PEDRO MARONE TURA

**Dinâmica dos Reservatórios de Carbono e Nitrogênio Orgânico
Particulado no Oceano Atlântico Sudoeste**

Dissertação apresentada ao
Instituto Oceanográfico da Universidade
de São Paulo, como parte dos requisitos
para obtenção do título de Mestre em
Ciências, área de Oceanografia Biológica.
Orientador: Prof. Dr. Frederico Pereira
Brandini

São Paulo

2015

Universidade de São Paulo

Instituto Oceanográfico

Dinâmica dos Reservatórios de Carbono e Nitrogênio Orgânico Particulado no
Oceano Atlântico Sudoeste

Pedro Marone Tura

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São
Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em
Ciências, área de Oceanografia Biológica.

Julgada em ____/____/____

Prof(a). Dr(a). Conceito

Prof(a). Dr(a). Conceito

Prof(a). Dr(a). Conceito

“Nada aperta o coração como a simetria. É que a simetria é o enfado e o enfado é a essência do luto. O desespero boceja. Se é possível imaginar coisa mais terrível do que um inferno onde se sofre, é um inferno que nos entedia.”

Victor Hugo

Agradecimentos

A realização desse trabalho teve a colaboração de muitas pessoas, e por isso agradeço:

Primeiramente à minha família, em especial aos meus pais, pelo apoio incondicional recebido por esses anos na realização desse sonho.

Ao amigo e mestre Prof. Dr. Frederico P. Brandini por todas as conversas, sugestões e dicas tanto profissionais quanto pessoais que tivemos nesses mais de três anos de convívio. Sou grato pela confiança depositada e por todas as portas abertas sob sua orientação.

Ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, minha segunda casa, por todo auxílio na execução desse trabalho. Em especial, agradeço aos professores, técnicos e amigos Flávia Sladanha-Corrêa, Ilson Silveira, June Dias, Luz Amélia, Mario Katsuragawa, Mônica Petti, Marcia Bicego, Michel Mahiques, Rubens C. Lopes Figueira, Sonia Ganesella, Thaís Corbisier e Vivian Pellizari que, além de participarem da minha formação como oceanógrafo, contribuíram com sugestões e apoio moral. Agradeço à Lourdes Zani Teixeira por todos os sorrisos, conversas, café e carinho que distribui desde que a conheço. Sou grato à Maysa Pompeu por todas as ideias, broncas, e acima de tudo, colaboração nas coletas e nas madrugadas embarcadas. A paixão por oceanografia de vocês é contagiante!

Aos técnicos e servidores do IO, em especial à tripulação do N.Oc. Alpha Crucis, Tomasinho, Luisinho, André, Ayrton e a toda equipe do LIO pela dedicação e esforço nas coletas desse e de outros projetos.

À Marinha do Brasil e ao Programa Antártico brasileiro na realização dos cruzeiros TABIA e ao INCT-OCEANOS pela realização do projeto CARBOM. Sou grato ao Prof. Wagner C. Valenti, da UNESP-São Vicente, por ter compartilhado seu equipamento CHNS analyser para que eu pudesse rodar as amostras dos CARBOM 1 e 3. Da mesma forma, agradeço ao Dr. Rüdiger Röttgers pelos resultados de carbono e nitrogênio orgânico particulado cedidos para a elaboração do segundo capítulo dessa dissertação. Agradeço à CAPES pela bolsa de estudos concedida.

Aos amigos, colegas de profissão e apreciadores de uma boa cerveja Armando, Caiuá, Felipe Chagas, Giba, Hélio, João Felipe, Mateus Chuqui, Marujo, Pedro Paulo, Rodolfo Jasão, Vadim Harlamov e Valter André. Aos amigos mais antigos Daniel, Marcela, Rodrigo, Romeu, Stéphanie e Tata. Aqui fica meu pedido de desculpas pelas noites trocadas por trabalho.

À Tayná, por todo carinho, compreensão, apoio e companheirismo ao longo desses anos juntos. Obrigado por me lembrar que há vida além do pelagial.

À vocês e à todos não mencionados, mas que contribuíram para a elaboração desse trabalho, meu Muito Obrigado!

Sumário

Agradecimentos	iv
Índice de Figuras.....	vii
Índice de Tabelas	x
Índice de Anexos.....	x
Lista de Abreviatura.....	xi
Resumo.....	13
Abstract	14
Introdução Geral.....	15
Capítulo 1: Dinâmica espacial do Carbono e Nitrogênio Orgânico Particulado no setor externo da Margem Continental Sudeste Brasileira.....	22
Resumo	22
Abstract	23
Introdução.....	24
Objetivo Geral.....	26
Objetivos específicos	26
Área de Estudo	27
Metodologia	29
Temperatura, salinidade e fluorescência induzida	30
Material Particulado.....	30
Nutrientes inorgânicos e Clorofila - a.....	31
Resultados.....	32
Regime hidrográfico	32
Nutrientes inorgânicos dissolvidos.....	34
Clorofila – a	39
Material Particulado.....	40
Discussão	45
Regime hidrográfico	45
Nutrientes inorgânicos dissolvidos e clorofila -a	46

Material Particulado.....	51
Conclusão.....	61
Capítulo 2: Variações multianuais do Carbono e Nitrogênio Orgânico Particulado no setor Austral do Atlântico ocidental.....	62
Resumo	62
Abstract	63
Introdução.....	64
Objetivo Geral.....	68
Objetivos específicos	68
Área de estudo	69
Metodologia	72
Resultados.....	74
Novembro de 1993.....	74
Novembro de 1994.....	76
Março de 1996	78
Discussão	80
Comparação entre o Atlântico Sudoeste e Sudeste	80
Variação multianual no Atlântico Sudoeste.....	81
Distribuição do COP e NOP na Plataforma Continental.....	87
Conclusão.....	91
Bibliografia	92
Anexos	117

Índice de Figuras

Figura 1: Perfil típico da matéria orgânica particulada nos oceanos e principais processos envolvidos. Adaptado de Libes (2011).....	16
Figura 2: Delimitações da Margem Continental, adaptado de Liu <i>et al.</i> , (2010).....	24
Figura 3: Desenho esquemático dos fluxos de massa e calor na Plataforma Continental Sudeste e delimitações da Plataforma Continental Interna (PCI), Média (PCM). Fonte: Castro <i>et al.</i> (2006)	25
Figura 4: Representação do Atlântico Sudoeste e em destaque a Margem Continental Sudeste brasileira com a localização das estações amostradas em cada cruzeiro.	30
Figura 5: Seção de temperatura (°C) nos diferentes períodos. Em destaque as isotermas de 18°C e 20°C. A área hachurada não foi amostrada.	33
Figura 6: Seção de salinidade nos diferentes períodos. Em destaque a isohalina de 36,2. A área hachurada não foi amostrada.	34
Figura 7: Concentração de nitrato (μM) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.	35
Figura 8: Concentração de nitrito (μM) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.	36
Figura 9: Concentração de amônio (μM) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.	37
Figura 10: Concentração de fosfato (μM) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.	38
Figura 11: Concentração de silicato (μM) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.	39

Figura 12: Concentração de clorofila-a ($\mu\text{g/L}$) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.	40
Figura 13: Concentração de material particulado (mg/L) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.	41
Figura 14: Concentração de carbono inorgânico particulado (mg/L) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.	42
Figura 15: Concentração de carbono orgânico particulado ($\mu\text{g/L}$) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.	43
Figura 16: Concentração de nitrogênio orgânico particulado ($\mu\text{g/L}$) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.	44
Figura 17: Posicionamento das isolinhas na MCSE durante os dois períodos estudados.....	46
Figura 18: Razão N:P ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.	49
Figura 19: Razão COP:Clor-a ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.	54
Figura 20: Correlação (r), coeficiente angular (a) e significância (p) entre COP vs clorofila – a em amostras até 100m de profundidade, separados por períodos e juntos.....	55
Figura 21: Razão C:N ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.	57

Figura 22: COP (g/m ²) e NOP (g/m ²) integrados até 200m de profundidade. A linha pontilhada representa a quebra da Plataforma Continental (PC).....	58
Figura 23: Concentração média de clorofila-a durante o verão visualizado pelo sensor SeaWiFS com as frentes oceânicas. Limite norte (N) e sul (S) da Frente Subtropical (FST), Frente Subantártica (FSA), Frente Polar (FP) e limite sul da Corrente Circumpolar Antártica (CCA-S). Adaptado de Moore & Abbott (2000).	65
Figura 24: Balanço anual do fluxo de CO ₂ no oceano Austral. Valores positivos indicam fluxo do oceano para atmosfera e negativos da atmosfera para o oceano. Adaptado de Takahashi <i>et al.</i> (2012).....	67
Figura 25: Dinâmica das principais massas de água no Atlântico Sudoeste. A ZCBM não está representada. Massas de água: Água Subtropical (AST); Água Subantártica Superior (ASA); Água Antártica Superior (AA); Água Intermediária Antártica (AIA); Água Circumpolar Profunda (ACP); Água Profunda do Atlântico Norte (APAN); Água Profunda de Weddell (APW); e Água de Fundo de Weddell (AFW). Frentes: Frente Subtropical (FST); Frente Subantártica (FSA); e Frente Polar (FP). Zonas: Zona Subantártica (ZSA); Zona Polar (ZP); e Zona Antártica (ZA). Adaptado de Peterson & Whitworth (1989)......	70
Figura 26: Representação do Atlântico Sudoeste e em destaque a localização das estações amostradas em cada cruzeiro.	73
Figura 27: Distribuição da temperatura (°C), clor-a (µg/L), COP (µg/L) e NOP (µg/L) ao longo do transecto realizado em Novembro de 1993 – TABIA I.....	75
Figura 28: Distribuição da temperatura (°C), clor-a (µg/L), COP (µg/L) e NOP (µg/L) ao longo do transecto realizado em Novembro de 1994 – TABIA II.....	77
Figura 29: Distribuição da temperatura (°C), clor-a (µg/L), COP (µg/L) e NOP (µg/L) ao longo do transecto realizado em Março de 1996 – TABIA IV.....	79
Figura 30: Variação latitudinal da temperatura (°C) na superfície e à 50m em 1993 e 1994. As áreas hachuradas representam a variação no posicionamento das frentes. *FCB encontrada somente em 1994.	82
Figura 31: Razões COP:Clor-a e C:N da MOP coletada em Novembro 1993 – TABIA I	83

Figura 32: Razões COP:Clor-a e C:N da MOP coletada em Novembro 1994 – TABIA II	84
Figura 33: Correlações entre a.) COP vs Clor-a; b.)NOP vs Clor-a; e c.)COP vs NOP. As regressões contêm os dados de 1993 e 1994 juntos.....	85
Figura 34: Razões COP:Clor-a e C:N da MOP coletada em Março de 1996 – TABIA IV	88
Figura 35: Regressões lineares e correlações entre a.) COP vs Clor-a; b.) NOP vs Clor-a; c.) COP vs NOP. Os valores diferem do apresentado na Tabela 5, pois aqui foi considerada a estação sobre a passagem de Drake.....	89

Índice de Tabelas

Tabela 1: Profundidade local, distância da costa e data das estações amostradas nos cruzeiros CARBOM 1 e CARBOM 3.	29
Tabela 2: Média dos nutrientes inorgânicos, clor-a e materiais particulados por massa de água.	47
Tabela 3: Período e espaço amostrado pelos cruzeiros TABIA I,II e IV	72
Tabela 4: Concentrações de clor-a, COP e NOP ao longo dos domínios do Oceano Austral em diferentes longitudes.....	80
Tabela 5: Regressões lineares e correlações entre COP, NOP e clor-a nos diferentes domínios do Atlântico Sudoeste.	86
Tabela 6: Reservatórios de COP (g/m ²) e NOP (g/m ²) nos diferentes domínios do Atlântico Sudoeste.....	87

Índice de Anexos

Anexo 1: Perfis de Temperatura (°C), Salinidade e Fluorescência Induzida (Unidades Relativas) para as estações realizadas em novembro de 2012. As linhas pontilhadas representam as profundidades amostradas pelas garrafas de <i>Niskin</i>	117
---	-----

Anexo 2: Perfis de Temperatura (°C), Salinidade e Fluorescência Induzida (Unidades Relativas) para as estações realizadas em janeiro de 2013. As linhas pontilhadas representam as profundidades amostradas pelas garrafas de <i>Niskin</i> . *Estações com dados de CTD corrompidos.....	120
Anexo 3: Resultado das análises de nutrientes inorgânicos dissolvidos, Clor-a e materiais particulados em novembro de 2012.	125
Anexo 4: Resultado das análises de nutrientes inorgânicos dissolvidos, Clor -a e materiais particulados em janeiro de 2013.	126
Anexo 5: Estatística básica dos nutrientes inorgânicos, Clor-a e materiais particulados.	128

Lista de Abreviatura

AA – Água Antártica
AC – Água Costeira
ACAS – Água Central do Atlântico Sul
AP – Água de Plataforma
ASA – Água Subantártica
AST – Água Subtropical
AT – Água Tropical
<i>b</i> – Coeficiente de espalhamento da luz
CB – Corrente do Brasil
CCA – Corrente Circumpolar Antártica
CIP – Carbono Inorgânico Particulado
Clor-a – Clorofila -a
CM – Corrente das Malvinas

COD – Carbono Orgânico Dissolvido

COP – Carbono Orgânico Particulado

FCB – Frente da Corrente do Brasil

FEF – Frente das Falklands

FHS – Frente Halina Superficial

FP – Frente Polar

FSA – Frente Subantártica

FSP – Frente Subtropical de Plataforma

FST – Frente Subtropical

FTP – Frente Térmica Profunda

HNLC – Alto nutriente - baixa clorofila (*High Nutrient – Low Chlorophyll*)

MC – Margem Continental

MCSE – Margem Continental Sudeste brasileira

MO – Matéria Orgânica

MOD – Material Orgânico Dissolvido ou Matéria Orgânica Dissolvida

MOP – Material Orgânico Particulado ou Matéria Orgânica Particulada

MP – Material Particulado

MSC – Máximo Subsuperficial de Clorofila

NOP – Nitrogênio Orgânico Particulado

ZCBM – Zona de Confluência Brasil - Malvinas

Resumo

A dinâmica da matéria orgânica particulada (MOP) nos oceanos, desde sua formação até seu consumo/exportação, é um elo importante no ciclo biogeoquímico do carbono e elementos associados, que ganhou importância nas últimas décadas devido ao aumento do CO₂ antropogênico. Para melhorar os modelos e as previsões climáticas, projetos oceanográficos investigam os fatores que influenciam na dinâmica da MOP, sobretudo em regiões produtivas e representativas em escala global. No Atlântico Sul, a região mais produtiva é ao largo do continente africano, devido à contínua ressurgência de borda leste. Entretanto, regiões hidrograficamente dinâmicas também podem contribuir com elevadas taxas de produção dependendo das condições ambientais, cuja importância no reservatório de MOP ainda é desconhecida. Este trabalho tem como objetivo estudar a dinâmica do MOP em suspensão em duas regiões também produtivas do Atlântico Sudoeste: (i) o setor externo da Margem Continental Sudeste Brasileira (Capítulo 1); e (ii) o setor Austral ao sul de 30°S (Capítulo 2). São discutidos os efeitos das condições oceanográficas no reservatório de MOP e seus padrões interanuais de distribuição geográfica.

Abstract

The dynamics of particulate organic matter (POM) in the oceans, from its formation to its consumption/export, is an important link in the biogeochemical cycle of carbon and associated elements, which gained importance in the last decades due to increase of anthropogenic CO₂. To improve models and climate predictions, oceanographic projects investigate the factors that influence the POM dynamics, especially in productive and representative regions on a global scale. In the South Atlantic, the most productive region is off the African continent, due to permanent Eastern Boundary upwelling. However, dynamic hydrographic regions can also provide with high production rates depending on environmental conditions, whose importance in the POM reservoir is still unknown. This work aims to study the suspended POM dynamics in two productive regions of the southwest Atlantic: *(i)* the outer Brazilian Southeast Continental Margin (Chapter 1); and *(ii)* the Austral sector south of 30°S(Chapter 2). The effects of different oceanographic conditions in the POM reservoir, their interannual pattern and geographic distribution are discussed.

Introdução Geral

Nas últimas décadas, a dinâmica biogeoquímica do carbono tem sido um dos principais alvos da pesquisa científica, resultado do aumento das emissões antropogênicas de CO₂ e suas consequências na alteração do clima global (Gruber *et al.*, 2009; Liu, Atkinson, *et al.*, 2010; Hartmann *et al.*, 2013; Giering *et al.*, 2014). A comunidade científica tem se esforçado para mapear e compreender a dinâmica do carbono entre os grandes reservatórios terrestres, com o objetivo de melhorar os modelos e as previsões climáticas (Ewen *et al.*, 2004; Murphy *et al.*, 2004; Reichstein *et al.*, 2013). A natureza e a distribuição do material particulado (MP) nos oceanos são informações essenciais para se entender o ciclo biogeoquímico e o balanço de massa do carbono e elementos associados na escala global (Brewer *et al.*, 1976; Feely *et al.*, 2001; Buesseler *et al.*, 2001; Sabine *et al.*, 2004; Honjo *et al.*, 2008).

Em estudos biogeoquímicos marinhos, utiliza-se a classificação de dissolvido e particulado às frações orgânicas e inorgânicas dos compostos. A porção orgânica do MP, ou material orgânico particulado (MOP), compreende todas as partículas vivas e não vivas que tem carbono em sua fórmula, exceto os sais carbonáticos e as formas elementares (Libes, 2011) que ficam retidos durante a filtração. Compostos não retidos são classificados como dissolvidos, podendo ser orgânicos, chamados de matéria orgânica dissolvida (MOD), ou inorgânicos.

O oceano é um grande reservatório de carbono e elementos associados na formação da matéria orgânica (MO). Segundo estimativas de Riley (1970), em uma coluna de água de 4000m a concentração média de carbono orgânico particulado (COP) é cerca de 100g/m² e do carbono orgânico dissolvido (COD), que incluem também partículas coloidais, é por volta de 2000mg/m². Nas bacias oceânicas, a média anual de COP é de 0,42 petagramas (Pg = 10¹⁵ gramas) (Gardner *et al.*, 2006), e de COD é de 700 Pg (Hansell & Carlson, 2002).

Em geral, a concentração de MOP no oceano é máxima na zona eufótica devido à produção primária fitoplanctônica e à biomassa zooplanctônica associada (Figura 1). Abaixo da zona eufótica, a concentração diminui pelo consumo heterótrofo e pela regeneração microbiana. Apenas uma pequena fração (cerca de 1%) do que foi produzido na superfície chega ao fundo oceânico (Riley, 1970; Brewer *et al.*, 1986; Honjo *et al.*, 2008). Entretanto, processos específicos podem aumentar a concentração de partículas abaixo da zona eufótica, como **(i)** produção de pelotas fecais e muco pelo zooplâncton (Eppley & Peterson, 1979; Madin, 1982); **(ii)**

agregação e floculação de pequenas partículas em tamanhos maiores (McCave, 1984; Burd & Jackson, 2009; Burd *et al.*, 2010); e **(iii)** ressuspensão de sedimento próximo ao fundo (Biscaye & Eittem, 1977; McCave, 1986). A ressuspensão de sedimento por forçantes físicas é importante na dinâmica do MP, pois disponibiliza a MO acumulada no fundo para a comunidade pelágica e suspensívora (Graf & Rosenberg, 1997; Ransom *et al.*, 1998). Durante a sedimentação, essas partículas são redistribuídas pelas correntes de fundo (Carson *et al.*, 1986).

