calor que justifiquem a maior elevação de TSM do inverno para a primavera. Dessa forma, espera-se que aconteça alguma contribuição oceânica capaz de determinar a temperatura da superfície do oceano.

Tabela 6- Resultado do cálculo da diferença sazonal de TSM (°C) entre as estações do ano. As informações em destaque vermelho representam o maior aquecimento, enquanto que as informações em destaque azul representam o maior resfriamento. Ressalta-se que as diferenças devem ser analisadas ao longo do tempo (por linha) e não ao longo dos transectos (por coluna).

Distância/ Estações	Diferenças Médias Sazonais de TSM (°C)			Distância/ Estações	Diferenças Médias Sazonais de TSM (°C)		
	1-8 km	9-16 km	17-24 km		1-8 km	9-16 km	17-36 km
<b>a) T1</b>				<b>b) T2</b>			
Verão	-2,65	-2,63	-2,61	Verão	-1,50	-2,53	-2,97
Outono	-0,79	-0,72	-0,80	Outono	-1,40	-1,26	-1,10
Inverno	2,09	2,08	1,94	Inverno	0,96	1,50	1,93
Primavera	1,34	1,27	1,46	Primavera	1,58	2,12	1,60
<b>c) T3</b>	<b>1-28 km</b>	<b>29-64 km</b>	<b>65-84 km</b>	<b>d) T4</b>	<b>1-24 km</b>	<b>25-32 km</b>	<b>33-64 km</b>
Verão	-2,41	-1,94	-3,36	Verão	-2,69	-2,92	-2,95
Outono	-0,38	-1,17	-1,22	Outono	-1,25	-1,26	-1,51
Inverno	1,29	1,52	2,76	Inverno	1,82	2,30	2,55
Primavera	1,50	1,59	1,82	Primavera	2,12	1,88	1,91

Quanto à variação ao longo dos transectos, no geral, os menores valores de TSM são encontrados próximos à costa durante todos os meses do ano (Figura 9). Isso pode ter sido parcialmente condicionado pela subida de águas mais frias em resposta a eventos de ressurgência costeira e/ou presença de processos de interação oceano-atmosfera. A ocorrência de ressurgência costeira já foi retratada

nos transectos 2, 3 e 4 (eg. GUENTHER *et al.*, 2008), porém a mesma não pode ser confirmada a partir dos dados obtidos, uma vez que, com exceção do T2 que possui maiores diferenças de temperatura ao longo do transecto, não houve variações de temperatura que indicassem o desenvolvimento da ressurgência costeira nos transectos.