Figura 1: Perfil típico da matéria orgânica particulada nos oceanos e principais processos envolvidos. Adaptado de Libes (2011)

Ao contrário dos nutrientes inorgânicos e da MOD, a MOP em sedimentação atravessa camadas isopícnas no oceano (Simpson, 1982). Esse fluxo vertical de MOP das zonas superficiais para as mais profundas representa um importante elo na cadeia trófica dos organismos bentônicos (Honjo *et al.*, 2008), na diagênese do solo marinho (Hedges *et al.*, 2001; Schulz & Zabel, 2006; Henrichs, 1992) e no controle do clima global (Buesseler *et al.*, 2001; Sabine *et al.*, 2004; Gardner *et al.*, 2006; Honjo *et al.*, 2008).

Lohse *et al.* (1998) sumarizaram os diferentes processos que comandam a produção e exportação da MOP nas áreas costeiras e oceânicas. As áreas oceânicas oligotróficas estão basicamente sob um regime de "produção regenerada" (*sensu* Dugdale & Goering, 1967), no qual dominam organismos planctônicos de menor tamanho e, portanto, maior razão superfície/volume e maior flutuabilidade. Nesses ambientes, o picoplâncton (0,2-2µm) e o nanoplâncton (2-20µm) autotrófico dependem de nutrientes regenerados na zona eufótica por processos microbianos (Azam *et al.*, 1983; Falkowski *et al.*, 1998). Nas plataformas e regiões costeiras sujeitas ao maior aporte de nutrientes, predomina a "produção nova" (*sensu* Dugdale & Goering, 1967) na qual dominam organismos do microplâncton (20-200µm), sobretudo diatomáceas, com elevada produção de MO e taxa de afundamento maior (Hedges & Keil, 1995; Pilskaln *et al.*, 2004; Brandini *et al.*, 2014).

Os principais fatores que controlam as transformações da MOP em sedimentação, desde sua origem na zona eufótica até as camadas de fundo são **(i)** o tempo de permanência em suspensão da partícula (Simpson, 1982; Henson *et al.*, 2012) e **(ii)** a natureza da MO (Lee *et al.*, 2004; Libes, 2011). Em um transporte passivo, a taxa de afundamento, ou velocidade terminal de uma partícula, pode ser derivada da Lei de Stokes (Equação 1):

$$\psi = \frac{2 \cdot g \cdot r^2}{9 \cdot \eta} * (\rho_{\text{partícula}} - \rho_{\text{água}}) \quad (\text{Equação 1})$$

Onde ψ é a taxa de afundamento (cm/s), g a aceleração da gravidade (cm/s²), r o raio médio da partícula (cm), ρ a densidade (g/cm³), e η a viscosidade dinâmica (g/cm*s). No oceano, ψ é controlado principalmente pelo raio da partícula (r), portanto seu tamanho, e pela diferença de densidade entre os meios (Simpson, 1982). Dessa forma, o transporte vertical é maior na presença de partículas grandes (menor razão superfície/volume) e na ausência de estratificação física na coluna de água. A formação de agregados e partículas com "lastros" minerais, como carbonatos e sílicas, também aumentam o fluxo de material exportado (Rocha & Passow, 2007; Pilskaln *et al.*, 2004).

Além da quantidade, é importante avaliar a qualidade e a natureza da MOP nos oceanos. Strickland (1960) propõem uma relação entre as concentrações de COP e

clorofila -a (Clor-a). O pigmento representa de 0,1 a 5% da biomassa fitoplanctônica, dependendo de fatores como luz, temperatura e nutrientes (Eppley, 1972; Rhee & Gotham, 1981; Geider, 1987). Dentro da zona eufótica, essa razão é utilizada para determinar a contribuição do carbono fitoplanctônico para o reservatório de COP total (Chang *et al.*, 2003; Ediger *et al.*, 2005). Razões elevadas representam uma maior contribuição de carbono heterotrófico e detritico sobre o carbono fitoplanctônico (Banse, 1977). Além de indicador da qualidade da MO, a razão COP:Clor-a tem sido utilizada como parâmetro na construção de modelos ecológicos (Taylor *et al.*, 1997; Geider *et al.*, 1997; Wang *et al.*, 2008) e na calibração de sensoriamento remoto (Sathyendranath *et al.*, 2009).

A concentração de COP normalizada pela concentração de nitrogênio orgânico particulado (NOP), conhecido como razão C:N, é outro indicativo da qualidade da MO. Razões altas representam uma predominância de compostos mais ricos em carbono do que nitrogênio, como carboidratos, lipídeos, hidrocarbonetos e ácidos húmicos. Razões baixas, por outro lado, indicam predominância de compostos orgânicos ricos em nitrogênio, como aminoácidos, proteínas e porfirinas (Banse, 1974). Além de indicadora da qualidade da MO disponível no ambiente, a razão pode ser utilizada como traçadora de sua origem, uma vez que a concentração de carbono em compostos tipicamente terrestres é maior que nos de origem marinha (Kennett, 1982). Desse modo, a razão C:N funciona como uma alternativa simplificada às técnicas cromatográficas (Hedges, 1992; Libes, 2011), e é considerada indispensável em estudos de MOP (Müller, 1977; Hedges & Keil, 1995; Buesseler *et al.*, 2001).

O principal processo responsável pela transformação da MOP em frações dissolvidas orgânicas e inorgânicas ao longo da coluna de água é a remineralização microbiana (Mayor *et al.*, 2014). Contudo, a biodegradação das partículas ainda não é totalmente compreendida, principalmente pela dificuldade de se resolver a composição residual da MO em grandes profundidades (Henson *et al.*, 2012). Durante a sedimentação, a qualidade da MO se altera a medida que a fração lábil é consumida mais rapidamente do que a fração refratária (Abramson *et al.*, 2010; Libes, 2011). Lee *et al.*, (2004) sugeriram que a ação da comunidade bacteriana pode criar películas orgânicas protetoras que, assim como as matrizes inorgânicas (Hedges *et al.*, 2001), auxiliam na preservação da partícula em sedimentação.

É difícil estimar a concentração e prever a qualidade do MOP nos oceanos (Armstrong *et al.*, 2002) devido ao complexo equilíbrio dinâmico entre produção autóctone e alóctone, remineralização, agregação e sedimentação (Buesseler *et al.*,

2007). Cada um desses processos depende de interações físicas e biogeoquímicas de diferentes escalas de tempo. O equilíbrio entre produção local de MOP e fornecimento exógeno varia espacialmente. Em plataformas continentais, sobretudo ao largo das desembocaduras de rios, a proporção de material terrígeno no reservatório orgânico pode ser predominante à MO autóctone (Simpson, 1982). Hedges *et al.* (1997) calculam que anualmente os rios transferem 0,15 Pg de COP dos continentes para os oceanos. Esse transporte é uma importante fonte de nutrientes novos e MOP para os oceanos, porém seu efeito fica restrito às áreas de desembocadura (Honjo *et al.*, 2008). Conforme nos afastamos da costa, o fitoplâncton assume o papel principal na origem do COP, com uma produção primária média de 43,5 Pg/ano (Behrenfeld & Falkowski, 1997).

Apesar da importância da MOP nos oceanos, levantamentos sobre sua distribuição e qualidade são escassos devido a questões logísticas e metodológicas ao se analisar vastas áreas do oceano global (Turnewitsch *et al.*, 2007). Existem duas técnicas complementares para o estudo da dinâmica da MOP nos ambientes marinhos (Buesseler *et al.*, 2007; McDonnell *et al.*, *in press*). A primeira é a coleta discreta de água seguido por filtração, amostrando as partículas em suspensão. Essa técnica permite analisar a qualidade das partículas, como a composição química por técnicas elementares e identificação visual (Riley, 1970). A segunda consiste no uso de armadilhas de sedimento que capturam o MP em afundamento por um determinado período de tempo, calculando o fluxo de partículas das zonas superficiais para o fundo (Buesseler *et al.*, 2007; Honjo *et al.*, 2008).

Como particulado e dissolvido é uma atribuição física da MO, a primeira discussão remete ao filtro utilizado na separação. Tanto o material que constitui o filtro, quanto a porosidade interferem na análise de MOP (Altabet *et al.*, 1992; Gardner *et al.*, 2003). Inicialmente a análise gravimétrica de MP e a oxidação de MO, eram feitas com filtros de 0,45µm de nitrato de celulose (Strickland & Parsons, 1972). Atualmente, para análise elementar de COP e NOP, o material que compõem o filtro necessita ser inorgânico (Grasshoff *et al.*, 2009) e, nesse caso, são mais utilizados filtros de fibra de vidro com porosidade média de 0,7µm.

Altabet *et al.* (1992) e Gardner *et al.* (2003) analisaram resultados de MOP provindos de diferentes métodos de filtração: **(i)** amostras coletadas por garrafas e filtradas a vácuo; e **(ii)** grande volume de água bombeado *in situ*, ambos descritos em Grasshoff *et al.* (2009). Concluíram que, entre os métodos, a concentração de COP pode variar de 1,2 a 200 vezes, e o NOP até 10 vezes dependendo da região

estudada. Os autores discutem que a contaminação e a proporção de coloides nas amostras são as principais causas da variabilidade. Abdel-Moati (1990a), por sua vez, quantifica que até 35% do COP analisado nos filtros de fibra de vidro são, na realidade, COD adsorvido durante a filtração, e sugere cuidados extras no processo de filtração.

Instrumentos bio-ópticos são uma alternativa à amostragem discreta. A partir da década de 80, estudos começaram a relacionar a concentração de COP à propriedades ópticas inerentes, isto é, independentes da geometria do campo de luz. Morel (1988) encontrou uma relação linear entre o coeficiente de espalhamento da luz (***b***) vs Clor-*a*, e COP vs Clor-*a*, sugerindo uma relação entre ***b***, medido por transmissômetros, e COP. Gardner *et al.* (2006) relacionaram medidas discretas de COP com leituras de ***b*** em diferentes regiões oceânicas. Apesar de terem encontrado um coeficiente de correlação global de 0,73, os coeficientes regionais variaram de 0,51 a 0,9, e o coeficiente angular variou até duas vezes (Gardner *op.cit.* – Tabela 1). Assim, concluíram que a relação pode ser utilizada para cálculo de COP, mas discutiram a necessidade da análise elementar para aperfeiçoamento do método.

Recentemente, Stramski *et al.* (2007) buscaram outra relação bio-óptica com COP. Utilizaram razões de reflectância em diferentes comprimentos de onda, coeficientes de atenuação e de retro-espalhamento para desenvolver algoritmos de satélites da concentração superficial de COP. Apesar da vantajosa resolução espacial e temporal dos satélites, o cálculo fica restrito à camada óptica detectada pelo sensor, que representa 21% da zona eufótica (Gordon & McCluney, 1975; Bricaud *et al.*, 1998). Devido à confiabilidade, a utilização do algoritmo também fica restrita à “Águas do Tipo I”, onde a atenuação da luz é regida basicamente pela concentração de fitopigmentos, conforme definido por Morel & Prieur (1977).

A principal zona de fixação e exportação de MOP no Atlântico Sul é a ressurgência continental ao largo do continente africano (Monteiro, 2010), um sistema típico das correntes de contorno leste (Mackas *et al.*, 2006; Quiñones, 2010). No entanto, alguns setores do Atlântico Sudoeste também são importantes na fixação e exportação de carbono, sobretudo em regiões hidrograficamente produtivas cuja dinâmica do MOP foi pouco estudada. No Brasil destacam-se as ressurgências costeiras de Cabo Frio, as ressurgências de borda de plataforma e as intrusões oceânicas da plataforma sueste (Gaeta & Brandini, 2006; Castro *et al.*, 2006). No setor Austral, massas de águas com diferentes características se encontram e proporcionam condições favoráveis à produção primária, como na Zona de Confluência Brasil-

Malvinas e na Frente Polar (Sullivan *et al.*, 1993; Bathmann *et al.*, 1997; Brandini *et al.*, 2000; Moore & Abbott, 2000).

Este trabalho tem como objetivo estudar a distribuição e qualidade do material orgânico particulado em suspensão, associado às condições oceanográficas, em duas regiões distintas do Atlântico Sudoeste. O primeiro capítulo tratará do setor externo da Margem Continental Sudeste Brasileira (MCSE), com dados obtidos do projeto “*Caracterização Ambiental e Avaliação dos Recursos Biogênicos Oceânicos da Margem Continental Brasileira e Zona Oceânica Adjacente – CARBOM*”. O segundo capítulo abordará as variações meridionais da MOP desde a Zona de Confluência Brasil – Malvinas (ZCBM) até águas Antárticas, analisando dados do projeto “*Tango Batucada International Agreement (TABIA)*”, uma colaboração Brasil-Argentina no levantamento químico e planctônico do Atlântico Sul (Brandini *et al.*, 2000; Boltovskoy *et al.*, 2000; Olguin, Brandini, *et al.*, 2015).

Capítulo 1: Dinâmica espacial do Carbono e Nitrogênio Orgânico Particulado no setor externo da Margem Continental Sudeste Brasileira

Resumo

A Água Central do Atlântico Sul (ACAS) é a principal fonte de nutrientes novos no setor externo da Margem Continental Sudeste brasileira, que depende de processos físicos para atingir seu potencial produtivo. Máximos subsuperficiais de clorofila (MSC) são feições constantes na nutriclina/picnoclina, cuja importância no reservatório de matéria orgânica particulada da região precisa ser melhor investigada. Para estudar a dinâmica e a magnitude dos reservatórios de material particulado no setor externo da Margem Continental Sudeste brasileira, dados hidrográficos e amostras de água foram coletados durante o período de verão entre novembro de 2012 e janeiro de 2013 para análises de nutrientes, clorofila -a (clor-a), carbono e nitrogênio orgânico particulado (COP e NOP). Entre três meses, o regime hidrográfico mudou devido à dinâmica de larga escala da corrente de contorno oeste. Em novembro, a Água Tropical (AT) oligotrófica transportada pela Corrente do Brasil (CB), estava localizada sobre a plataforma Continental, resultando em baixas concentrações de nutrientes e clor-a. Em janeiro, uma ressurgência de quebra de plataforma foi detectada aumentando a concentração de nutrientes e clor-a. A concentração de material particulado foi maior em novembro, porém a qualidade desse material era mais refratária (maiores razões COP:Clorofila -a e C:N). Em janeiro, o material orgânico particulado estava associado aos MSC localizados na base da termoclina, formando grandes reservatórios de COP e NOP. Contudo, não foi possível encontrar uma correlação significativa entre COP e clor-a, devido à grande variabilidade hidrográfica. Os MSC, apesar de ubíquos, não representaram sempre o máximo de biomassa e a ressuspensão de sedimento foi importante na dinâmica do COP. Os resultados comprovam que a dinâmica da CB é um importante processo de fertilização e transporte de material orgânico particulado no setor externo da Margem Continental Sudeste brasileira. A exportação da matéria orgânica originada na plataforma Continental pode ser alta devido à variabilidade da CB, e precisa ser melhor estudada.

Abstract

The South Atlantic Central Water (SACW) is the main source of new nutrients in the outer sector of the Brazilian southeast continental margin, which relies on physical processes to reach its potential productivity. Deep chlorophyll maximum layers (DCM) are conspicuous along the pycnocline/nutricline, whose importance for the regional particulate organic matter reservoir still needs further assessment. To study the dynamics and magnitude of particulate matter reservoir in the outer sector of the Brazilian southeast continental margin, hydrographic data and water samples were taken during the summer seasons between November 2012 and January 2013 in order to analyze nutrients, chlorophyll a (chl-a), particulate organic carbon (POC) and nitrogen (PON). Within three months, the hydrographic regime changed due to the large scale dynamics of the Western Boundary Current system. In November, the oligotrophic Tropical Water (TW) carried southwards by the Brazil Current (BC), was located over the continental shelf, resulting in low concentrations of nutrients and chl-a. In January, a shelf-break upwelling was detected increasing nutrients and chl-a concentrations at the base of the pycnocline/nutricline. The concentration of particulate matter was higher in November, although the quality of this material was more refractory (higher POC:Chl-a and POC:PON ratios). In January, the particulate organic matter was associated with DCM located at the base of the thermocline, forming large POC and PON reservoirs. Nevertheless, a significant correlation between POC and chl-a was not assigned due to the great hydrographic variability. The DCM, despite ubiquitous, not always represented the maximum biomass and sediment resuspension was important in the POC dynamics. Our results confirm that the dynamic of BC is an important process of fertilization and transport of particulate organic matter in the outer sector of the Brazilian southeast continental margin. The export of organic matter originated in the continental shelf can be high due to the BC variability, and needs to be further investigated.

Introdução

As margens continentais (MC) são a interface entre o continente emerso e a bacia oceânica. Segundo Kennett (1982), a definição de MC é espacial, sendo delimitada pelo limite da zona costeira até o talude oceânico (Figura 2), agregando diversos ecossistemas como manguezais, marismas, costões rochosos, plataforma continental, etc. Sua largura varia, mas segundo estimativas de Jahnke (2010), as MC representam 21% da área oceânica global e são responsáveis por 20% de toda produção primária marinha, podendo contribuir com até 50% da exportação de MOP para o oceano profundo. Contudo, essas são apenas estimativas extrapoladas de estudos realizados em diferentes regiões. Trabalhos sobre o ciclo do carbono e elementos associados na produção da matéria orgânica (MO) nas interfaces das MC são escassos (Liu, Atkinson, *et al.*, 2010) e é provável que sua importância nos ciclos biogeoquímicos esteja subestimada (Walsh, 1991; Muller-Karger *et al.*, 2005).

Figura 2: Delimitações da margem continental, adaptado de Liu *et al.*, (2010).

Processos físicos na plataforma continental e na sua adjacente quebra são muito importantes na distribuição e no transporte de material biogeoquímico (Carson *et al.*, 1986; Rowe *et al.*, 1986; Biscaye *et al.*, 1994, entre outros). A região externa das MC sofre influência de diferentes processos físicos de mistura, como circulação gerada por maré e por vento, correntes de contorno e de fundo, ondas e marés internas. Esses processos ocorrem em diferentes escalas de tempo e espaço (Huthnance, 1995; Atkinson, 2010; Simpson & Sharples, 2012), tornando o limite entre as MC e a bacia oceânica hidrográficamente dinâmico. O papel e a contribuição relativa de cada processo físico no fluxo de MP nas MC precisam ser melhores avaliados (Hsu *et al.*, 2000; Liu & Hsu, 2004).

Apesar da sua importância e complexidade, o setor externo das MC é uma área relativamente nova nos estudos oceanográficos. O trabalho pioneiro de Walsh *et al.*, (1981) mudou o olhar da comunidade científica para essas regiões. Analisando os reservatórios e os fluxos de carbono conhecidos na época, os autores encontraram um déficit de 0,65 Pg C/ano nos modelos de massa. Os autores discutiram que a exportação de matéria orgânica particulada (MOP), originada na produção primária da borda das MC, para a bacia oceânica adjacente era o fluxo ausente no balanço global. Tal teoria foi refutada posteriormente por outros autores (Rowe *et al.*, 1986; Falkowski *et al.*, 1988; Biscaye *et al.*, 1994) ao averiguar que grande parte da MOP era consumida e respirada por comunidades heterotróficas.

Figura 3: Desenho esquemático dos fluxos de massa e calor na Plataforma Continental Sudeste e delimitações da Plataforma Continental Interna (PCI), Média (PCM). Fonte: Castro *et al.* (2006)

No caso do setor externo da Margem Continental Sudeste brasileira (MCSE), o aspecto mais importante da origem da matéria orgânica é a formação de núcleos de alta produção fitoplanctônica ao longo da termoclina/picnoclina, identificados por Máximos Subsuperficiais de Clorofila (MSC) (Brandini, 1990; Gaeta & Brandini, 2006; Brandini *et al.*, 2014). Na Plataforma Continental brasileira, são quase que exclusivos da região Sudeste-Sul no setor externo em decorrência das intrusões permanentes (associadas à estrutura de massas de água) e sazonais (associadas ao vento) da Água Central do Atlântico Sul (ACAS). A ACAS está sempre presente no fundo do setor externo da plataforma e invade o setor médio durante o verão contrabalançando o transporte de Ekman superficial devido aos ventos norte-nordeste (Castro Filho *et al.*, 1987; Castro *et al.*, 2006; Castro, 2014) (Figura 3).

Apesar dos MSCs estarem sempre presentes no setor externo da MCSE, a comunidade fitoplanctônica que a compõem não é sempre a mesma (Teixeira & Gaeta, 1991; Ganesella, 2000; Gaeta & Brandini, 2006). De uma forma geral, as diatomáceas dominam quando há nutrientes disponíveis (entre eles silicato) na zona eufótica. Normalmente isso ocorre na plataforma interna e média. Já na plataforma externa e região oceânica adjacente, a nutriclina está mais profunda do que a zona eufótica, e os MCSs são compostos por flagelados e cianobactérias (Brandini *et al.*, 2014).

Estimativas de produção primária calculam que toda a MCSE produza anualmente cerca de 100 teragramas ($Tg = 10^{12}$ gramas) de carbono (Brandini, 1990; Gaeta & Brandini, 2006). Mahiques *et al.* (2004) determinaram uma taxa de sedimentação média para a região de 6mm/ano. Estudos sobre a qualidade e distribuição do MOP no setor externo da MCSE são raros. É conhecido o caráter produtivo da região e seu potencial exportador de MO que, no entanto, explicam apenas a primeira etapa do ciclo do carbono e elementos associados. Estudar o estoque e a qualidade do MOP é compreender melhor seu papel na transferência de energia para os níveis tróficos superiores, assim como a contribuição da MCSE no ciclo do carbono.

Objetivo Geral

Esse capítulo tem como objetivo estudar a magnitude e a dinâmica espacial dos reservatórios de carbono e nitrogênio orgânico particulado no setor externo da MCSE no verão.

Objetivos específicos

- Comparar o regime hidrográfico e a disponibilidade de nutrientes inorgânicos em dois períodos distintos do mesmo verão e seus efeitos no reservatório da MOP;
- Comparar a natureza e a dinâmica do COP e do NOP em relação ao regime hidrográfico;
- Determinar as razões COP:Clor-a para subsidiar cálculos indiretos do reservatório de COP na MCSE.

Área de Estudo

A área de estudo compreende uma porção da plataforma Continental média, externa, talude e região oceânica adjacente da Bacia de Santos, entre as latitudes 24°S e 28°S e longitudes 44°O e 47°O, aqui denominado setor externo da MCSE. Seu comprimento meridional é de aproximadamente 1100 km, e sua largura é maior na porção central (Santos, SP), tornando-se menor nas extremidades norte (Cabo Frio, RJ) e Sul (Cabo de Santa Marta, SC). A topografia da região é suave, com isóbatas quase paralelas à linha de costa (Conti & Furtado, 2006; Mahiques *et al.*, 2010).

Segundo Castro & Miranda (1998), a hidrografia da Plataforma Continental Sudeste é composta por quatro massas de água: **(i)** a Água Tropical (AT), formada em regiões de baixa latitude, que ocupa a superfície da bacia oceânica e plataforma Continental média e externa. Flui para o Sul transportada pela Corrente do Brasil (CB) com temperaturas $>20^{\circ}\text{C}$ e salinidades $>36,4$; **(ii)** a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), mais fria, com temperaturas $<20^{\circ}\text{C}$ e salinidades $<36,4$. Seu núcleo está localizado no talude abaixo da AT, aproximadamente entre as profundidades de 100m e 500m (Silveira *et al.*, 2000). É formada na Convergência Subtropical, na mistura de águas subtropicais oligotróficas com águas subantárticas ricas em nutrientes inorgânicos. Após sua formação, a ACAS participa do giro subtropical, fluindo primeiramente em sentido leste, para depois voltar à margem brasileira pela Corrente Sul-Equatorial (Peterson & Stramma, 1991; Stramma & England, 1999); **(iii)** a Água Costeira (AC), resultado da mistura de águas continentais com águas marinhas. Sua salinidade é $<34,0$, e fica restrita à regiões da plataforma interna e desembocadura de rios (Cerdeira & Castro, 2014); e **(iv)** a Água de Plataforma (AP), resultado da mistura das outras três.

Castro *et al.* (2006) propuseram a delimitação de plataforma interna, média e externa pelo posicionamento da Frente Térmica Profunda (FTP) – 18°C e da Frente Halina Superficial (FHS) – $36,2$. A primeira separa a porção interna da média, enquanto que a segunda a média da externa (Figura 3). Nos períodos de maior intrusão da ACAS a posição da FTP se desloca em direção à costa. Isso ocorre principalmente no verão, quando ventos nordeste predominam e a resultante do transporte de Ekman afasta águas superficiais, e consequentemente a FHS, em direção ao largo favorecendo a intrusão na subsuperfície de águas frias. Durante o inverno, predominam ventos Sul – Sudeste que desfavorecem as intrusões oceânicas

e intensificam os processos de mistura. Dessa forma, a FTP recua para regiões mais afastadas, e a FHS se aproxima da costa (Castro & Miranda, 1998).

Outra frente presente na MCSE é a Frente Subtropical de Plataforma (FSP). Segundo Piola *et al.* (2000), as descargas da Lagoa dos Patos - RS e, principalmente, do Rio da Plata formam uma pluma com salinidade menor que 30, capaz de penetrar a plataforma Continental interna e média. Sua influência é maior no inverno, quando ventos Sudoeste geram correntes de plataforma que transportam essa água até a Plataforma Continental Sul brasileira, podendo ocasionalmente chegar à região Sudeste (Piola *et al.*, 2005). Essa água é rica em nutrientes que fertilizam a plataforma continental ao longo do transporte meridional (Braga *et al.*, 2008). Durante o inverno, quando o quadro de ventos não favorece a penetração da ACAS, a FSP passa a ser o principal processo de fertilização da Plataforma Continental Sul, proporcionando elevadas concentrações de Clor-a (Brandini, 1990).

Condições meso-oligotróficas dominam na MCSE (Braga & Niencheski, 2006). A região superficial e a plataforma interna longe da influência fluvial são pobres em nutrientes inorgânicos, resultando em uma produção primária de caráter regenerado (Metzler *et al.*, 1997). Diversos mecanismos físicos de meso e larga escala são responsáveis pela fertilização da plataforma continental pela ACAS. Um dos processos mais descrito é o transporte de deriva do vento predominante nordeste das águas superficiais para o largo, e o consequente transporte em direção à costa na camada subsuperficial. Esse processo é chamado de intrusão local, e é o maior responsável pela fertilização da MCSE (Castro *et al.*, 2006). Outro processo é a intrusão remota, no qual a plataforma recebe águas frias oriundas da ressurgência do Cabo Frio (RJ), e correntes de plataforma transportam essa água mais rica em direção Sudoeste (Castro & Miranda, 1998). Outro mecanismo que facilita a intrusão da ACAS em direção à costa são as variabilidades de meso-escala da Corrente do Brasil (Campos *et al.*, 2000). Movimentos ciclônicos facilitam o bombeamento da ACAS do talude para a quebra da plataforma continental, facilitando a intrusão oceânica em direção à costa (Silveira *et al.* 2000; Palma & Matano 2009; Palóczy *et al.* 2013).

Metodologia

Foram utilizadas amostras de MP e dados hidrográficos provenientes de dois cruzeiros oceanográficos ocorridos em novembro de 2012 (CARBOM 1) e janeiro de 2013 (CARBOM 3) (Tabela 1), coletadas a bordo do *N.Oc. Alpha Crucis* da Universidade de São Paulo.

Tabela 1: Profundidade local, distância da costa e data das estações amostradas nos cruzeiros CARBOM 1 e CARBOM 3.

CARBOM 1				CARBOM 3			
Estação	Profundidade Local (m)	Distância da Costa (km)	Data	Estação	Profundidade Local (m)	Distância da Costa (km)	Data
3	153	188,5	03/11/2012	38	53	51,5	25/01/2013
4	2700	387,9	04/11/2012	39	100	146,1	26/01/2013
5	945	235,9	05/11/2012	40	213	222	26/01/2013
7	522	227,8	06/11/2012	42	2005	271	27/01/2013
8	206	218,2	06/11/2012	43	2005	273	27/01/2013
9	103	145,2	06/11/2012	49	2529	336,9	28/01/2013
				50	1548	252	29/01/2013
				56	130	179,9	30/01/2013
				59	69	89,12	30/01/2013

Ambos os cruzeiros realizaram radiais partindo da cidade de Santos – SP em direção à bacia oceânica. Em novembro de 2012 – CARBOM 1, o cruzeiro contou com seis estações sendo a mais interna na isóbata de 100m e a mais externa na isóbata de 2700m. O cruzeiro realizado em janeiro de 2013, por sua vez, contou com nove estações, sendo a mais interna próxima a isóbata de 50m e a mais externa na isóbata de 2500m. Dessa forma, em Janeiro de 2013 130km de plataforma Continental média foram amostradas a mais e 50km de bacia oceânica a menos comparado a novembro de 2012 (Figura 4). Os procedimentos metodológicos são descritos a seguir.

Figura 4: Representação do Atlântico Sudoeste e em destaque a Margem Continental Sudeste brasileira com a localização das estações amostradas em cada cruzeiro.

Temperatura, salinidade e fluorescência induzida

Durante os dois cruzeiros foram feitas perfilagens do *CTD Teledyne* para leituras de temperatura, salinidade e fluorescência induzida. O lançamento do instrumento era feito antes da coleta de água, e as profundidades amostradas para análises químicas eram definidas a partir das feições visualizadas no perfil de fluorescência, como zona de mistura, termoclina, MSC e camada de fundo.

Material Particulado

Previamente aos cruzeiros, filtros *Whatman GF/F* (porosidade média de 0,7µm) foram incinerados a 450°C por quatro horas e pesados com balança eletrônica com precisão de **0,01mg** para a determinação do peso inicial (Lorrain *et al.*, 2003; Grasshoff *et al.*, 2009). A bordo do navio, amostras de água foram coletadas por garrafas de *Niskin* em, no mínimo, cinco profundidades selecionadas de acordo com os perfis de fluorescência. Alíquotas foram filtradas com o auxílio de uma bomba de vácuo. Após a filtragem, os filtros foram congelados em frascos com sílica gel até as análises de material particulado total, carbono e nitrogênio orgânico particulado. Para cada cruzeiro, três filtros foram reservados para determinação do branco.

Para o cálculo do material particulado em suspensão (MP) foi utilizado o método gravimétrico descrito em Strickland & Parsons (1972). Em laboratório, os filtros foram mantidos a 60°C por 24 horas e pesados novamente em uma balança eletrônica

de precisão de 0,01mg para determinação do peso final. A concentração do material particulado total foi calculada através da diferença entre o peso final e o peso inicial, dividido pelo volume filtrado (Equação 2):

$$MP(mg/L) = \frac{\text{peso final} - \text{peso Inicial}}{\text{vol}} \text{ (Equação 2);}$$

A determinação da parcela orgânica particulada contida no filtro foi feita a partir da eliminação do carbono inorgânico por HCl. Os filtros, depois de pesados, foram fumaceados com HCl concentrado (P.A.) por quatro horas (Lorrain *et al.*, 2003). Em seguida foram novamente secados (60°C por 24h) e pesados para determinação do peso pós-ácido. O conteúdo de carbono inorgânico particulado (CIP) do filtro foi obtido através da diferença entre o peso pós-ácido e o peso final (Equação 3), corrigido pelo volume filtrado.

$$CIP(mg/L) = \frac{\text{peso final} - \text{peso pós ácido}}{\text{vol}} \text{ (Equação 3)}$$

As concentrações de carbono e nitrogênio orgânico particulado nos filtros, sem a parcela de carbono inorgânico, foram determinadas com um analisador elementar *CHNS Elementar*, de acordo com a técnica de combustão total (Riley, 1970; Grasshoff *et al.*, 2009). O limite de detecção para ambos os compostos é de 0,01µg/L.

Nutrientes inorgânicos e Clorofila - a

Simultaneamente à filtração do MP, foi utilizado um segundo sistema de filtração a vácuo, com filtros *Whatman* GF/F, para análise de nutrientes inorgânicos (fosfato, silicato, nitrito, nitrato e amônia) no filtrado e de clor-a na fração retida no filtro. Os filtros foram armazenados em nitrogênio líquido e os frascos com a água filtrada foram congelados até a posterior análise em laboratório. Os nutrientes foram analisados segundo métodos colorimétricos (Grasshoff *et al.*, 2009) utilizando-se o espectrofotômetro *Hitachi U-1000*. A clor-a foi extraída em acetona 90% e a sua leitura feita em fluorímetro (Welschmeyer, 1994) *Turner 10AU*. Os limites de detecção de nutrientes e clor-a são 0,01µM e 0,01µg/L, respectivamente. Para o cálculo da razão N:P foi feita a soma da concentração dos compostos nitrogenados – nitrato, nitrito e amônio, e dividida pela concentração de fosfato.

Em laboratório, os dados foram tratados pelo software *Matlab* e com a utilização do software *Surfer* foram criadas seções com as variáveis hidrográficas. A

estação #4, na isóbata de 2700m foi a única em que os dados do CTD se corromperam e não foi possível o tratamento em laboratório.

Resultados

Regime hidrográfico

Os perfis de temperatura, salinidade, fluorescência e as profundidades amostradas para cada estação estão no Anexo 1 e 2. Em novembro de 2012, a temperatura na superfície variou de 24,0°C na estação mais interna a 24,5°C na quebra da plataforma (Figura 5). A temperatura mínima de 14,5°C foi obtida a 300m na estação mais distante da costa na profundidade de 300m, adjacente ao talude oceânico. A temperatura de fundo na plataforma continental variou de 15,03°C próximo a isóbata de 100m a 19,0°C próximo a isóbata de 140m. A isoterma de 20°C foi contínua desde a estação mais interna, a 30m de profundidade até os 130m de profundidade a partir da isóbata de 150m. A FTP, representada pela isoterma de 18°C, ocupou a estação mais interna da plataforma e próximo à quebra da plataforma, porém não foi encontrada entre as isóbatas de 115m e 170m. Apesar da descontinuidade da isoterma de 18°C, todo transecto manteve-se termicamente estratificado. A partir da isóbata de 130m a camada de mistura se alargou, tornando a termoclina mais profunda.

Em janeiro de 2013, a temperatura na superfície variou de 27,0°C na estação mais interna a 26,3°C na estação mais distante da costa. No fundo, a temperatura mínima observada foi de 14,1°C a 300m junto ao talude, e a máxima foi 16,1°C na quebra da plataforma. Ao contrario do observado em novembro, a isoterma de 18°C foi contínua ao longo do transecto, mantendo-se entre 25m e 40m de profundidade entre a estação mais interna até 180km da costa, aprofundando-se a 150m a partir de 200km da costa. A isoterma de 20°C também foi contínua ao longo do transecto e acompanhou a isoterma de 18°C, sendo mais rasa até 180km da costa e aprofundando-se a partir de 200km da costa. A coluna de água estava estratificada, com uma termoclina mais acentuada sobre a plataforma continental (isotermas de 18°C e 20°C mais próximas) e menos acentuada na região da quebra da plataforma e bacia oceânica adjacente (isotermas mais distantes). Dessa forma, observa-se um aumento no tamanho da camada de mistura em direção à bacia oceânica.

Figura 5: Seção de temperatura (°C) nos diferentes períodos. Em destaque as isotermas de 18°C e 20°C. A área hachurada não foi amostrada.

Em novembro de 2012, a salinidade na superfície variou de 35,3 na isóbata de 100m a 37,0 na estação mais distante da costa, com o máximo de 37,1 na subsuperfície (Figura 6). A variação da salinidade no fundo foi menor, com mínimo de 35,5 na estação mais interna e máximo de 36,2 na isóbata de 130m. A FHS, identificada pela isohalina de 36,2 foi observada a 165km da costa, se aproximando da costa na subsuperfície. A partir dos 170km, a isohalina se aprofundou e manteve-se no fundo até a quebra da plataforma continental.

Em janeiro de 2013, a salinidade variou de 35,3 a 300m de profundidade adjacente ao talude, a 37,2 a 50m na região oceânica. A salinidade na camada de mistura variou de 34,9 na estação mais interna a 37,0 na estação mais externa, formando um gradiente da plataforma em direção oceânica. A variação de salinidade no fundo foi menor, com mínimo de 35,5 na isóbata de 50m e máximo de 35,9 na quebra da plataforma. A FHS foi observada a 200km da costa, uma diferença de 35km

com o cruzeiro anterior. Assim como em novembro, a frente halina se aproximou cerca de 20km na subsuperfície em direção à costa.

Figura 6: Seção de salinidade nos diferentes períodos. Em destaque a isohalina de 36,2. A área hachurada não foi amostrada.

Nutrientes inorgânicos dissolvidos

As tabelas contendo todos os resultados das análises de nutrientes inorgânicos, clor-a e MP estão no Anexo 3 e 4. O nitrato foi o mais abundante entre os compostos nitrogenados. Em novembro de 2012, sua concentração variou de níveis abaixo do limite de detecção a $7,32\mu\text{M}$ próximo ao fundo na quebra da plataforma. Na superfície e na subsuperfície da região oceânica, a concentração foi mínima, com valores entre $0,01\mu\text{M}$ e $0,50\mu\text{M}$ (Figura 7). Sobre a plataforma continental, a concentração de nitrato foi mais alta, chegando a $4,59\mu\text{M}$ a 60m de profundidade na isóbata de 100m. Porém, com exceção dessa estação, o nitrato manteve-se abaixo de $1,50\mu\text{M}$ nos primeiros 150m de coluna de água.

Em janeiro de 2013, o máximo de $10,45\mu\text{M}$ foi observado no fundo sobre a isóbata de 70m. Na quebra da plataforma e região oceânica, a concentração de nitrato foi baixa na camada de mistura entre o limite de detecção e $1,50\mu\text{M}$. Abaixo dos 150m de profundidade, a concentração de nitrato aumentou, alcançando $6,85\mu\text{M}$ próximo ao fundo na quebra da plataforma. Sobre a plataforma continental, o nitrato também foi abaixo do limite de detecção na superfície aumentando com a profundidade até $8,30\mu\text{M}$ entre 50 e 70m sobre a isóbata de 130m.