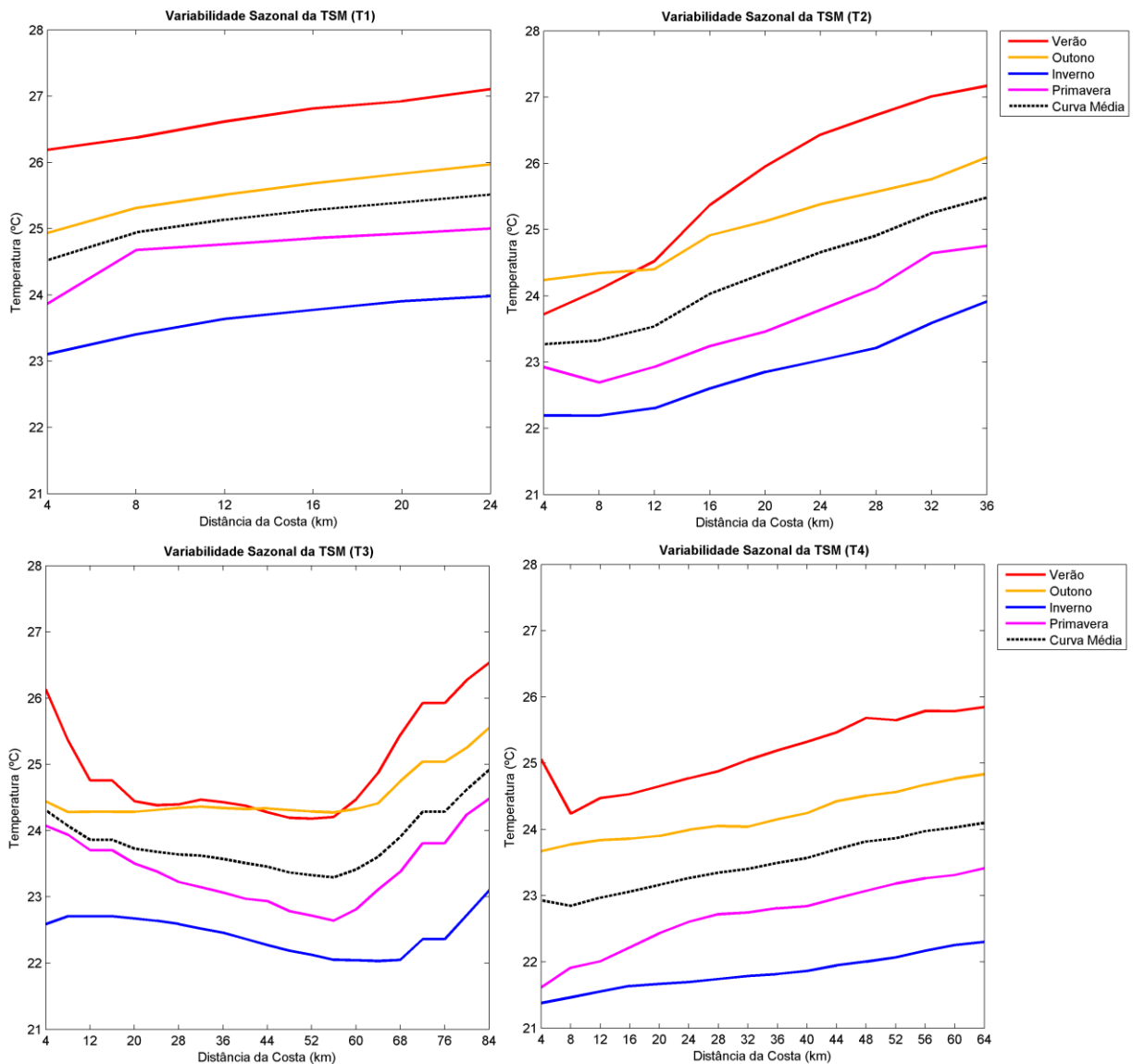


Figura 9- Variação média sazonal da TSM (2003-2011) ao longo do T1 (a), T2 (b), T3 (c) e T4 (d). Nota-se que o que o verão (inverno) é a estação mais quente (fria). As linhas pontilhadas representam a média anual mostrando que a primavera e outono estão mais próximos a ela.

A temperatura no transecto 3 pode estar, ainda, sob influência do Rio Paraíba do Sul. O rio disponibiliza material em suspensão que, devido sua maior absorção de calor, pode gerar um maior aquecimento capaz de aumentar o gradiente da variável junto a costa. As menores temperaturas são observadas entre 60 e 70 km de

distância da costa, formando uma frente térmica que se desloca em direção ao oceano aberto durante o inverno. Uma ressurgência de quebra de plataforma na região associada a um decaimento de temperatura já foi relatada por Ciotti e Kampel (2001). Os autores afirmam, ainda, que o desenvolvimento deste fenômeno pode ser um importante meio de enriquecimento de clorofila.

Tendo em vista que águas frias sobre a plataforma continental podem indicar entrada de nutrientes seguido de maior produtividade (KAMPEL, 2003), é esperado que ocorra uma correlação negativa entre concentração de clorofila-*a* e gradientes de TSM. O coeficiente de correlação “*r*” determina os locais onde houve correlações significativas, enquanto que os determinados por meio do *p-value* limitam a confiabilidade da correlação.

Na Figura 10, pode-se notar que a correlação entre Chl-*a* e TSM é menos significativa nos primeiros pontos amostrados nos transectos. Neste local, diversos fatores podem influenciar no resultado das duas variáveis e, por isso, não é possível afirmar qual agente (eg. ressurgência costeira, descarga fluvial, atuação das ondas) prevaleceria. Em direção offshore a correlação negativa entre as variáveis é intensificada, provavelmente, em consequência da maior extensão da camada de mistura que favorece a entrada de nutrientes na zona eufótica.

No caso do T3, há um máximo da correção negativa (-0.64) no ponto de amostragem à 72 km do continente. Isso reafirma a possível ascensão de águas junto ao limite da plataforma continental. Com exceção do T3, os resultados não são suficientes para indicar qualquer fenômeno oceanográfico ligado à ascensão de águas frias e concentração de clorofila-*a*.