Figura 7: Concentração de nitrato (μM) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.

Em novembro de 2012, a concentração máxima de nitrato foi $0,53\mu\text{M}$ próximo ao fundo na isóbata de 100m e a mínima de $0,11\mu\text{M}$ nas camadas superficiais. Observou-se um gradiente de nitrato da plataforma continental em direção ao oceano adjacente, sendo sua concentração sempre maior próximo ao fundo da plataforma (Figura 8). Apesar do gradiente espacial, não foi observada concentração de nitrato menor que $0,10\mu\text{M}$ para toda a região oceânica. Na camada de mistura, a

concentração de nitrito foi mínima e não variou, exceto aos 45m de profundidade na isóbata de 100m, onde a concentração do composto foi $0,47\mu\text{M}$. Em janeiro de 2013, o nitrito alcançou valores mínimos abaixo do limite de detecção, e o máximo foi de $0,55\mu\text{M}$ próximo ao fundo na isóbata de 100m. Sua concentração na superfície e subsuperfície da região oceânica foram mínimas, mantendo-se abaixo de $0,10\mu\text{M}$. Assim como visto em novembro, a concentração de nitrito foi maior próximo ao fundo.

Figura 8: Concentração de nitrito (μM) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.

Em novembro de 2012, a concentração de amônio foi máxima entre 90m e 115m de profundidade na estação mais afastada da costa, com $0,92\mu\text{M}$. Na superfície, a concentração variou de $0,39\mu\text{M}$ na isóbata de 100m a níveis abaixo do limite de detecção nas demais regiões (Figura 9). As concentrações mais elevadas ocorreram no fundo sobre a plataforma continental. Um máximo de $0,82\mu\text{M}$ foi observado à 190m na região da quebra de plataforma. Em janeiro de 2013, o amônio variou de níveis abaixo do limite de detecção a $1,03\mu\text{M}$ na superfície da estação mais próxima à costa,

na isóbata de 50m. No setor externo da plataforma continental e área oceânica adjacente, a concentração de amônio foi mínima, não ultrapassando $0,1\mu\text{M}$, exceto aos 10m de profundidade sobre a isóbata de 100m, onde a concentração foi $0,50\mu\text{M}$.

Figura 9: Concentração de amônio (μM) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.

Em novembro de 2012, o fósforo variou de níveis abaixo do limite de detecção, a $0,80\mu\text{M}$ próximo ao fundo da quebra da plataforma. Observa-se um gradiente de fósforo da superfície às maiores profundidades. Por toda a região oceânica, nos primeiros 150m de profundidade, a concentração de fósforo foi abaixo de $0,10\mu\text{M}$. Sobre a plataforma, valores altos de fósforo ocorreram próximo ao fundo com $0,75\mu\text{M}$ na isóbata de 100m (Figura 10). Em janeiro de 2013, a concentração de fósforo variou de $0,07\mu\text{M}$ a $1,27\mu\text{M}$. O mínimo foi encontrado na superfície da quebra da plataforma e região oceânica, onde a concentração não ultrapassou $0,15\mu\text{M}$ nos 100 primeiros metros de profundidade e o máximo foi observado próximo ao fundo da plataforma continental, na altura da isóbata de 70m.

Figura 10: Concentração de fosfato (μM) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.

Em novembro de 2012, a concentração máxima de silicato de $5,28\mu\text{M}$ foi observada a 90m de profundidade na estação mais afastada da costa (Figura 11). O mínimo foi de $0,85\mu\text{M}$ na superfície também da região oceânica. A concentração de silicato foi maior próximo ao fundo da plataforma continental, por exemplo, $4,81\mu\text{M}$ na isóbata de 100m e $4,58\mu\text{M}$ próximo à quebra da plataforma. Em janeiro de 2013, o silicato variou de 0,02 a $10,61\mu\text{M}$, respectivamente a 60m de profundidade na região oceânica e próximo ao fundo na isóbata de 70m. A concentração de silicato na superfície variou de 1,16 a $2,43\mu\text{M}$ com mínimo na região oceânica e máximo sobre a plataforma continental.

Figura 11: Concentração de silicato (μM) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.

Clorofila – a

A concentração de clor-a nos dois períodos foi maior na subsuperfície do que na superfície oceânica, com um gradiente da plataforma continental em direção à bacia oceânica (Figura 12). Em novembro de 2012 foi encontrado o valor máximo de $0,71 \mu\text{g/L}$ aos 45m de profundidade na isóbata de 100m. Na bacia oceânica, o máximo foi de $0,50 \mu\text{g/L}$ observado na estação mais afastada da costa, aos 115m de profundidade. Na superfície, a concentração variou de $0,11\mu\text{g/L}$ na quebra da plataforma a $0,42\mu\text{g/L}$ na região oceânica. Abaixo dos 200m de profundidade, a concentração de clor-a foi menor que $0,10\mu\text{g/L}$.

Figura 12: Concentração de clorofila-a ($\mu\text{g/L}$) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.

Em janeiro de 2013, a concentração de Clo-a variou de níveis abaixo do limite de detecção na profundidade de 240m da região oceânica, ao máximo de $4,24\mu\text{g/L}$ próximo ao fundo na isóbata de 50m. Na superfície, a concentração variou de $0,08\mu\text{g/L}$ na região oceânica a $0,41\mu\text{g/L}$ sobre a plataforma continental na isóbata de 50m. Na região oceânica, um máximo subsuperficial de $0,79\mu\text{g/L}$ foi detectado a 105m de profundidade. Assim como no cruzeiro passado, a concentração de clor-a foi menor que $0,10\mu\text{M}$ abaixo dos 200m de profundidade.

Material Particulado

Em novembro de 2012, o MP ao longo de todo o cruzeiro variou de $1,39\text{mg/L}$ de $5,80\text{mg/L}$. O valor máximo foi encontrado na região oceânica a 90m de profundidade, enquanto que o mínimo foi encontrado sobre a quebra da plataforma a 160m de profundidade (Figura 13). Na superfície o MP variou de $1,88\text{mg/L}$ na região do talude a $3,87\text{mg/L}$ na isóbata de 150m. Na camada de fundo a concentração de MP

foi maior, variando de 2,38mg/L na região do talude a 5,15mg/L na isóbata de 100m. Em janeiro de 2013, a concentração de MP variou de 0,16mg/L entre 70 e 100m de profundidade na isóbata dos 2000m, adjacente ao talude oceânico, ao máximo de 14,93mg/L na superfície da isóbata de 50m. Esse máximo foi o único valor acima de 4,45mg/L. Concentrações maiores que 3,00mg/L foram encontradas em subsuperfície na plataforma continental e na superfície da região oceânica.

Figura 13: Concentração de material particulado (mg/L) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.

A contribuição de CIP no MP foi baixa nos dois períodos, sendo predominantemente menor do que o limite de detecção ao longo do transecto. Em novembro de 2012, observou-se máximos de 0,25mg/L na quebra da plataforma e 0,23mg/L em subsuperfície sobre a isóbata de 100m (Figura 14). No segundo cruzeiro, o máximo foi de 0,20mg/L na superfície da isóbata de 50m, e 0,15mg/L a 70m de profundidade na isóbata de 2500m.

Figura 14: Concentração de carbono inorgânico particulado (mg/L) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.

A concentração de COP variou de 35,95 μ g/L nos 150m de profundidade na região da quebra da plataforma a 250 μ g/L próximo ao fundo da quebra de plataforma. Na superfície, variou de 45,12 μ g/L na estação mais distante da costa, na região oceânica, a 192,80 μ g/L na isóbata de 150m (Figura 15). Observa-se um gradiente pouco acentuado na concentração de COP da plataforma em direção ao oceano, com valores maiores próximo ao fundo, exceto a 90m de profundidade da região oceânica, onde a concentração de COP foi de 156,66 μ g/L.

Em janeiro de 2013, o COP variou de 5,19 μ g/L nos 160m de profundidade na região oceânica a 360,66 μ g/L próximo ao fundo na isóbata de 50m. Na superfície variou de 7,86 μ g/L na estação mais distante da costa a 352,36 μ g/L na isóbata de 50m. Assim como no período anterior, observa-se um gradiente na concentração de COP da plataforma em direção à região oceânica, com valores maiores que 300 μ g/L próximo ao fundo. Contudo, em janeiro esse gradiente foi mais acentuado do que no

período passado. Na região oceânica, o máximo foi de 131,40 $\mu\text{g/L}$ nos 105m de profundidade.

Figura 15: Concentração de carbono orgânico particulado ($\mu\text{g/L}$) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.

Em novembro de 2012, o NOP variou de 4,05 $\mu\text{g/L}$ aos 160m de profundidade, próximo à quebra da plataforma continental, a 24,70 $\mu\text{g/L}$ aos 108m de profundidade sobre a isóbata de 150m. Para todo o transecto, a concentração de NOP foi menor que 20 $\mu\text{g/L}$, exceto na isóbata dos 150m e próximo ao fundo na isóbata de 200m, onde a concentração de NOP foi de 22,85 $\mu\text{g/L}$. Na superfície a concentração variou de 5,75 $\mu\text{g/L}$ na estação mais distante da costa, a 18,48 $\mu\text{g/L}$ na isóbata de 150m. Em janeiro de 2013, a concentração de NOP variou de 1,58 $\mu\text{g/L}$ aos 200m de profundidade na região adjacente ao talude, ao máximo de 146,87 $\mu\text{g/L}$ aos 60m de profundidade na isóbata de 100m. Na superfície o NOP variou de 7,92 $\mu\text{g/L}$ a 68,89 $\mu\text{g/L}$, com máximo sobre a isóbata de 50m e mínimo na estação mais distante da

costa. No fundo a concentração máxima foi de 118,66 na isóbata de 50m e mínima na isóbata de 130m, com 2,60 μ g/L.

Figura 16: Concentração de nitrogênio orgânico particulado (μ g/L) ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.

Discussão

Regime hidrográfico

A falta dos dados de CTD da estação mais distante da costa em novembro (isóbata de 2700m) comprometeu a interpolação gráfica da temperatura e salinidade na região adjacente ao talude. Contudo, isso não comprometeu a análise dos processos sobre a plataforma e talude. O posicionamento da isoterma de 18°C e da isohalina de 36,2 evidencia uma clara diferença no regime hidrográfico entre os dois períodos, destacadas na Figura 17. Em novembro, a AT (delimitada pela isohalina de 36,2) ocupava o setor externo da plataforma continental, da superfície até o fundo. A ACAS, delimitada pela isoterma de 18°C, ficou restrita aos 150m de profundidade na região mais externa da plataforma e outro núcleo mais raso foi encontrado próximo à isóbata de 100m. Dessa forma, em novembro foram observadas duas regiões com temperaturas menores que 18°C separadas por um setor mais quente e salino com 50km de extensão. Em janeiro, a AT manteve-se mais afastada da costa e não atingiu o fundo da plataforma continental. A diferença de distância entre o posicionamento da isohalina de 36,2 entre os períodos é entorno de 40km. Esse recuo da AT em janeiro foi acompanhado com a elevação da ACAS, que foi encontrada em profundidades menores que 50m até 190km de distância da costa. O núcleo isolado de ACAS encontrado em novembro próximo a isóbata de 100m não é uma feição típica de transectos *cross-shelf* da região, mas pode ser explicado pela intrusão remota da ACAS originada na região de Cabo Frio e transportada sobre a plataforma (Castro *et al.*, 2006).

O afastamento da AT e consequente elevação da ACAS na quebra de plataforma é resultado do meandramento da CB, processo físico conhecido como ressurgência de plataforma (*shelf-break upwelling*). O meandramento da CB já foi descrito em outros trabalhos (Mesquita *et al.*, 1983; Silveira *et al.*, 2000; Campos *et al.*, 2000; Castro *et al.*, 2006; Marone *et al.*, 2010) e seu potencial fertilizador da plataforma continental já foi apontado por trabalhos como Brandini (1990), Palma & Matano (2009) e Palóczy *et al.* (2013). Esse processo é recorrente em margens continentais de borda oeste (Atkinson, 2010), como na corrente do Golfo no Atlântico Norte (Atkinson *et al.*, 1984; Lee *et al.*, 1991) e na de Kuroshio no Pacífico norte (Gong *et al.*, 1996).

Figura 17: Posicionamento das isolinhas na MCSE durante os dois períodos estudados.

Nutrientes inorgânicos dissolvidos e clorofila -a

A disponibilidade de nutrientes inorgânicos oriundos da ACAS variou entre os períodos amostrados devido às diferenças no regime hidrográfico. Em novembro de 2012, o setor externo da MCSE estava massivamente ocupado pela AT, uma água quente, salina e oligotrófica (Braga *et al.*, 2008). Valores altos de nitrato e fosfato foram encontrados somente abaixo dos 150m de profundidade e na porção mais interna, próximo à isóbata de 100m. Seus valores médios de $1,10\mu\text{M}$ e $0,23\mu\text{M}$ (Anexo 5) foram abaixo do esperado para final de primavera e início de verão, discutidos por Braga & Niencheski (2006). Os autores encontraram uma média histórica de nitrato e fosfato para a primavera de $1,21\mu\text{M}$ e $0,31\mu\text{M}$ e para o verão de $1,68\mu\text{M}$ e $0,24\mu\text{M}$, respectivamente para toda a região. Em janeiro, com a ACAS ocupando grande volume do setor externo, as concentrações médias de nitrato e fosfato foram acima da média histórica, com $2,50\mu\text{M}$ e $0,36\mu\text{M}$ respectivamente.

As médias de nutrientes por massa de água também mostram a diferença na eutrofização entre os períodos (Tabela 2). Os valores de fosfato e, principalmente, nitrato da ACAS em novembro são inferiores aos encontrados em janeiro, demonstrando que no início do verão os nutrientes encontrados na massa de água já estavam consumidos. Esses valores de nitrato e fosfato em novembro se aproximam do encontrado por Aidar *et al.* (1993) para a “ACAS - tipo III” na Plataforma Interna, que representa uma massa de água já esgotada de nutrientes. Como a área de estudo está longe da linha de costa e da influência terrígena, as intrusões da ACAS são a principal fonte de nutrientes novos para a comunidade fitoplanctônica na MCSE (Metzler *et al.*, 1997). Dessa forma, em novembro com a AT oligotrófica ocupando grande parte do setor externo, a produção primária estava basicamente sob regime de

produção regenerada, com exceção da região da isóbata dos 100m e abaixo dos 150m de profundidade. É de se esperar que na região fertilizada mais interna, na isóbata dos 100m, haja uma produção primária maior devido a camada eufótica estender-se até a nutriclina. Abaixo dos 150m, a quantidade de luz que alcança a região eutrofizada pela ACAS é mínima (Gianesella, 2000; Brandini *et al.*, 2014), reduzindo a taxa de fotossíntese. Nessa região foram encontradas altas concentrações de amônio, sugerindo alta taxa de degradação de MO e baixas taxas de consumo pelo fitoplâncton e de denitrificação.

Tabela 2: Média dos nutrientes inorgânicos, clor-a e materiais particulados por massa de água.

		Média		
		Nov. 2012	Jan. 2013	Geral
Fosfato (µM)	ACAS	0,46 (n = 12)	0,57 (n = 26)	0,53 (n = 38)
	AP	0,17 (n = 1)	0,20 (n = 9)	0,19 (n = 10)
	AT	0,09 (n = 21)	0,11 (n = 17)	0,10 (n = 38)
Silicato (µM)	ACAS	2,80	3,61	3,35
	AP	2,98	2,01	2,11
	AT	1,46	1,48	1,47
Nitrito (µM)	ACAS	0,28	0,12	0,17
	AP	0,13	0,03	0,04
	AT	0,17	0,03	0,11
Nitrato (µM)	ACAS	2,62	4,66	4,02
	AP	0,06	0,21	0,19
	AT	0,27	0,28	0,28
Amônio (µM)	ACAS	0,21	0,12	0,15
	AP	0,40	0,24	0,25
	AT	0,17	0,07	0,13
Clor-a (µg/L)	ACAS	0,28	0,58	0,48
	AP	0,25	0,36	0,35
	AT	0,32	0,27	0,30
MP (mg/L)	ACAS	2,81	1,10	1,64
	AP	2,20	2,66	2,61
	AT	3,08	1,37	2,32
COP (µg/L)	ACAS	119,49	96,03	103,40
	AP	120,47	143,33	141,04
	AT	112,81	86,74	101,15
CIP (mg/L)	ACAS	0,06	<0,01	0,02
	AP	<0,01	0,02	0,02
	AT	0,02	0,01	0,02
NOP (µg/L)	ACAS	10,73	23,01	18,92
	AP	6,78	28,26	25,88
	AT	12,38	11,02	11,86

Uma alta concentração de amônio (0,92µM) também foi encontrada na subsuperfície da zona oceânica em novembro. Trabalhos como Rees *et al.* (2006) e Clark *et al.* (2008) discutem uma variação de amônio de 0,10 a 0,60µM para o Atlântico Sudoeste. É provável que o valor encontrado em novembro seja erro analítico, uma vez que várias fontes de contaminação podem influenciar na análise (ver Grasshoff *et al.* 2009). Contudo, nessa mesma profundidade também foram

encontrados altos valores de silicato, MP e relativamente altas concentrações de COP e clor-a, sugerindo que outros processos biogeoquímicos possam ter contribuído para os altos teores de amônio detectados. Análises complementares poderiam elucidar por que essas variáveis estavam acima da concentração usual.

Por seu estado de oxidação intermediário entre nitrato e amônio, o nitrito tem sido historicamente utilizado como indicador dos processos de oxirredução nos oceanos (French *et al.*, 1983; Holligan *et al.*, 1984; Dore & Karl, 1996). Em águas oxigenadas, a produção de nitrito é resultado dos seguintes processos: **(i)** oxidação quimioautotrófica do amônio por bactérias (Francis *et al.*, 2005); **(ii)** incompleta redução do nitrato para amônio pelo fitoplâncton em regiões limitadas por luz (Collos, 1998); e **(iii)** fotólise do nitrato pela luz solar (Zafiriou & True, 1979). Trabalhos como Riley (1970), Braga & Niencheski (2006) e Sarmiento & Gruber (2006) mostram que a concentração de oxigênio dissolvido na região externa da MCSE e nas camadas superficiais do oceano Atlântico Sul são altas o suficiente para favorecer o processo de nitrificação.

As médias de nitrito e amônio foram maiores em novembro do que em janeiro, tanto separada por massas de água (Tabela 2), quanto geral (Anexo 3), sugerindo que o estoque de nitrito em novembro foi formado a partir da nitrificação do amônio, mais disponível no período. Próximo ao fundo da plataforma, a disponibilidade de luz é menor e as altas concentrações de nitrito é provavelmente resultado da excreção fitoplanctônica na redução incompleta do nitrato a amônio. Também em janeiro foi encontrado um máximo de nitrito próximo ao fundo da plataforma continental. Essa relação do máximo de nitrito com os MSCs é comum (Holligan *et al.*, 1984) devido à incompleta redução do nitrato pelo fitoplâncton (Collos, 1998) e já foi relatado na MCSE por Brandini *et al.* (1988).

A razão N:P é outro indicador da condição oligotrófica no período de novembro (Figura 18). Com exceção da região mais interna próxima a isóbata de 100m, em toda a camada superior (até aproximadamente 150m de profundidade) a razão N:P foi acima de 20, resultado da baixa concentração de fosfato em relação aos nitrogenados. Mesmo com baixa concentração de nitrato, a razão N:P nesse período foi alta devido a disponibilidade de nitrito e amônio. Somente abaixo dos 150m de profundidade a razão N:P começa a diminuir, resultado da maior disponibilidade de fosfato nas camadas mais profundas. Em janeiro, a razão N:P foi praticamente menor que 16 ao longo de todo transecto indicando que, ao contrário do período passado, os nutrientes nitrogenados foram os limitantes na produção primária.

Figura 18: Razão N:P ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.

Trabalhos clássicos como Ryther (1969) e Thomas (1970) apontam o nitrato, entre os nutrientes nitrogenados, como o principal limitante da produção primária oceânica. No caso da MCSE, Brandini (1990) e Braga & Niencheski (2006) também concluíram que o principal nutriente limitante é o nitrato, e Castro *et al.* (2006) calcularam uma razão N:P de aproximadamente 13. Contudo, a limitação por fosfato é possível e já foi relatada em outros trabalhos (p.ex. Wu *et al.*, 2000). Tyrrell (1999) discute que durante longos períodos sem aporte de nutrientes, o fosfato passa a ser o elemento limitante, uma vez que a comunidade diazotrófica sustenta o ecossistema com a fixação do nitrogênio atmosférico. Nesse trabalho, a alta razão N:P encontrada em novembro aponta para um duradouro estado oligotrófico do ambiente, com baixa disponibilidade de fósforo para os produtores primários. É nítida a diferença da razão N:P entre os períodos principalmente na área oceânica superior, onde em novembro a razão era acima de 20 para toda a região e em janeiro, chega a valores menores que

um. Os principais responsáveis por essa mudança em janeiro são as concentrações maiores de fosfato e menores de nitrito e amônio, em relação ao período anterior.

A concentração do silicato, assim como dos outros nutrientes, também estava associada à presença da ACAS. As médias históricas de silicato encontradas por Braga & Niencheski (2006) na primavera e verão foram de 3,56µM e 4,11µM, respectivamente. Nesse trabalho, as concentrações médias de silicato encontradas em novembro (2,00µM) e janeiro (2,64µM) estavam abaixo da média histórica. Tais concentrações sugerem o consumo de silicato por silico-flagelados e, principalmente, por diatomáceas. Contudo, mesmo abaixo da média histórica, o silicato encontrado não era limitante para a produção de carapaças (Brzezinski, 1985).

A diferença na disponibilidade de nutrientes entre os dois períodos foi refletida na concentração de clor-a. Gaeta & Brandini (2006) sumarizaram as concentrações médias de clor-a para toda a região Sudeste – Sul do Brasil, separadas por massa de água. Calcularam uma média de clor-a variando de 0,21µg/L na AT a 2,9µg/L na AC. Para a ACAS, os autores obtiveram uma média de 0,50µg/L. Nesse trabalho, em novembro, a concentração máxima de clor-a foi de 0,71µg/L, com uma média de 0,28µg/L na ACAS e 0,32µg/L na AT (Tabela 2). Como a ACAS em novembro estava, em sua maioria, retraída e limitada à quebra da plataforma é coerente esperar baixos valores de clor-a para essa massa de água no período. Em janeiro, por outro lado, a ACAS ocupava grande volume da plataforma externa em profundidades mais rasas, com maior disponibilidade de luz. Assim, a média de clor-a no período de 0,58µg/L ultrapassa a média calculada por Gaeta & Brandini (2006).

Apesar da diferença na concentração de clor-a, em ambos os períodos os máximos ocorreram em subsuperfície. A causa e as consequências ecológicas dos MSCs em diferentes ecossistemas foram revisadas por Cullen (1982). Em regiões tropicais, a camada de mistura está geralmente esgotada de nutrientes e o MSC ocorre associado à nutriclina, onde o fitoplâncton encontra a estabilidade e os nutrientes necessários para o crescimento. Trabalhos como Brandini (1990); Aidar *et al.* (1993); Giancesella (2000) e Brandini *et al.* (2014) relatam os máximos na MCSE ocorrendo geralmente entre 1 e 5% de luz incidente da superfície. Brandini *et al.* (1988) encontrou máximos de oxigênio dissolvido associados aos MSCs durante o verão, mostrando que esses máximos representam zonas de alta atividade fotossintética e crescimento fitoplanctônico, ao invés do acúmulo de células que também pode ocorrer nos MSCs devido à estabilidade física (Huisman *et al.*, 1999; Huisman *et al.*, 2006). A contribuição dos MSCs na produtividade primária da coluna de água pode chegar a

51%, conforme calculado por Falkowski *et al.* (1983), contribuindo com 45% do carbono orgânico disponível na zona eufótica (Abdel-Moati, 1990b).

A dinâmica dos grupos fitoplânctônicos no setor externo da MCSE é conhecida e foi alvo de estudos como Brandini (1990); Teixeira & Gaeta (1991); Aidar *et al.* (1993); Metzler *et al.* (2000); Castro *et al.* (2006), entre outros. As cianobactérias e os fitoflagelados são mais abundantes e dominam ao longo do ano por toda a região. Devido a sua menor classe de tamanho e demanda de nutrientes, esses grupos são mais numerosos tanto em condições oligotróficas quanto eutróficas (Platt *et al.*, 1983; Massana, 2011). Contudo, quando processos físicos fertilizam a zona eufótica com nutrientes provindos da ACAS, dinoflagelados e principalmente diatomáceas ganham espaço na comunidade fitoplanctônica (Saldanha-Corrêa & Giancesella, 2004). Esses grupos, ainda menos abundantes que o fitoplâncton de menor tamanho, ganham importância em carbono fitoplanctônico (Brandini *et al.*, 2014).

Em novembro, com o estado oligotrófico dominante, é provável que o carbono fitoplanctônico estivesse associado aos fitoflagelados e, principalmente, cianobactérias que provavelmente dominavam a comunidade fitoplanctônica em produção regenerada. Em janeiro, com a alta concentração de nutrientes, as diatomáceas e os dinoflagelados ganharam importância sobre a plataforma continental e as cianobactérias dominaram a região oceânica, como mostram os dados de Bergo (2015) para esse mesmo cruzeiro. As concentrações de nutrientes e clor-a são outros indícios da diferença dos grupos fitoplanctônicos entre os períodos. A baixa concentração de fosfato na região oceânica em novembro pode indicar o alto consumo de fósforo por comunidades diazotróficas (Wu *et al.*, 2000; Hansell & Follows, 2008). Trabalhos recentes discutem que na ausência de nitrato, cianobactérias que não possuem a nitrato redutase dominam na comunidade fitoplanctônica (Ahlgren & Rocap, 2006; Bragg *et al.*, 2010). Esse é o mais provável cenário encontrado para toda região oceânica em novembro de 2012.

Material Particulado

A variação espacial e temporal de nutrientes e clor-a no setor externo da MCSE já foram vastamente discutidos por trabalhos oceanográficos. Porém, a dinâmica do MP e seus constituintes são inéditos para a região. Quando analisadas as seções de MP para os dois períodos, é nítida a diferença entre o sistema oligotrófico dominado pela AT e o outro fertilizado pela ACAS. Em novembro de 2012, a concentração média de MP foi superior ao observado em janeiro de 2013, com 2,96mg/L e 1,46mg/L,

respectivamente (Anexo 5). É coerente esperar que em sistemas mais produtivos ocorra maior disponibilidade de MP, uma vez que sua produção é proporcional à produção fitoplanctônica (Wakeham & Lee, 1993). Contudo, foi observado o oposto nos períodos analisados.

Vale ressaltar que a análise de MP agrega todas as partículas contidas no volume de água filtrado, tanto orgânicas quanto inorgânicas. Portanto, para explicar o porquê da maior concentração de MP em condições mais oligotróficas, é necessário analisar a qualidade e a origem desse material. Altas concentrações de MP próximo ao fundo podem ser resultado de ressuspensão do sedimento. De fato, concentrações de MP acima de 4,5mg/L ocorreram em três regiões ao longo do transecto em novembro. Duas dessas próximas ao fundo da plataforma continental e outra na subsuperfície da região oceânica. É provável que os máximos de MP sobre o fundo da plataforma continental sejam oriundos de eventos de ressuspensão. A outra ocorrência de MP acima de 4,5mg/L foi na mesma região onde foram encontradas altas concentrações de amônio e silicato na subsuperfície da região oceânica.

Valores de CIP em suspensão refletem o conteúdo de carbonatos na coluna de água. Alta concentração de CIP próximo ao fundo é indício de ressuspensão de sedimentos (Biscaye & Eittrheim, 1977), uma vez que a concentração de carbonato no sedimento da região é maior do que o encontrado na coluna de água (Mahiques *et al.*, 2004; Burone *et al.*, 2011). Acima do fundo, longe do efeito de ressuspensão, o CIP é constituído por células planctônicas com carapaça calcária tais como cocolitoforídeos e foraminíferos pelágicos (Riley, 1970).

Na costa brasileira, o plâncton calcário é abundante na Margem Continental leste, ao norte do Cabo de São Tomé, pela predominância de águas claras e quentes (Knoppers *et al.*, 1999). Já na MCSE, é quase que exclusivo da porção externa da plataforma continental, geralmente associados à AT (Gaeta & Brandini, 2006). Os maiores valores de CIP foram encontrados justamente no período de novembro, quando a AT ocupava grande volume do setor externo da MCSE. Em janeiro, altas concentrações de CIP foram encontradas na região mais distante da costa, também dominada pela AT. Em novembro, foi encontrado o máximo de 0,25mg/L próximo ao fundo sobre a isóbata de 200m, coincidindo com altas concentrações de MP.

As concentrações de COP e NOP (Figuras 15 e 16 respectivamente), ao contrário do MP, foram maiores no período de janeiro e seus máximos estiveram associados ao MSC sobre a plataforma continental. Nessa região, as concentrações

de clor-a acima de $1,00\mu\text{g/L}$ e silicato acima de $4,00\mu\text{M}$ apontam para florações dominadas por diatomáceas, comuns para o período de verão com intrusões de ACAS para toda a Plataforma Continental Sudeste (Castro *et al.*, 2006). Essas florações representam grande acúmulo de biomassa fitoplanctônica e energia para os níveis tróficos superiores (Falkowski *et al.*, 1983). Em novembro, por outro lado, os máximos de COP e NOP ocorreram próximos do fundo da plataforma continental, coincidindo com os máximos de MP que, como sugerido anteriormente, indicam eventos de ressuspensão de sedimento. Contudo, percebe-se que a concentração de COP foi relativamente alta, sempre acima de $100\mu\text{g/L}$, também em profundidades $<50\text{m}$, desde a plataforma até a região oceânica.

Aqui vale ressaltar a diferença entre as metodologias utilizadas na concentração de CIP e COP. Enquanto que o limite de detecção do primeiro era $0,01\text{mg/L}$ ($=10\mu\text{g/L}$), o do segundo era $0,01\mu\text{g/L}$. Nas mesmas escalas, o CIP variou de $10\mu\text{g/L}$ a $250\mu\text{g/L}$, mesma ordem de grandeza do COP. Dessa forma, a metodologia utilizada para análise de CIP não foi sensível o suficiente para detectar as variações do plâncton calcário e sua importância na dinâmica do carbono no setor externo da MCSE.

Quando normalizamos o conteúdo de COP por clor-a (razão COP:Clor-a) obtemos um índice da qualidade da matéria orgânica (Strickland, 1960). Para os períodos estudados a razão variou de 54 a 15900. De fato, em ambos os períodos amostrados os menores valores da razão estiveram associados ao MSC e o máximo ocorreu abaixo dos 200m de profundidade (Figura 19). A razão tende a ser menor nos MSCs do que na superfície, devido ao aumento do conteúdo intracelular de clor-a pela foto-adaptação do fitoplâncton a baixas intensidades de luz (Cullen, 1982). Nas camadas afóticas, a razão COP:Clor-a tende a aumentar, pois predomina a regeneração da MOP e a formação de detrito, além da degradação da clor-a (Libes, 2011), cuja concentração é mínima em profundidades maiores.

A razão COP:Clor-a foi em geral maior em novembro do que em janeiro, principalmente em profundidades menores que 150m a partir da quebra da plataforma. Nessa região fica claro que as proporções de carbono heterotrófico e detrítico dominaram sobre o carbono fitoplanctônico, coincidente com valores altos de MP. Essa condição ocorreu sobre águas oligotrófica e também foi vista em janeiro, onde próximo da superfície, adjacente à frente da AT, ocorreu outro máximo com razão maior que 1000.

Em novembro, com a AT dominando grande volume do setor externo da MCSE, as concentrações de MP e suas proporções de carbono heterotrófico e detrítico foram altas, mostrando que mesmo em condições oligotróficas com sistema de produção predominantemente regenerado, a quantidade de material em suspensão pode ser alta devido a processos regenerativos. De fato, esse resultado mostra que a dinâmica do carbono heterotrófico e detrítico no MP é mais complexa que a do carbono fitoplanctônico, pois depende da produção secundária (Calbet & Landry, 2004), da comunidade microbiana (Lee *et al.*, 2004) e da exportação de MOP (Honjo *et al.*, 2008; Abramson *et al.*, 2010).

Figura 19: Razão COP:Clor-a ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.

Outra função da razão COP: Clor-a é buscar uma relação empírica entre o total de clor-a e o carbono fitoplanctônico na zona eufótica para calibração de algoritmos de satélites (Sathyendranath *et al.*, 2009) e na construção de modelos ecológicos baseados na variação da temperatura da água (Cloern *et al.*, 1995; Geider *et al.*, 1997;

Geider *et al.*, 1998; Legendre & Michaud, 1999). Apesar deste trabalho não ter estudado o limite da camada eufótica, trabalhos como Brandini (1990), Aidar *et al.* (1993) e Brandini *et al.* (2014) mostram que o limite da zona eufótica para o setor externo da MCSE não ultrapassa 100m de profundidade. Dessa forma, foi feita a regressão entre os valores de clor-a e COP de amostras até 100m (Figura 20), separados por períodos e juntos.

O coeficiente angular da relação foi 26,36. Separado, o coeficiente foi 37,07 em janeiro e -16,66 em novembro (Figura 20). Para explicar a variação do coeficiente angular em uma mesma região ao longo do tempo, Banse (1977) simulou uma sucessão ecológica simplificada do crescimento do fitoplâncton, zooplâncton e detrito. Quando o fitoplâncton cresce exponencialmente, o coeficiente angular se aproxima ao encontrado em culturas, com valor máximo de 30 (Eppley, 1972). Nesse momento, praticamente todo o COP encontrado representa o carbono fitoplanctônico. Com o crescimento da comunidade zooplanctônica, a proporção de carbono heterotrófico sobre o fitoplanctônico aumenta e o coeficiente angular ultrapassa 30. A comunidade fitoplanctônica é então consumida pelos heterótrofos, e o carbono passa a ser heterotrófico e detritico, ou seja, mantêm-se a quantidade de COP no sistema enquanto que a de clor-a diminui. Assim, o coeficiente angular vai diminuindo ao decorrer do consumo fitoplanctônico chegando alcançando valores negativos (ver Banse, 1977 Figuras 1 - 4).

Figura 20: Correlação (r), coeficiente angular (a) e significância (p) entre COP vs clorofila – a em amostras até 100m de profundidade, separados por períodos e juntos.

A falta de uma relação linear entre COP e clor-a indica que tanto o carbono fitoplanctônico quanto o detritico e heterotrófico variam espacialmente e

temporalmente no setor externo da MCSE. O coeficiente negativo encontrado em novembro é mais uma evidência que o carbono heterotrófico e detrítico eram predominantes sobre o carbono fitoplanctônico. Em janeiro, o coeficiente pouco superior a 30 mostra a predominância de carbono fitoplanctônico no MP. Juntando os dois períodos, o coeficiente é 26,36 dentro da variação de crescimento natural do fitoplâncton. Contudo, o baixo número de coletas e a variabilidade hidrográfica encontrada comprometeram o grau de significância (p) e de correlação (r) das retas encontradas. Assim, as medições realizadas não foram suficientes para determinar uma correlação COP: Clor-a significativa para a região.

A razão C:N variou de 2 a 18, com média de 8,8 (Figura 21). Valores altos da razão C:N (acima de 14) foram observados próximos ao fundo da plataforma continental em janeiro. A razão C:N da MO encontrada no sedimento é maior que a do MP em suspensão (Nakatsuka *et al.*, 1992; Hedges & Keil, 1995), pois está a mais tempo sob processos de remineralização. Tal fato sugere que os altos valores da razão C:N próximos ao fundo estão associados a efeitos de ressuspensão. O mínimo da razão C:N ocorreu na isóbata de 100m em janeiro, junto com o máximo de NOP de 146,87µg/L associado à altas concentrações de clor-a no MSC (>4,0µg/L). Também em novembro os menores valores da razão C:N estiveram associados aos MSCs sobre as plataformas. Os trabalhos de Falkowski *et al.* (1983); Fernand *et al.* (2013) e Brown *et al.* (*in press*) mostram que a produção primária dos MSCs representa uma porção significativa da origem do COP em plataformas continentais e, consequentemente, uma etapa importante no ciclo biogeoquímico do nitrogênio. O resultado encontrado corrobora com os autores e confirma que os MSCs no setor externo da MCSE são uma importante região de fixação e reserva de NOP.

Com exceção da camada de ressuspensão de sedimento, a razão C:N em novembro foi, em geral, superior a de janeiro. Essa diferença é nítida na zona de mistura onde razão C:N praticamente se mantém acima de 10 em novembro, enquanto que em janeiro ocorrem razões <8,0. Copin-Montegut & Copin-Montegut (1983) mostraram que em ambientes pobres em nitrato, como em novembro, as proteínas são preferencialmente degradadas sobre carboidratos e lipídeos para suprir a demanda de nitrogênio da comunidade, aumentando a razão C:N. Dessa forma, a maior razão C:N em novembro é mais um indício da alta concentração de detrito no período.

Figura 21: Razão C:N ao longo dos transectos nos diferentes períodos. Os pontos representam as profundidades de coleta. A área hachurada não foi amostrada.

Para explicar a alta concentração de MP em novembro (Figura 13), é necessário verificar a origem dessa MO. O intervalo da razão C:N entre 6 e 12 indica que sua origem é marinha (Hedges, 1992), mas não diferencia se é de origem nerítica ou de origem oceânica. Valores típicos de COP em suspensão do Atlântico Sul tropical, tanto medidos (Menzel & Ryther, 1968; Brewer *et al.*, 1976; Wangersky, 1976) quanto modelados (Mishonov *et al.*, 2003; Gardner *et al.*, 2006; Stramska, 2009) variam de 20 µg/L a 50 µg/L, enquanto que a concentração de COP nas plataformas dominadas por correntes de borda oeste variam de 20 µg/L a >1000 µg/L (Falkowski *et al.*, 1983; Paffenhöfer & Lee, 1987; Liu, Gong, *et al.*, 2010; Jahnke & Blanton, 2010). Para todas as profundidades menores que 100m em novembro, a concentração de COP foi >80 µg/L, desde a plataforma até a região oceânica (Figura 15). Essa diferença na concentração sugere que essa MO é de origem nerítica e foi transportada para a região oceânica, uma vez a MO encontrada no sistema oceânico é tipicamente menor. Essa relação evidencia a importância da CB como agente de transporte de

MOP. Para explicar a baixa taxa de sedimentação na plataforma continental externa Mahiques *et al.* (2002) e Mahiques *et al.* (2010) apontaram a CB como provável responsável pela erosão e transporte de sedimentos superficiais. Os resultados encontrados em novembro sustentam essa hipótese.