A ressurgência costeira a partir da observação da TSM pode não ser constatada em decorrência do pequeno período de desenvolvimento e da natureza imprevisível desta feição oceanográfica. Segundo Valentin (2001), são necessários apenas 3 dias de ventos de nordeste à 10m/s para que a ACAS alcance a superfície em Cabo Frio. De acordo com Brandini (1990), há dois tipos de fenômenos oceanográficos: previsíveis (com termoclina sazonal cíclica), e imprevisíveis (relacionados ao desenvolvimento de ressurgências). Portanto, sugere-se que a ressurgência não poderia ser investigada utilizando dados sazonais, mas sim dados diários ou, até mesmo, horários.

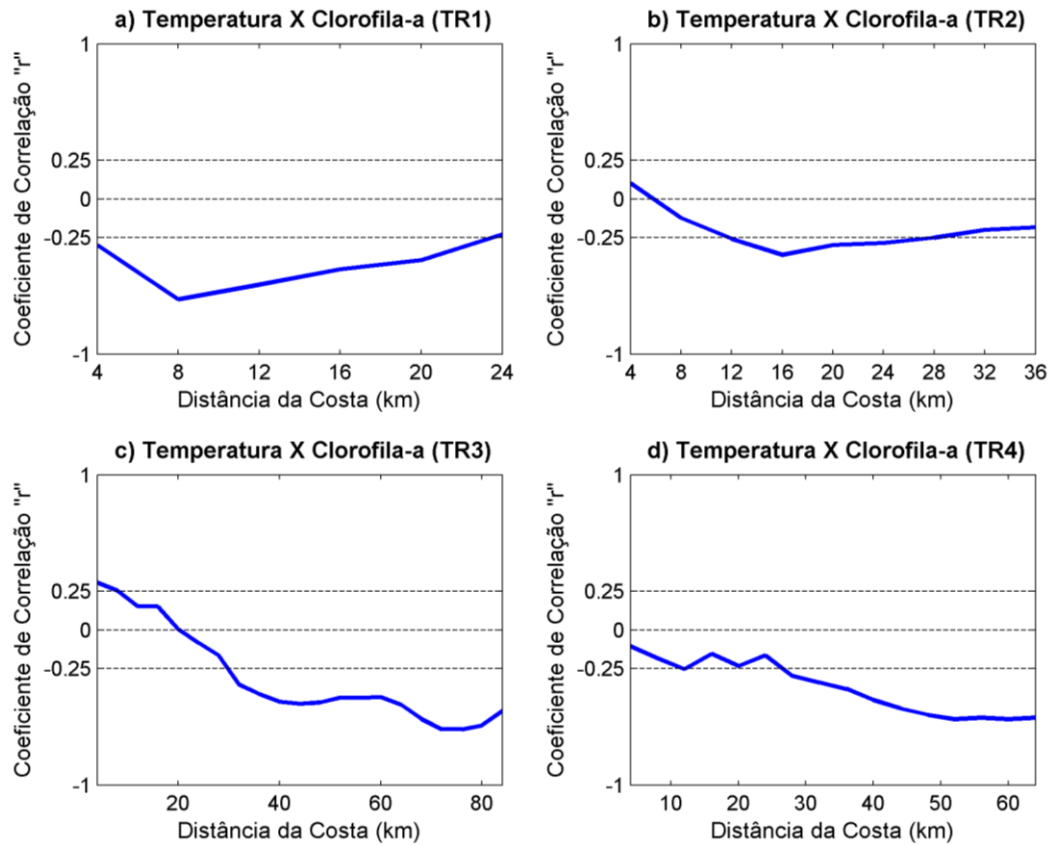


Figura 10- Correlação entre temperatura e concentração de clorofila-a ao longo dos transectos 1 (a), 2 (b), 3 (c) e 4 (d), utilizando o coeficiente "r" de Pearson.

## 5. CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS FUTURAS

As concentrações de clorofila-*a* mais próximas da costa foram mais elevadas e se reduziram gradativamente em direção ao oceano. Dentre os transectos, o T3 apresentou os gradientes mais elevados de Chl-*a*, enquanto que o T4 teve a menor variação ao longo de todos os pontos amostrados.

Os dados mais próximos da costa (pertencentes às águas do Caso) são mais susceptíveis aos erros. Isso inviabilizou avaliar a real contribuição do aporte fluvial e dos processos de ressurgência costeira no aumento da biomassa fitoplanctônica.