Em janeiro as baixas razões C:N (<8) e COP:Clor-a (<100) no MSC, junto com o aumento da concentração de COP (>200µg/L) indicam que nesse período o MSC coincidia com o máximo de biomassa na coluna de água, mais pronunciado sobre a plataforma continental. O mesmo foi observado em novembro, porém restrito a uma faixa da plataforma continental, entre as isóbatas de 130 e 150m. Nesse período, no MSC da região oceânica, a alta razão C:N (>10) e COP:Clor-a (>500) não foi acompanhado por um aumento na concentração de COP (entre 80µg/L e 120µg/L) sugerindo uma MOP mais pobre em compostos nitrogenados (aminoácidos, proteínas e porfirinas).

Figura 22: Reservatórios de COP (g/m²) e NOP (g/m²) até 200m de profundidade. A linha pontilhada representa a quebra da plataforma continental (PC).

Entre os períodos, o reservatório de COP variou de 5,6g/m² a 24,0g/m², e foi maior na região da quebra da plataforma (Figura 22). Em novembro, a ressuspensão de sedimento próximo ao fundo da plataforma proporcionou grandes reservas de COP (>15g/m²). Em janeiro, por outro lado, esses máximos de COP coincidiram com os MSC sobre a plataforma continental. O NOP, por outro lado, variou de 0,9g/m² a 5,7g/m² e só atingiu o máximo em janeiro, quando houve maior aporte de nutrientes e formações de MSC na base da termoclina sobre a plataforma externa. Em novembro, quando a produção estava sob caráter regenerado, o reservatório de NOP foi <2,5g/m². Isso mostra que a formação de reservas expressivas de NOP na região depende da intrusão da ACAS. Eventos de ressuspensão foram mais importantes na dinâmica do reservatório de COP, pois a remineralização do nitrogênio orgânico no sedimento é mais rápida.

Estimativas de satélite discutem uma variação no reservatório de COP entre 2,0g/m² e 6,0g/m² na zona eufótica da região oceânica (Stramska, 2009; Duforêt-Gaurier *et al.*, 2010). Entretanto, leituras de satélite normalmente desconsideram os MSC e o MP em ressuspensão que, conseqüentemente, subestimam o real reservatório de COP (Stramska, 2009). Dessa forma, é de se esperar que as reservas encontradas nesse trabalho sejam maiores. Os resultados mostram que a região da quebra da Plataforma Continental Sudeste é favorável à formação de reservas expressivas de MOP. O material particulado originado na quebra da plataforma está sob influência da dinâmica da CB, sugerindo que os movimentos da corrente de contorno podem favorecer a exportação de MOP para a bacia oceânica.

Do reservatório de partículas em suspensão, apenas de 1% a 10% são grandes o suficiente para afundar e exportar MO para as regiões mais profundas, segundo a Lei de Stokes (Equação 1) (Abramson *et al.*, 2010). Contudo, mesmo pequenas, partículas em suspensão podem afundar através de processos físicos de floculação e agregação (Burd & Jackson, 2009; Burd, 2013) e, mais importante, através de agregação biológica, que concentra partículas menores em pelotas fecais e mucos (Guidi *et al.*, 2009; Mayor *et al.*, 2014). Dessa forma, é possível assumir que em regiões ricas em MP em suspensão a taxa de exportação também é alta (Buesseler *et al.*, 2008; Abramson *et al.*, 2010).

A concentração de MP em suspensão em novembro foi maior do que em janeiro, mesmo que a qualidade dessas partículas fosse mais refratária em relação ao segundo período. Assim, podemos presumir que a quantidade de MO exportado para as camadas mais profundas foi maior no sistema oligotrófico dominado pela AT. Esse

resultado, apesar de inesperado, corrobora com outras observações já realizadas que mostram uma exportação maior de MOP em períodos de pouca produção (alta razão exportação/produção – “*e-ratio*”) (Pilskaln *et al.*, 1996; Buesseler, 1998; Sarmiento & Gruber, 2006; Maiti *et al.*, 2013). Os autores sugerem que *e-ratios* altos ocorrem **(i)** em finais de períodos produtivos, quando a produção primária está decrescendo mas, devido à ação do zooplâncton, a exportação continua alta; e **(ii)** devido à advecção de partículas menores em suspensão produzidas em outras regiões que agregam e são exportadas longe da área de origem. Henson *et al.* (2015) concluem que a variabilidade do *e-ratio* é maior em sistemas com alta variabilidade na produção primária.

Conclusão

Devido à diferença de tempo entre as coletas e à amostragem realizada em apenas uma radial, não foi possível ter certeza do comportamento da frente da CB entre os períodos. Entretanto, foi verificada uma mudança no regime hidrográfico pela diferença de posição das frentes oceânicas no setor externo da MCSE. Em novembro, época em que os quadros de vento favorecem a intrusão da ACAS foi visto que a dinâmica da AT inibiu a entrada de nutrientes novos na plataforma continental externa. Em três meses, o sistema oligotrófico tornou-se mais enriquecido com um afastamento da AT e ascensão das nutriclinas em janeiro, sugerindo uma ressurgência de quebra de plataforma. A importância desse processo físico foi visto na fertilização da plataforma externa e na dinâmica da clor-a.

A dinâmica do MOP também foi diferente entre os períodos. Em janeiro, os MSCs sobre a plataforma formaram importantes regiões de reserva de COP e NOP, mostrando que nessas condições a produção primária do microplâncton é a principal forma de fixação de carbono e nitrogênio nas formas orgânicas. Em novembro, dominou o sistema de produção regenerada e a MOP disponível no ambiente era mais refratária do que no período anterior. Contudo, nesse período foi encontrada uma maior concentração de MP em suspensão na plataforma externa e oceano adjacente. Essa MO provavelmente se originou na plataforma e foi transportada para as regiões mais afastadas da costa, mostrando a importância dos processos físicos na dinâmica do MOP no setor externo da MCSE. A importância do CIP no ciclo do carbono da MCSE precisa ser melhor estudada, pois foi verificado que a concentração de carbonatos pode chegar à mesma ordem de grandeza que o COP.

A diferença marcante entre o regime hidrográfico dos dois períodos não permitiu a determinação de uma regressão significativa entre COP vs Clor-a para levantamentos indiretos. O reservatório de MOP no setor externo da MCSE foi relativamente alto. A formação de MSC sobre a plataforma continental representou um expressivo aumento de NOP enquanto que a ressuspensão de sedimento também foi importante na dinâmica do COP. Tais fatos apontam para a importância de levantamentos de MOP capazes de resolver variações inter e intrasazonais do setor externo da MCSE. Nossos resultados, apesar de preliminares, sugerem que a influência das correntes de borda oeste na dinâmica do MOP é alta, favorecendo sua produção e exportação. O padrão aqui observado pode ser recorrente em outras margens continentais de borda oeste.

Capítulo 2: Variações multianuais do Carbono e Nitrogênio Orgânico Particulado no setor Austral do Atlântico ocidental

Resumo

No Atlântico Sudoeste, as frentes oceânicas e, em especial, a zona de confluência Brasil-Malvinas são importantes regiões de produção de matéria orgânica e sequestro de CO₂. Os reservatórios de carbono e nitrogênio orgânico particulado (COP e NOP) associados à essas regiões produtivas precisam ser melhor investigados, para que o papel do Atlântico Sudoeste na dinâmica biogeoquímica desses elementos seja melhor compreendido. Para estudar a dinâmica e a variação multianual dos reservatórios de material orgânico particulado (MOP) no Atlântico Sudoeste, temperatura e amostras de água foram coletadas em novembro de 1993 e 1994 na bacia argentina, e em março de 1996 na quebra da plataforma continental para análises de clorofila -a (clor-a), COP e NOP. A ZCBM e a zona antártica foram as regiões mais produtivas (maiores concentrações de clor-a). Contudo, os reservatórios de COP e NOP foram relativamente altos para toda a região, sobretudo em 1994 quando grandes concentrações de matéria orgânica foram encontradas ao sul da frente subantártica (>500µg/L). São discutidos os efeitos das frentes oceânicas na dinâmica do MOP. Comparativamente, os reservatórios na quebra da plataforma de COP (18,2g/m²) e NOP (2,7g/m²) foram menores do que na bacia oceânica (até 44,1g/m² e 7,3g/m² na zona antártica, respectivamente). Razões COP:Clor-a e C:N mostraram predomínio de carbono heterotrófico e detritico na matéria orgânica. O reservatório de MOP no Atlântico Sudoeste foi expressivo e dinâmico, mostrando que os processos pelágicos responsáveis pela formação e exportação desse material devem ser melhores investigados, sobretudo devido à representatividade dessa região.

Abstract

In the southwest Atlantic, ocean fronts and, in particular, the Brazil-Malvinas Confluence Zone (BMCZ) are important regions of organic matter production and CO₂ uptake. However, the particulate organic carbon (POC) and nitrogen (PON) reservoirs associated with these productive areas still need further investigation, so the role of the southwest Atlantic in the biogeochemical dynamics of these elements can be better understood. To study the distribution and multi-year variation of particulate organic matter (POM) reservoirs, temperature and water samples were taken in November 1993 and November 1994 in the Argentine basin, and in March 1996 in the continental shelf break for chlorophyll - a (chl-a), POC and PON analysis. The BMCZ and the Antarctic zone were the most productive regions (higher concentrations of chl-a). However, POC and PON reservoir were relatively high for the entire area, especially in 1994 when large concentrations of organic matter were found south of the Subantarctic front ($> 500\mu\text{g/L}$). The effects of oceanic fronts in POM dynamics are discussed. Comparatively, POC ($18,2\text{g/m}^2$) and PON ($2,7\text{g/m}^2$) reservoir were lower than in the ocean basin (up to $44,1\text{g/m}^2$ and $7,3\text{g/m}^2$ in the Antarctic zone, respectively). POC:Chl-a and C:N ratios showed heterotrophic and detritic carbon dominance in the organic matter. The POM reservoir in the southwest Atlantic was expressive and dynamic, showing that the pelagic processes responsible for their formation and export should be better investigated, mainly due to the representativity of this region.

Introdução

O oceano Austral está localizado ao sul da latitude de 30°S e interage com as bacias oceânicas do Atlântico, Pacífico e Índico. É uma região hidrograficamente dinâmica devido à interação da Corrente Circumpolar Antártica (CCA), das frentes oceânicas e movimentos de massas de água (Deacon, 1982). Na formação da matéria orgânica (MO), o oceano Austral é considerado um paradoxo em estudos oceanográficos (Allanson *et al.* 1981). Apesar das altas concentrações de nutrientes, a produção primária é tipicamente baixa tornando o oceano Austral a maior região HNLC do globo, sigla em inglês para alto nutriente – baixa clorofila (*high nutrients - low chlorophyll*) (*sensu* Martin *et al.*, 1990; Minas & Minas, 1992). Apesar da baixa produtividade por unidade área, Moore & Abbott (2000) estimaram uma produção anual de 14,2Pg de carbono para todo o oceano Austral, sendo que aproximadamente 80% se concentra entre 30°S e 50°S. Em geral, as áreas mais produtivas estão localizadas ao largo do continente Antártico e ilhas oceânicas, nos gêlos marginais e nas frentes oceânicas (Sullivan *et al.*, 1993) (Figura 23).

Hipóteses foram levantadas para explicar porque a produção primária no oceano Austral não é proporcional à concentração de nutrientes. Por se tratar de zonas temperadas e polares, o primeiro fator limitante levantado foi a disponibilidade de luz e a profundidade da camada de mistura (Deacon, 1982; Nelson & Smith, 1991). De fato, esses fatores explicam a baixa produção principalmente durante o inverno (Moore & Abbott, 2002). No verão, o pico da radiação superficial e a diminuição da camada de mistura favorecem a floração do fitoplâncton (Mitchell *et al.*, 1991). No entanto, a falta de micronutrientes, em especial o Ferro (Fe), também pode limitar a produção do oceano Austral (Martin & Fitzwater, 1988; de Baar *et al.*, 1995; Coale *et al.*, 2004). Experimentos *in vitro* mostraram que o Fe, complexado em formas orgânicas, aumenta a captação de nitrato e sílica pelo fitoplâncton (Hutchins & Bruland, 1998; Watson *et al.*, 2000; Boyd *et al.*, 2000; Leynaert *et al.*, 2004). O enriquecimento de Fe em águas naturais de diversos setores do oceano Austral favoreceu a produção primária (de Baar *et al.*, 2005; Boyd *et al.*, 2007; Blain *et al.*, 2007), sugerindo que a baixa concentração do micronutriente é o principal motivo da limitada produção primária. Outros autores argumentam que o Fe não seria limitante, mas sim selecionador da comunidade fitoplanctônica (Brandini, 1993; Banse, 1996; Le Quére *et al.*, 2015). O microfitoplâncton, principalmente as diatomáceas, são desfavorecidos pela escassez de Fe e a produção primária é, em geral, controlada pela herbivoria (Froneman & Perissinotto, 1996; Becquevort, 1997).

Figura 23: Concentração média de clorofila-a durante o verão visualizado pelo sensor SeaWiFS com as frentes oceânicas. Limite norte (N) e sul (S) da Frente Subtropical (FST), Frente Subantártica (FSA), Frente Polar (FP) e limite sul da Corrente Circumpolar Antártica (CCA-S). Adaptado de Moore & Abbott (2000).

A disponibilidade de Fe explica a alta produção ao largo do continente antártico e ilhas, mas segundo Laubscher *et al.* (1993), não nas frentes oceânicas. As frentes são o encontro entre duas águas de características diferentes, que formam um gradiente acentuado das propriedades físico-químicas (Olson *et al.*, 1994). No oceano Austral as principais são a Frente Subtropical (FST), a Frente Subantártica (FSA) e a Frente Polar (FP) (Orsi *et al.*, 1995). Altas concentrações de clorofila -a (clor-a) ao longo dessas feições já foram descritas em trabalhos como Allanson *et al.* (1981); Bidigare *et al.* (1986); Wefer & Fischer (1991); Brandini *et al.* (2000); Moore & Abbott (2000) e Moore & Abbott (2002).

Nas frentes oceânicas, a alta produtividade é resultado da diminuição da hidrodinâmica (Huisman *et al.*, 1999; d'Ovidio *et al.*, 2010) e, principalmente, da mistura entre as propriedades físico-químicas que favorecem diferentes comunidades fitoplanctônicas (Lutjeharms *et al.*, 1985). Por exemplo, na FST águas subtropicais oligotróficas convergem com águas subantárticas ricas em nutrientes (Deacon, 1982). Nessa frente, espécies subtropicais encontram os nutrientes necessários para o

crescimento, e espécies subantárticas encontram temperaturas mais altas e maior estabilidade física (Brandini *et al.*, 2000; Olguin *et al.* 2015).

Nas FSA e FP, por outro lado, a diferença de macronutrientes entre as águas não é suficiente para explicar a alta produtividade (Treger & Jaques, 1992; Daly *et al.*, 2001). Somente em algumas regiões como no Pacífico (Sullivan *et al.*, 1993; Banse, 1996) e no Atlântico Sudeste (Laubscher *et al.*, 1993) o crescimento fitoplanctônico foi relacionado ao gradiente de silicato encontrado nas frentes. Em geral, a alta produtividade na FSA e FP é relacionada a fatores físicos como luz, temperatura e estabilidade física (Neori & Holm-Hansen, 1982; Mitchell *et al.*, 1991). A variação sazonal desses parâmetros é maior nas altas latitudes, o que explica a maior diferença entre a produção de inverno e de verão dessas frentes comparada à FST (Moore & Abbott, 2000).

A hidrografia do oceano Austral é complexa, sobretudo no setor do Atlântico Sudoeste. Entre 30° e 45°S duas correntes oceânicas de características distintas convergem, tornando a dinâmica da FST distinta (Reid *et al.*, 1977; Peterson & Stramma, 1991). A Corrente das Malvinas (CM) encontra a Corrente do Brasil (CB) ao largo da plataforma continental e forma uma região de mistura, conhecida como Zona de Confluência Brasil – Malvinas (ZCBM), considerada a frente mais dinâmica dentre as frentes oceânicas globais (Bianchi *et al.*, 1993).

A alta produtividade na ZCBM, sugeridas pelas altas concentrações de clor-*a* (Ciotti *et al.* 1995; Brandini *et al.* 2000; Barlow *et al.* 2002), difere das outras FST devido a sua área de influência. Enquanto a produção primária nas FST geralmente se limita a faixas relativamente estreitas (Lutjeharms *et al.* 1985; Wefer & Fischer 1991; Olson *et al.* 1994), a mistura na ZCBM proporciona uma ampla região favorável ao crescimento simultâneo de comunidade planctônicas subtropicais e subantárticas (Garcia *et al.*, 2004; Boltovskoy *et al.*, 2005; Olguin *et al.*, 2006; Olguin *et al.*, 2015). De fato, calculou que a mistura na ZCBM é a maior entre as frentes oceânicas.

Assim como a formação da MO, o sequestro de CO₂ no oceano Austral não é homogêneo (Takahashi *et al.*, 2012). Como a solubilidade dos gases é maior em águas frias, poderíamos supor que o oceano Austral atuasse como um contínuo sorvedouro de carbono atmosférico. Contudo, não é esse o cenário observado (Gruber *et al.*, 2009). O fluxo do gás é regido pela diferença das pressões parciais entre oceano e atmosfera. No caso, o equilíbrio do gás carbônico é mais complexo devido a formação do sistema carbonato (Sarmiento & Gruber, 2006).

Ao sul da FP ocorre divergência do transporte de Ekman, que forma uma outra frente conhecida como Divergência Antártica (Deacon, 1982). Essa área é uma contínua ressurgência da Água Circumpolar Profunda, mais rica em nutrientes remineralizados, entre eles carbono na forma de hidrogeno carbonato (HCO_3^-). A pressão parcial do CO_2 nessa região é superior à atmosférica e, portanto, o fluxo é predominantemente positivo (Feely *et al.* 2001) (Figura 24). Próximo à FP e à FSA, o fluxo de carbono varia sazonalmente, assim como a produção da MO, mas a média anual também é positiva (Metzl *et al.* 2006). Das frentes oceânicas, somente a FST representa um contínuo sorvedouro de carbono atmosférico, devido em grande parte à sua baixa oscilação sazonal na produção primária (Takahashi *et al.* 1997; Takahashi *et al.* 2012). Dessa forma, destaca-se a ZCBM pela sua área de influência entre as FST.

Figura 24: Balanço anual do fluxo de CO_2 no oceano Austral. Valores positivos indicam fluxo do oceano para atmosfera e negativos da atmosfera para o oceano. Adaptado de Takahashi *et al.* (2012).

Nesse contexto, estudos sobre as dinâmicas de carbono orgânico particulado (COP) e nitrogênio orgânico particulado (NOP), oriundos da fotossíntese e da produção primária fitoplanctônica, são fundamentais para entender o papel das frentes biogeoquímicas associadas à hidrografia na bomba biológica nos diferentes domínios do oceano Atlântico Sul-ocidental. A dinâmica do reservatório de material particulado (MP) nas frentes hidrográficas ainda foi pouco estudada apesar da sua importância nos ciclos biogeoquímicos e na exportação do carbono e elementos associados das zonas superficiais para as regiões profundas (Sabine *et al.*, 2004; Honjo *et al.*, 2008).

Objetivo Geral

Esse capítulo tem como objetivo estudar a variação latitudinal e multianual dos reservatórios de carbono e nitrogênio orgânico particulado durante o verão no oceano Atlântico Sudoeste desde setores subtropicais até as regiões polares, e na plataforma continental externa.

Objetivos específicos

- Identificar e analisar as variações multianuais das principais feições oceanográficas da bacia oceânica e da plataforma adjacente do Atlântico Sul-ocidental.
- Analisar a amplitude e a variação espacial dos reservatórios de COP e NOP.
- Analisar as mudanças interanuais quali-quantitativas do material orgânico particulado (MOP) no oceano Atlântico Sudoeste em relação às condições oceanográficas.

Área de estudo

A hidrografia do oceano Austral entre 30°W e 70°W é complexa. A feição mais marcante é o encontro de duas correntes oceânicas de características distintas (Peterson & Stramma, 1991). Adjacente à Plataforma Continental Sul-americana, a CM, fluindo para o norte e carregando águas subantárticas frias e ricas em nutrientes, encontra a CB, transportando águas subtropicais quentes e pobres em nutrientes (Gordon, 1989; Severov *et al.*, 2012). Os limites da ZCBM variam de acordo com mudanças nos campos de ventos (Campos & Miller, 1995), mas seu efeito é visto entre 30°S e 50°S (Garzoli & Garraffo, 1989; Moore & Abbott, 2000). Para delimitar o efeito da ZCBM foram descritas duas frentes complementares: a Frente da Corrente do Brasil (FCB) e a Frente das Falklands (FEF) (Ikeda *et al.*, 1989; Gayoso & Podestà, 1996). A primeira é o limite de influência da Água Subtropical (AST) carregada pela CB, e é delimitada pelo posicionamento da isoterma de 20°C na superfície. A segunda frente representa o limite sul da ZCBM, a partir da qual encontra-se a zona subantártica e é caracterizada pelo posicionamento da isoterma de 11°C.

Na zona subantártica, as águas superficiais (<300m) são ocupadas pela Água Subantártica Superior (ASA), com temperatura média de 5°C (Maamaatuaiahutapu *et al.*, 1992) (Figura 25). Durante o inverno ocorre a quebra da termoclina sazonal e células de convecção profundas são responsáveis pela formação da Água Modal Subantártica (Herraz-Borreguero & Rintoul, 2011). Essa água modal, presente nas três bacias oceânicas, é importante na oxigenação das águas intermediárias e no sequestro de gás carbônico (Holte *et al.*, 2012).

Na passagem de Drake, estreito que separa o continente americano do antártico, encontra-se a CCA. A CCA flui pelas três bacias oceânicas e seu transporte é basicamente barotrópico (Olbers & Lettmann, 2007). Em seu domínio encontram-se a FSA e FP. A FSA é considerada o limite norte da CCA, que separa a zona subantártica da zona polar. Nela é encontrado o mínimo de salinidade que forma a Água Intermediária Antártica (>34,2) (Reid *et al.*, 1977). A FSA é marcada pelo forte gradiente de salinidade, que varia de 35,0 a 34,0. O gradiente de temperatura, por outro lado, varia menos, de 4°C a 5°C (Orsi *et al.*, 1995).

Ao sul da FSA ocorre a Convergência Antártica (Deacon, 1982). Na superfície, águas antárticas fluem para o norte, resultado do transporte de Ekman, e afundam ao se encontrarem com águas subantárticas menos densas. Nessa convergência é encontrada a FP que separa a zona polar da zona antártica. Nela, a temperatura

superficial varia de 2°C a 0°C (Gordon, 1971; Peterson & Whitworth, 1989). No caso do Atlântico Sudoeste, a FSA e a FP estão localizadas ao norte da passagem de Drake, aproximadamente a 50°S e 55°S, respectivamente. Na passagem de Drake as frentes da CCA se aproximam e ao passar pelo continente americano, por conservação de momento, as frentes se deslocam em direção ao equador (Orsi *et al.*, 1995).

Ao sul da FP, ocorre a inversão no campo de ventos passando de ventos oeste para ventos leste. Essa inversão no sentido dos ventos causa uma mudança na direção do transporte de Ekman, resultando na Divergência Antártica (Deacon, 1982). Nessa região ocorre a constante ressurgência da Água Circumpolar Profunda, uma massa de água que tem contribuição da Água Profunda do Atlântico Norte na sua formação. Nela é encontrado o máximo de salinidade (>34,7) (Stramma & England, 1999). As águas superficiais (<300m) dessa região são conhecidas como Água Antártica Superior (AA) (Peterson & Whitworth, 1989).

Figura 25: Dinâmica das principais massas de água no Atlântico Sudoeste. A ZCBM não está representada. Massas de água: Água Subtropical (AST); Água Subantártica Superior (ASA); Água Antártica Superior (AA); Água Intermediária Antártica (AIA); Água Circumpolar Profunda (ACP); Água Profunda do Atlântico Norte (APAN); Água Profunda de Weddell (APW); e Água de Fundo de Weddell (AFW). Frentes: Frente Subtropical (FST); Frente Subantártica (FSA); e Frente Polar (FP). Zonas: Zona Subantártica (ZSA); Zona Polar (ZP); e Zona Antártica (ZA). Adaptado de Peterson & Whitworth (1989).

Já próximo ao continente Antártico (~70°S) ocorre a formação da Água de Fundo Antártica. Durante o congelamento da água, o sal é eliminado resultando em águas extremamente frias (<0°C) e salinas (> 34,5), portanto mais densas (Orsi *et al.*, 1999). Como não há estratificação, essas águas sofrem mistura até se encontrarem com a CCA, onde afundam e ocupam as maiores profundidades das bacias oceânicas (Naveira Garabato *et al.*, 2002; Barker *et al.*, 2007). No caso do Atlântico Sudoeste, há a contribuição da Água de Fundo de Weddell, formada pelo mesmo processo no Mar Weddell (Gordon *et al.*, 2001; Gordon *et al.*, 2010).

Outro fator que torna a região de estudo única é a geomorfologia. Na passagem de Drake são encontradas cinco placas tectônicas – Sul-americana, Antártica, Scotia, Sandwich e Shetland. O complexo movimento dessas placas resultou em diversas formações geológicas, como cordilheiras, trincheiras, ilhas oceânicas e o próprio Mar Scotia (ver Figura 16 em Bird, 2003). A comunidade fitoplanctônica se beneficia dessas formações. Por exemplo, as ilhas oceânicas e as cordilheiras presentes no Mar Scotia são fontes de Fe dissolvido (Korb *et al.*, 2008) que aumentam a produtividade da região (Whitehouse *et al.*, 2012).

Metodologia

Foram analisados dados provenientes de três cruzeiros oceanográficos ocorridos em novembro de 1993 (TABIA I), novembro de 1994 (TABIA II) e março de 1996 (TABIA IV), parte do Programa Antártico Brasileiro. As coletas foram realizadas a bordo dos Navios de Apoio Oceanográficos *Barão de Tefé* (1993) e *Ary Rongel* (1994 e 1996) da Marinha do Brasil (Tabela 3). Os cruzeiros foram feitos em transectos norte-sul e as estações espaçadas em aproximadamente 120mn. Para aumentar a resolução espacial nas frentes oceânicas, o espaçamento entre algumas estações foi reduzido para menos de 15mn, (Figura 26).

Tabela 3: Período e espaço amostrado pelos cruzeiros TABIA I,II e IV

	TABIA I	TABIA II	TABIA IV
Data	6 -21 de novembro de 1993	4 - 15 de novembro de 1994	4 - 26 de março de 1996
Número de Estações	20	22	12
Latitude	34S - 61S	26S - 59S	40,3S - 56,5S
Longitude	50,5W - 56,5W	50W - 56W	57,5W - 62W

Em novembro de 1993 e 1994, as estações foram realizadas adjacentes à Plataforma Continental Sul-americana, desde a zona subtropical até a zona antártica. Em março de 1996 a área amostrada focou na quebra da plataforma continental, a oeste em relação aos cruzeiros anteriores. Amostras de água foram coletadas por garrafas de Van Dorn em profundidades padronizadas da superfície até no máximo 200m. Perfis de temperatura foram obtidos ao longo da trajetória do navio, com lançamentos de XBTs (Sippican Ocean Systems) em intervalos regulares.

Figura 26: Representação do Atlântico Sudoeste e em destaque a localização das estações amostradas em cada cruzeiro.

Imediatamente após as coletas, amostras de água foram filtradas à vácuo em filtros *Whatman* GF/C (porosidade média de $1,2\mu\text{m}$) para determinação de clor-*a*. Para análise de COP e NOP, amostras de água foram filtradas em *Whatman* GF/F, em filtros previamente queimados (450°C por quatro horas). Após a filtração, ambos os filtros foram congelados em ambiente seco para posterior análise. Em laboratório, a concentração de clor-*a* foi obtida através de técnicas fluorimétricas após extração em acetona 90% (Welschmeyer, 1994). Previamente à análise de COP e NOP, foi eliminado o carbonato dos filtros adicionando-se gotas de HCl concentrado (P.A.) e secando-os em estufa a 60°C (Lorrain *et al.*, 2003). As concentrações de COP e NOP foram determinadas com um analisador elementar *CHN Carlos Elba*, de acordo com a técnica de combustão total (Riley, 1970; Grasshoff *et al.*, 2009). O limite de detecção de ambos os métodos é $0,01\mu\text{g/L}$.

Resultados

Novembro de 1993

A temperatura da água nos 200m superiores da coluna de água diminuiu gradativamente na direção sul, variando de 18,4°C a 34°S até o mínimo de -1,2°C a 59°S (Figura 27). Não foi observada a presença da AST em 1993, e consequentemente, nem a FCB. Próximo a 37°S, ocorreu um evento de ressurgência, evidenciado pela elevação de isotermas mais frias com um núcleo de 7,4°C nos 170m de profundidade. A FEF foi observada na latitude 49°S a partir da qual dominaram temperaturas entre 6°C e 4°C, típicas da ASA. Ao sul dos domínios da ASA, a estratificação térmica nos primeiros 200m passou a ser ausente. As FSA e FP foram encontradas próximas às latitudes 55,5°S e 57°S, respectivamente. Ao sul da FP, dominaram temperaturas <0°C, típicas da AA.

Análises mais detalhadas do padrão multianual de variação latitudinal da clor-a para os cruzeiros de 1993 e 1994 foram descritas por Brandini *et al.* (2000). De modo geral, a clor-a variou de 1,36µg/L a 0,01µg/L. O máximo ocorreu na superfície da ZCBM e o mínimo a 200m na ASA. Concentrações >0,40µg/L foram encontradas na subsuperfície da FP e da AA, mas principalmente, na ZCBM. Nela, foram encontradas concentrações >1,00µg/L nos primeiros 50m em 37°S. Dentro dos domínios da ASA, os valores de clor-a não ultrapassaram 0,30µg/L e em profundidades maiores que 100m, a concentração foi <0,15µg/L. Na FP e AA, a clor-a variou de 0,40µg/L nas camadas superficiais a <0,15µg/L em profundidades maiores que 150m.

O máximo de COP foi de 479µg/L na superfície da ZCBM, mas dominaram concentrações entre 100µg/L a 200µg/L. O mínimo encontrado foi de 49,00µg/L aos 150m de profundidade na latitude 45°S. A concentração de COP foi maior na superfície e diminuiu com o aumento da profundidade, sendo seu padrão de distribuição ao longo do transecto praticamente horizontal. Nos primeiros 100m, as concentrações mantiveram-se entre 150µg/L e 200µg/L, mas núcleos >250µg/L foram observados na superfície da ZCBM e da AA. Entre 100m e 150m de profundidade, a concentração de COP foi em geral entre 100µg/L e 150µg/L. Abaixo dos 150m, as concentrações foram <100µg/L, principalmente ao sul da FEF.

Figura 27: Distribuição da temperatura (°C), clo-a (µg/L), COP (µg/L) e NOP (µg/L) ao longo do transecto realizado em Novembro de 1993 – TABIA I

O NOP variou de 4µg/L a 71µg/L, com mínimo ocorrendo aos 150m próximo à latitude de 45°S e o máximo na superfície de 37°S, ambos nos domínios da ZCBM. Em

geral, a concentração de NOP variou entre 15µg/L a 30µg/L, e assim como o COP, foi maior na superfície diminuindo com a profundidade. Até os 75m de profundidade, as concentrações de NOP foram >20µg/L com picos >30µg/L nas camadas superficiais da ZCBM e AA. Entre 75m e 150m de profundidade, as concentrações mantiveram-se entre 15µg/L e 20µg/L. Abaixo dos 150m, as concentrações de NOP diminuíram e não ultrapassaram 15µg/L na ZCBM e 10µg/L ao sul da FEF.

Novembro de 1994

A temperatura da água nos primeiros 200m de profundidade variou de 20,7°C em 34°S, a -1,5°C em 60,5°S (Figura 28). Próximo à 36°S, a isoterma de 20°C atingiu a superfície, caracterizando a FCB e restringindo o domínio da AST. Essa frente não foi observada em 1993. Assim como no período passado, na porção norte da ZCBM observou-se a elevação de isotermas mais frias, porém deslocadas 1° mais ao norte, entre 36°S e 38°S. Na ZCBM, dominam temperaturas entre 12°C e 16°C, com maior influência de temperaturas mais altas próximas à FCB. A FEF estava próxima à 46°S, dois graus de latitude mais ao norte comparado a 1993. As FSA e FP foram observadas aproximadamente em 55,5°S e 56,5°S.

A concentração de clor-a variou de 2,50µg/L a 0,01µg/L, com máximo ocorrendo na subsuperfície da AA e mínimo na superfície da AST. Para toda superfície e subsuperfície da ZCBM as concentrações de clor-a foram entre 0,30µg/L e 0,80µg/L, mas picos >1,00 foram observados na subsuperfície próximos da latitude 45°S. Abaixo dos 100m de profundidade, as concentrações de clor-a foram <0,20µg/L desde a AST até a FP. As maiores concentrações de clor-a foram encontradas nos domínios da AA. Nessa região, dominaram concentrações >0,60µg/L da superfície até 100m de profundidade, com o máximo ocorrendo aos 50m. Nos domínios da ASA, as concentrações de clor-a variaram de 0,30µg/L a 0,70µg/L, e valores >1,0µg/L foram encontrados próximos aos limites da ZCBM e da FP.

As maiores concentrações de COP foram encontradas nesse período. O máximo encontrado foi de 797µg/L na subsuperfície da FP, e o mínimo foi de 55µg/L na subsuperfície da AST. Nos primeiros 50m de profundidade, houve um gradual aumento de COP com a latitude. Para toda região ao sul da FP, as concentrações foram >500µg/L da superfície até os 75m. Outro pico de COP (>500µg/L) foi observado nessa região entre 110m e 120m. Nos primeiros 50m da ZCBM o COP foi >200µg/L com picos >500µg/L na superfície próximo à FEF.

Figura 28: Distribuição da temperatura (°C), clor-a (µg/L), COP (µg/L) e NOP (µg/L) ao longo do transecto realizado em Novembro de 1994 – TABIA II

As concentrações de NOP foram as maiores nesse período, e o padrão de distribuição foi semelhante ao do COP. Valores $<10\mu\text{g/L}$ só foram observados nos 75m da AST e da ZCBM. O máximo de $130\mu\text{g/L}$ foi observado na subsuperfície da FP. Nos primeiros 50m, houve um aumento na concentração de NOP com a latitude. Ao sul de 52°S , as concentrações foram $>80\mu\text{g/L}$ desde a superfície até 75m. Abaixo dos 75m, os valores de NOP mantiveram-se entre $10\mu\text{g/L}$ a $30\mu\text{g/L}$.

Março de 1996

O cruzeiro de março de 1996 amostrou entre as latitudes de 40°S e 58°S, porção menor comparada aos anteriores. A temperatura variou de 16°C a 2°C em todo o transecto (Figura 29). O máximo ocorreu na superfície da latitude mais ao norte, em 41°S, e o mínimo próximo à latitude de 58°S. Desse modo, a estratificação térmica é maior no limite norte do transecto. Ao contrário dos cruzeiros anteriores, não foram observados gradientes horizontais típicos das frentes oceânicas. O intervalo de temperatura é o mesmo encontrado na ZCBM e na ASA.

A clor-a nesse período variou de 2,42µg/L a 0,02µg/L, com máximo aos 25m próximo à 47°S, e mínimo aos 100m de profundidade próximo à 50°S. Em geral, a variação latitudinal da clor-a foi baixa. As maiores concentrações foram maiores na superfície, diminuindo com a profundidade. Para todo o transecto, nos primeiros 50m de profundidade dominaram concentrações >0,60µg/L. Picos com concentrações >1,30µg/L foram encontrados na subsuperfície (~25m) entre 41°S e 50°S, caracterizando máximos subsuperficiais de clorofila. Abaixo de 75m, a concentração de clor-a diminuiu e não ultrapassou 0,30µg/L.

O padrão de distribuição de COP foi similar ao da clor-a, com maiores concentrações na superfície, diminuindo com a profundidade. A variação latitudinal de COP também foi baixa. O máximo de 423µg/L ocorreu na subsuperfície em 46°S e o mínimo de 54µg/L nos 150m próximos à 41°S. Nos primeiros 25m, dominaram concentrações >200µg/L, com picos >250µg/L entre 40°S e 50°S. Entre 50 e 100m de profundidade a concentração de COP variou de 100µg/L a 150µg/L para todo o transecto. Nas maiores profundidades, abaixo dos 100m, o COP encontrado foi <100µg/L.

O NOP variou de 61,80µg/L a 3,60µg/L, com máximo na superfície de 43°S mínimo nos 150m de 56°S. Diferentemente do COP e clor-a, com o aumento da latitude ocorreu uma nítida diminuição na concentração de NOP. As maiores concentrações de NOP ocorreram entre 42°S e 47°S nos primeiros 25m. Entre 50m e 100m, a concentração de NOP ficou entre 10µg/L e 20µg/L, e abaixo dos 100m não ultrapassou 15µg/L. Concentrações <5µg/L foram encontradas ao sul de 50°S, abaixo dos 125m de profundidade.