A batimetria, no entanto, pareceu ser importante na variabilidade da concentração de clorofila-*a*. Menores profundidades (T3) podem estar associadas aos maiores sinais da variável em consequência da ressuspensão de sedimentos e nutrientes. Já a maior profundidade e declividade batimétrica (T4), possivelmente, levou à combinação entre o sistema costeiro produtivo e oceânico oligotrófico e, por consequência, aos menores sinais de Chl-*a*.

Os dados mais afastados apresentam menor contaminação (águas do Caso 1) e, por isso, os resultados podem ser mais confiáveis. No geral, o maior incremento (redução) de clorofila-*a*, ocorre nos meses de outono (primavera). O T2, porém, é uma exceção, visto que todos os valores ficaram muito próximos da média anual, não sendo observadas grandes variações entre as estações.

A relação entre clorofila e temperatura indica que o máximo e mínimo da concentração de clorofila-*a* ocorrem, na maioria das vezes, durante as menores e maiores temperaturas (inverno e verão), respectivamente. O resfriamento da TSM, no entanto, é intensificado no outono e pode estar associado ao aprofundamento da camada de mistura. Isso pode indicar que, sazonalmente, nesta região a concentração desse pigmento não é condicionada apenas pela ascensão de águas profundas ricas em nutrientes, mas também por uma fraca estratificação que tende a favorecer a entrada de nutrientes na camada de mistura.

Dentre os 4 transectos, o T3 foi único com sinais de enriquecimento da biomassa fitoplanctônica induzida pela ascensão de águas frias. A maior correlação negativa entre a TSM e concentração de clorofila-*a* ocorreu a 72 km da costa, podendo ser



efeito da ressurgência de quebra de plataforma como já sugerido por Ciotti e Kampel (2001).

Apesar das importantes informações obtidas a respeito da variabilidade espaço-temporal da concentração de clorofila-*a* associada à TSM, ainda não foram muito bem definidos os mecanismos oceanográficos responsáveis pela introdução de águas frias ricas em nutrientes na zona eufótica. Para tanto, é importante o uso de dados de menor escala temporal que possibilitem observar a ocorrência de eventos previsíveis e imprevisíveis de alta complexidade dinâmica.

Além disso, como dito anteriormente, as águas do Caso 2 podem interferir nos dados obtidos pelo sensor MODIS. Logo, é importante validar os resultados com informações coletadas *in situ* que indiquem a real influência do continente, bem como, o quão confiável são os dados conseguidos via satélite.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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.

ALVES, M. R. Estudo do fluxo de deposição de partículas para a Região Metropolitana da Grande Vitória usando dados de Partículas Totais em Suspensão / Dissertação (Mestre em Engenharia Ambiental) - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, ES, 2011.

ANDRÉ, J. M. 1992. Oceanic color remote sensing and the subsurface vertical structure of phytoplankton pigments. *Deep-Sea Research*, 39(5): 763-779.

ANTOINE, D.; MOREL A. (1999). A multiple scattering algorithm for atmospheric correction of remotely-sensed ocean colour (MERIS instrument): principle and implementation for atmospheres carrying various aerosols including absorbing ones, *International Journal of Remote Sensing*, 20, 1875-1916.

BENTZ, C.M.; POLITANO, A.T.; GENOVEZ, P., 2005. Monitoramento ambiental de áreas costeiras e oceânicas com múltiplos sensores orbitais. *Revista brasileira de cartografia* nº 57/01.

BRANDINI, F. P. 1990. 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.

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.

CAMPOS, E. 1. D.; GONÇALVES; J. E. IKEDA, Y. 1995. Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight – Summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, 100(C9):18537-18550.

CAMPOS, E. J. D.; VELHOTE D.; SILVEIRA, I. C. A. (2000), Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 751 – 754.

CARBONEL, C. I. Modelling of upwelling in the coastal area of Cabo Frio (Rio de Janeiro-Brazil). *Brazilian Journal of Oceanography*, 46 (1) (1998), pp. 1–17

CASTELÃO, R. M.; BARTH, J. A. Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl. *Geophysical Research Letters*, v. 33, 2006.

CASTRO, B. M. *et al.* O mar de amanhã, com as mudanças climáticas de hoje. *Cienc. Cult.*, São Paulo, v. 62, n. 3, 2010. Disponível em: <[http://cienciaecultura.bvs.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S000967252010000300016&lng=en&nrm=iso](http://cienciaecultura.bvs.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S000967252010000300016&lng=en&nrm=iso)>. Acesso em 23 de maio de 2013.

CHAVES, T. B. C. *et al.* Biomassa Planctônica e Hidrográfica na Zona Econômica Exclusiva do Nordeste do Brasil. *Tropical Oceanography Online*. Recife, v. 36, n. 1-2, p. 14-27, 2006.

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. 2010.

CIOTTI, A. M.; KAMPEL, M. Concurrent observations of ocean color and sea surface temperature between Cabo Frio e Cabo São Tomé. *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, v. 10, p. 785-791, 2001.

COSTA JUNIOR, P. R. Dinâmica da Camada de Mistura superior do oceano na METAREA-V. Dissertação (Mestre em Engenharia Oceânica) – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2012.

CPTEC/INPE. Disponível em: <[http://clima1.cptec.inpe.br/~rclima1/estacao\\_chuvosa.shtml](http://clima1.cptec.inpe.br/~rclima1/estacao_chuvosa.shtml)>. Acesso em: 04 de setembro de 2013.

CUPOLILLO, Fulvio. Diagnóstico hidroclimatológico da Bacia do Rio Doce. Tese (Doutorado em Geografia). Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, MG, 2008.

DETONI, A. M. S.; GARCIA, C. A. E. Variabilidade do ciclo anual das feições oceanográficas com imagens de cor do oceano e temperatura na região de Cabo Frio – RJ. In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, p. 6439-6446.

EÇA, G. F. Biogeoquímica de nutrientes e clorofila-a na plataforma continental rasa entre Itacaré e Canavieiras – Bahia. 56 f. Dissertação (Mestrado em Sistemas Aquáticos Tropicais) – Programa de Pós-Graduação em Sistemas Aquáticos Tropicais, Universidade Estadual de Santa Cruz, Bahia, 2009.

EMILSSON, I. The shelf and coastal waters off southern Brazil. Bol. Inst. Oceanogr., São Paulo, v. 11, n. 2, 1961. Disponível em: <[http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S03735524196100010000-4&lng=en&nrm=iso](http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S03735524196100010000-4&lng=en&nrm=iso)>. Acesso em: 23 de maio de 2013.

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.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. da S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil ea influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. Revista Brasileira de Climatologia, v. 1, n. 1, 2011.

GAETA, S. A. *et al.* 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, v. 47, n. 2-3, p. 253-270, 1999.

GUENTHER, M., *et al.* 2008 Plankton trophic structure and particulate organic carbon production during a coastal downwelling-upwelling cycle. Marine Ecology Progress Series, 363: 109-119.

IOCCG (2000). Remote Sensing of Ocean Colour in Coastal, and Other Optically-Complex, Waters. Sathyendranath, S. (ed.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 3, IOCCG, Dartmouth, Canada.

JABLONSKI, S. Mar-oceanografia/biologia pesqueira. Parcerias estratégicas, p. 911-946, 2005

KAMPEL, M. Estimativa da produção primária e biomassa fitoplanctônica através de sensoriamento remoto da cor do oceano e dados in situ na costa sudeste brasileira.

311 f. Tese (Doutorado em Ciências) - Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 2003.

LARA, C. *et al.* Chlorophyll-a MODIS mesoscale variability in the Inner Sea of Chiloé, Patagonia, Chile (41-43°S): Patches and Gradients?. *Revista de Biología Marina y Oceanografía*. Vol. 45, No2: 217-225, agosto 2010.

LORENZZETTI, J. A. O sensoriamento remoto aplicado na estimativa da concentração de clorofila no mar. *Bol. Inst. Oceanogr.*, São Paulo, v. 29, n. 2, 1980 . Disponível em: <[http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0373552-41980000200046&lng=en&n-rm=iso](http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0373552-41980000200046&lng=en&n-rm=iso)>. Acesso em: 23 de maio de 2013.

LOURENÇO, S.O.; MARQUES Jr., A.N. 2002. Produção primária marinha. In: PEREIRA, R.C. & SOARES-GOMERS, A. (eds). *Biologia Marinha*. Ed. Interciência. Rio de Janeiro. pp. 195-227.

MARTINS, A. S. Caracterização meteo-oceanográfica da Baía do Espírito Santo: Análise Integrada. Disponível em: <<http://www.doc.ufes.br/agnaldo/processos/>>. Acesso em: 23 de maio de 2013.

MOREL, A. (1980). In-water and remote measurement of ocean color. *Boundary-Layer Meteorol.* 18:177-201.

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, INPE, p. 4635-4642, 2007.

PASSOS, L. G.. Padrões de escoamento baroclínico de mesoescala ao largo do Embaiamento de Tubarão e do Banco de Abrolhos. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

PETERSON, R G., STRAMMA, L. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progr. Oceanogr.*, 26(1):1-73.

PETROBRAS. 2011. EIA – Estudo de Impacto Ambiental: Teste de Longa Duração na área do Poço 3-ESP-22D-RJS, Concessão de Espadarte, Bacia de Campos. Processo nº 02022.002976/2009.

RIGO, D. Mares de Plataforma. In: Notas de aula 9. Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória, Espírito Santo, 2007.

RODRIGUES, R. R.; LORENZZETTI, J. A. (2000), A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling, *Cont. Shelf Res.*, 21, 371 – 394.

SALVIATO, J. Análise do Padrão de Vento Superficial e sua Relação com a Ressurgência ao Longo da Costa do Espírito Santo e Norte Fluminense. Dissertação (Graduação em Oceanografia) - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, ES, 2013.

SATO, O. T. 2005 . Fluxo de calor oceânico medido por meio de satélites. In: Ronald Buss de Souza. (Org.). *Oceanografia por Satélites*. São Paulo: Oficina de Textos, 2005, v. , p. 148-165

SCHMID, C., *et al.* The Vitória Eddy and Its Relation to Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*. v 25. pp. 2532-2546. 1995.

SIGNORINI, S. R. On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep Sea Research*, v. 25, n. 5, p. 481-490, 1978.

SILVA JR., C. L., *et al.* Observação da penetração do ramo costeiro da corrente das Malvinas na costa Sul-Sudeste do Brasil à partir de imagens AVHRR. In: *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 8, 1996, Salvador, Brasil. Anais. São José dos Campos: INPE, 1996. p. 787-793. 1 CD-ROM.

SILVEIRA, I.C.A., *et al.* Corrente do Brasil ao largo da costa brasileira. *Revista Brasileira de oceanografia*. 48(2) pp. 171-183. 2000.

SOARES, S. M. Ondas instáveis no sistema de correntes de contorno oeste ao largo de Abrolhos. 2007. 98 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 2007.

SOUTELINO, R. G.; SILVEIRA, I. C. A. A origem da Corrente do Brasil. A Origem da Corrente do Brasil, 2008.

SOUZA, R.B. Sensoriamento remoto dos oceanos. Espaço e Geografia, Brasília, v.6, n.1, p.127-149, 2003.

SOUZA, W. F. L.; KNOPPERS, B. Fluxos de água e sedimentos a costa leste do Brasil: relações entre a tipologia e as pressões antrópicas. Geochimica Brasiliensis, v. 17, n. 1, 2011.

STOMMEL, H. The westward intensification of wind-driven ocean currents. Trans. Amer. Geophys. Union, v. 29, n. 2, p. 202-206, 1948.

TANG, D. *et al.* Seasonal and spatial distribution of chlorophyll-a concentrations and water conditions in the Gulf of Tonkin, South China Sea. Remote Sensing of Environment, 85 (2003), pp. 475–483.

VALENTIN, J. L. The Cabo Frio upwelling system, Brazil. In: Coastal Marine Ecosystems of Latin America. Springer Berlin Heidelberg, 2001. p. 97-105.

VALENTIN, J. L., COUTINHO, R. Modelling maximum chlorophyll in the Cabo Frio (Brazil) upwelling: a preliminary approach. Ecol. Model., 52 (1990), pp. 103–113.

VERDUIN, J. 2002. Fronts. Institut für Hydrobiologie und Fischereiwissenschaft. Disponível em: < [http://www.uni-hamburg.de/ihf/fronts\\_e.pdf](http://www.uni-hamburg.de/ihf/fronts_e.pdf)>. Acesso em: 07 de fevereiro de 2014.

YU, L.; JIN, X.; WELLER, R. A. Role of net surface heat flux in seasonal variations of sea surface temperature in the tropical Atlantic Ocean. Journal of climate, v. 19, n. 23, p. 6153-6169, 2006.