Figura 29: Distribuição da temperatura (°C), clo-a (µg/L), COP (µg/L) e NOP (µg/L) ao longo do transecto realizado em Março de 1996 – TABIA IV

Discussão

Comparação entre o Atlântico Sudoeste e Sudeste

Ao sul da latitude 30°S, o Atlântico Sudoeste é mais produtivo do que o Atlântico Sudeste (Sullivan *et al.*, 1993; Moore & Abbott, 2000). Métodos indiretos também evidenciaram reservas expressivamente maiores de COP no setor ocidental (Loisel, 2002; Mishonov *et al.*, 2003; Gardner *et al.*, 2006). Le Moigne *et al.* (2013) analisaram a distribuição da MOP e clor-a no Atlântico Sudeste durante o verão e verificaram que a convergência subtropical é o setor mais produtivo com maiores concentrações de COP e NOP. Ao sul dela, os autores encontraram mínimas concentrações de clor-a e MOP, apesar da alta disponibilidade de nutrientes. Os resultados obtidos nesse trabalho mostram concentrações maiores de MOP e clor-a no setor ocidental (Tabela 4).

Tabela 4: Concentrações de clor-a, COP e NOP ao longo dos domínios do Oceano Austral em diferentes longitudes.

Área	Longitude	Período	Clor-a (µg/L)	COP (µg/L)	NOP (µg/L)	Referência
Água Subtropical	0°E	Fev 2008	0,01 - 0,5	0,01 - 90	0,01 - 14	Le Moigne <i>et al.</i> (2013)
	50 - 56°W	Nov 1993/1994	0,07 - 0,6	67 - 288	6 - 30	Presente trabalho
Convergência Subtropical	0°E	Fev 2008	0,01 - 0,50	0,01 - 180	0,01 - 28	Le Moigne <i>et al.</i> (2013)
	50 - 56°W	Nov 1993/1994	0,01 - 3,58	49 - 641	4 - 97	Presente trabalho
Zona Subantártica	0°E	Fev 2008	0,01 - 0,35	0,01 - 60	0,01 - 12	Le Moigne <i>et al.</i> (2013)
	50 - 56°W	Nov 1993/1994	0,01 - 1,22	76 - 754	9 - 100	Presente trabalho
Convergência Polar	0°E	Fev 2008	0,01 - 0,20	0,01 - 50	0,01 - 10	Le Moigne <i>et al.</i> (2013)
	50 - 56°W	Nov 1993/1994	0,02 - 0,89	66 - 797	7 - 130	Presente trabalho
Zona Antártica	0°E	Mar 2008	0,01 - 0,30	0,01 - 50	0,01 - 10	Le Moigne <i>et al.</i> (2013)
	50 - 56°W	Nov 1993/1994	0,02 - 2,63	61 - 750	6 - 140	Presente trabalho

A convergência de águas subtropicais com águas subantárticas proporciona condições favoráveis para a produção primária e secundária ao longo de toda FST no Atlântico Sul (Lutjeharms *et al.*, 1985; Gayoso & Podestà, 1996; Barlow *et al.*, 2002). Contudo, Brandini *et al.* (2000) discutem que na ZCBM, ao invés de um gradiente meridional de nutrientes e temperatura, a mistura proporciona a formação de camadas finas, favorecendo ainda mais a produção primária. Essa mesma explicação pode ser usada para justificar a maior concentração de MOP observada nos nossos resultados. A descontinuidade na picnoclina gerada pelas camadas finas desfavorece o transporte

vertical (Durham *et al.*, 2009), também aumentando a quantidade de MP em suspensão.

Diferente do Atlântico Sudeste, ao sul da convergência subtropical as concentrações de COP e NOP encontradas também foram altas. De fato, em 1994 a concentração de MOP nessas áreas superou à da convergência subtropical enquanto que Le Moigne *et al.* (2013) encontraram concentrações mínimas. Os autores discutem que a baixa produção estava, provavelmente, limitada por Fe. Trabalhos recentes mostram uma maior disponibilidade de Fe dissolvido no Atlântico ocidental (Chever *et al.*, 2010; Rijkenberg *et al.*, 2014) devido ao maior aporte do continente Sul-americano (Browning *et al.*, 2015) e pela presença do Mar Scotia (Nielsdóttir *et al.*, 2012).

Variação multianual no Atlântico Sudoeste.

Em ambos os cruzeiros o reservatório de MOP decresce com a profundidade independente da latitude. No entanto, os padrões de distribuição latitudinal da MOP foram diferentes sobretudo ao sul da ZCBM. Em 1994, altas concentrações de COP e NOP foram encontradas na AA (<500µg/l e <80µg/L, respectivamente), coincidindo com altas concentrações de clor-a (<1,0µg/L). Esse máximo de MOP se estendeu até domínios da ASA, transpondo as FSA e FP. Variações multianuais de parâmetros biogeoquímicos e na produção primária são esperados para essa região (Fischer *et al.*, 2000; Nodder & Northcote, 2001). Mesmo assim, a concentração de COP em 1994 foi no mínimo 2-3 vezes maior do que no verão anterior.

Essa diferença pode estar associada às mudanças na estrutura hidrográfica observada entre os anos, pois a posição das frentes oceânicas se alterou entre 1993 e 1994. Em 1993, as assinaturas da AST e FCB não foram encontradas, a ZCBM foi mais extensa, de 34°S a 49°S. Em 1994 foi detectada a presença da AST e da FCB, e o posicionamento das FEF, FSA e FP estavam mais ao norte do que no período passado, reduzindo a ZCBM de 36°S a 46°S. Os domínios da ASA e da AA aumentaram em 1994, e águas mais frias ocuparam latitudes menores em comparação ao primeiro período. O deslocamento das frentes no Atlântico Sudoeste é reflexo das dinâmicas de mesoescala das CB, CM e CCA (Stramma & England, 1999) que, por sua vez, variam de acordo com a intensidade dos ventos (Campos & Miller, 1995).

Os limites das FSA e FP estavam mais ao norte em 1994, sugerindo que a incidência solar disponível para a comunidade fitoplanctônica da AA era maior. Outro fator que pode ter favorecido para o aumento da concentração de clor-a foi a temperatura. Experimentos de Neori & Holm-Hansen (1982) mostram que em comunidades típicas de ambientes frios ($<0^{\circ}\text{C}$) a taxa de fotossíntese pode dobrar com pequenas elevações de temperatura. A diferença registrada pelos lançamentos de XBTs é suave, principalmente ao sul da FP, tanto na superfície quanto à 50m (Figura 30). Entre 58°S e 60°S , onde foi encontrado o máximo de clor-a, a variação entre a temperatura em 1994 e 1993 foi de $+1^{\circ}\text{C}$ na superfície, e -1°C aos 50m. Ou seja, em 1994 estava 1°C mais quente na superfície e 1°C mais frio a 50m indicando que, ao invés da temperatura, a estabilidade física e os micronutrientes foram os prováveis responsáveis pelo aumento.

Figura 30: Variação latitudinal da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) na superfície e à 50m em 1993 e 1994. As áreas hachuradas representam a variação no posicionamento das frentes. *FCB encontrada somente em 1994.

Olguin *et al.* (2006) e Olguin *et al.* (2015) analisaram a comunidade fitoplanctônica dessas amostras e constataram que as diatomáceas foram o grupo mais abundante ao longo de todo transecto, seguidas pelos dinoflagelados na ZCBM e pelos silicoflagelados ao sul da FSA. Essa distribuição é consistente com a maior disponibilidade de silicato nas águas antárticas e subantárticas (Leeuwea *et al.*, *in press*). Contudo, ao sul da FSA a maior abundância de diatomáceas em 1994 não foi alta o suficiente para justificar a maior concentração de clor-a (Olguin *et al.*, 2015) e MOP. A diferença nas abundâncias de silicoflagelados e dinoflagelados também não

foi alta, e os autores propuseram que o aumento na concentração de clor-a foi causado pela maior abundância do pico e nano-fitoplâncton não capturado nas redes.

A diferença na abundância do nano e microzooplâncton nessas amostras foi estudada por Thompson *et al.* (1999) e Thompson & Alder (2005). Os autores também não encontraram diferenças significativas entre os períodos. Tais resultados apontam que as altas concentrações de COP e NOP encontradas na ASA e AA em 1994 estavam associadas à comunidade bacteriana e detrito. Smetacek *et al.* (1990) discutem que os grandes reservatórios de COP no oceano Austral são formados na produção do microplâncton (diatomácea - krill) e o papel dos grupos menores é na ciclagem dos nutrientes. Trabalhos como Jacques & Panouse (1991) e Detmer & Bathmann (1997) mostraram que a abundância do pico e do nanofitoplâncton pode variar mais de 80% em curtos períodos de tempo. Contudo, essa diferença não é refletida em biomassa pela constante predação sobre esses grupos.

Figura 31: Razões COP:Clor-a e C:N da MOP coletada em Novembro 1993 – TABIA I

Os menores valores da razão COP:Clor-a ocorreram nas áreas mais produtivas, ou seja na ZCBM e na AA (Brandini *et al.*, 2000; Moore & Abbott, 2002), devido às concentrações máximas de clor-a. Em 1993, a razão COP:Clor-a da MOP

ficou entre 300 e 600 nos primeiros 50m de profundidade, e nos domínios da ASA ficou entre 600-900 (Figura 31). Por outro lado, em 1994 a razão foi extremamente alta (>2000) nos domínios da ASA (Figura 32), sugerindo que esse reservatório era composto principalmente por detrito. As baixas concentrações de nutrientes e clor-a da AST também refletiram em altas razões COP:Clor-a. Abaixo dos 100m de profundidade, em ambos os períodos, as razões também foram >2000, resultado do consumo e degradação do pigmento com a profundidade.

Figura 32: Razões COP:Clor-a e C:N da MOP coletada em Novembro 1994 – TABIA II

Como a produção primária do fitoplâncton é a principal forma de fixação de NOP (Hansell & Follows, 2008), as menores razões C:N (<6) ocorreram onde as concentrações de clor-a foram máximas. Em 1993 (Figura 31), as razões máximas (>10) ocorreram a partir dos 150m, mostrando a degradação da porção lábil com o aumento da profundidade. Em 1994, por outro lado, razões >10 ocorreram não só abaixo dos 100m, mas também por toda coluna de água ao norte de 40°S, nos domínios da AST, FCB e ZCBM, resultado da diminuição da concentração de NOP nessa região (Figura 32). O deslocamento da FCB, vista mais ao sul nesse período, pode explicar essa diferença. A presença de águas subtropicais com menores concentrações de nutrientes desfavoreceu a fixação de NOP, vista pela baixa disponibilidade de clor-a (<0,30µg/L).

Figura 33: Correlações entre a.) COP vs Clor-a; b.) NOP vs Clor-a; e c.) COP vs NOP. As regressões contêm os dados de 1993 e 1994 juntos.

O COP e o NOP correlacionaram significativamente ($p < 0,01$) com a clor-a ($r = 0,446$ e $r = 0,506$, respectivamente – Figura 33). O coeficiente angular da regressão linear COP vs clor-a foi 132,87, muito superior ao encontrado em culturas (~30, Banse, 1977). Isso sugere que em geral, a proporção de carbono heterotrófico e detritico é predominante ao fitoplânctônico, corroborando com a alta herbivoria na região (Banse, 1996; Le Quéré *et al.*, 2015). De forma similar, a razão NOP:Clor-a pode ser utilizada como índice de heterotrofia (Waser *et al.*, 2000). Razões entre 1 e 20 indicam predominância de fitoplâncton na MOP (Harmelin-Vivien *et al.*, 2008). Em 1993 e 1994, o coeficiente angular da regressão foi 24,30. A correlação COP vs NOP também foi significativa ($p < 0,01$) com coeficiente $r = 0,938$. O coeficiente angular de 5,82 é próximo ao encontrado na razão de Redfield (~6,6). Experimentos de Eppley *et al.* (1971) e Copin-Montegut & Copin-Montegut (1983) mostram uma leve variação no coeficiente angular COP vs NOP dependendo da disponibilidade de nutrientes, mas sempre próximos ao valor de Redfield. Banse (1974) discute que, como a razão C:N do fitoplâncton natural é próxima à de proteínas e detrito, o coeficiente tende a variar sempre entorno de 6,6, independente da composição natural.

Os coeficientes das regressões lineares e de correlação foram calculados separadamente para cada domínio do Atlântico Sudoeste (Tabela 5). A única área na qual a correlação não foi significativa foi a AST, devido ao baixo número de amostras. Na zona subantártica, convergência polar e zona antártica a comunidade heterotrófica prevalece e os coeficientes angulares são máximos. Na ZCBM e AA, áreas mais produtivas, os coeficientes angulares foram menores, efeito da maior proporção de fitoplâncton na comunidade.

Tabela 5: Regressões lineares e correlações entre COP, NOP e clor-a nos diferentes domínios do Atlântico Sudoeste.

Área		COP vs Clor-a	NOP vs Clor-a	COP vs NOP
		$[COP] = \alpha [Clor-a] + \beta$	$[NOP] = \alpha [Clor-a] + \beta$	$[COP] = \alpha [NOP] + \beta$
Água Subtropical (n=16)	α	-525,47	-12,55	5,44
	β	249,15	16,43	98,34
	r (p)	-0,524 (0,03)	-0,107 (0,690)	0,549 (0,02)
ZCBM (n=148)	α	105,97	17,90	6,13
	β	139,70	16,93	33,98
	r (p)	0,544 (<0,01)	0,619 (<0,01)	0,909 (<0,01)
Zona Subantártica (n=66)	α	269,84	48,64	6,28
	β	161,35	18,62	34,47
	r (p)	0,529 (<0,01)	0,633 (<0,01)	0,947 (<0,01)
Convergência Polar (n=32)	α	638,96	107,48	6,14
	β	-29,27	-8,20	12,56
	r (p)	0,791 (<0,01)	0,822 (<0,01)	0,993 (<0,01)
Zona Antártica (n=22)	α	372,19	81,34	4,96
	β	83,20	3,09	55,28
	r (p)	0,706 (<0,01)	0,784 (<0,01)	0,975 (<0,01)
Plataforma Continental Externa (n = 86)	α	101,90	18,72	4,57
	β	87,43	10,95	50,47
	r (p)	0,784 (<0,01)	0,802 (<0,01)	0,819 (<0,01)

O reservatório de COP(g/m²) e NOP(g/m²) foi calculado para cada domínio do Atlântico Sudoeste (Tabela 6). O maior reservatório de COP e NOP por unidade de área foi encontrado na zona antártica, com 44,1g/m² e 7,3g/m² respectivamente. Comparado a 1993, o reservatório de COP e NOP, ao sul da ZCBM, praticamente dobrou em 1994. Tal diferença sugere que o reservatório de MOP no Atlântico Sudoeste é dinâmico e varia na escala multianual. Como discutido acima, grande parte desse reservatório era composto por carbono heterotrófico e detritico. O reservatório médio de COP e NOP na ZCBM foi 26,4g/m² e 3,5/m², respectivamente. Esses valores são relativamente altos se comparados à convergência subtropical em outras longitudes. Por exemplo, Leblanc *et al.* (2002) calculou um reservatório de COP de 16,5g/m² e de NOP 2,4g/m² no oceano Índico. O reservatório da ZCBM se torna mais

expressivo na escala global se levarmos em conta que a área sob influência desse processo é maior (Bianchi *et al.*, 1993).

Tabela 6: Reservatórios de COP (g/m²) e NOP (g/m²) nos diferentes domínios do Atlântico Sudoeste, calculados em cada período e juntos.

Área		COP (g/m²)		NOP (g/m²)	
		1993	1994	1993	1994
Água Subtropical	mínimo	-	19,1	-	1,5
	máximo	-	20,0	-	1,8
	média	19,6		1,7	
ZCBM	mínimo	19,8	15,1	2,4	1,7
	máximo	35,3	36,1	5,1	5,6
	média	26,4		3,5	
Zona Subantártica	mínimo	21,4	33,4	2,9	4,5
	máximo	33,3	51,7	4,0	6,6
	média	37,9		4,7	
Convergência Polar	mínimo	21,0	68,1	3,1	9,5
	máximo	29,3		4,5	
	média	36,3		5,2	
Zona Antártica	mínimo	22,0	56,7	2,7	8,9
	máximo	26,3	57,8	3,2	11,0
	média	44,1		7,3	
Plataforma Continental Externa	mínimo	14,5		1,7	
	máximo	24,4		4,3	
	média	18,2		2,7	

Distribuição do COP e NOP na Plataforma Continental

O cruzeiro sobre a plataforma continental em março de 1996, revelou uma estrutura hidrográfica diferente dos cruzeiros oceânicos. As frentes oceânicas com gradiente meridional, típicas do oceano Austral, não são detectadas sobre a plataforma continental, devido à mistura gerada pelas forças de maré e correntes (Martos & Piccolo, 1988). Por outro lado, próximo ao talude as águas de plataforma encontram a CM, transportando águas mais frias e salinas, formando uma frente com gradiente perpendicular à costa (Piola *et al.*, 2008). Essa frente também proporciona condições favoráveis à produção primária (Carreto *et al.*, 1995), principalmente no verão quando o aquecimento da plataforma continental aumenta a estratificação física (Franco *et al.*, 2008). A alta disponibilidade de nutrientes e a estabilidade vertical favorecem o crescimento fitoplanctônico ao longo da quebra da plataforma (Lara *et al.*, 2010), às vezes alcançando valores encontrados em ressurgências de contorno leste (Garcia *et al.*, 2008). Durante o outono e inverno, a produção primária diminui, mas as

temperaturas frias garantem que nessa região ocorra a transferência de CO₂ atmosférico (*ingass*) ao longo de todo ano (Bianchi *et al.*, 2009).

Figura 34: Razões COP:Clor-a e C:N da MOP coletada em Março de 1996 – TABIA IV

A falta de amostras entre 50°S e 55°S comprometeu em partes a interpolação gráfica. Como o transecto realizado seguiu a quebra da plataforma, a frente característica não ficou clara na seção de temperatura (Figura 29). Os resultados de COP e NOP mostraram um padrão de distribuição latitudinal semelhante ao observado para a clorofila, com altos índices de correlação ($r = 0.754$; $p < 0.01$; Figura 35). Na porção sul, próximo à 56°S, percebe-se uma leve diminuição nas concentrações de clor-a, COP e NOP, e na estratificação térmica. Como essa estação está localizada sobre a passagem de Drake (Figura 26), as condições ambientais, principalmente a estabilidade física (Severov *et al.*, 2012), são distintas em relação à Plataforma Continental Sul-americana, o que explica a menor concentração de clor-a, COP e NOP. Na porção amostrada sobre a plataforma continental entre 40°S e 51°S, as concentrações foram maiores e homogeneamente distribuídas sugerindo condições hidrográficas mais favoráveis sobre toda essa área.

Ao contrário dos períodos anteriores, as comunidades fitoplanctônicas e zooplanctônicas dessas amostras não foram identificadas. Trabalhos na mesma região mostram que os grupos fitoplanctônicos típicos são as diatomáceas (Olguín *et al.*, 2005), mas grandes florações de cocolitoforídeos já foram registradas (Balch *et al.*, 2011; Souza *et al.*, 2011). O lastro mineral da carapaça desses organismos favorece o transporte vertical (Rocha & Passow, 2007), sugerindo que a exportação de MOP nessa região é alta.

Figura 35: Regressões lineares e correlações entre a.) COP vs Clor-a; b.) NOP vs Clor-a; c.) COP vs NOP. Os valores diferem do apresentado na Tabela 5, pois aqui foi considerada a estação sobre a passagem de Drake.

Na região da quebra da plataforma continental, entre 41°S e 49°S, as razões COP:Clor-a e C:N foram mínimas coincidindo com as máximas concentrações de clor-a (Figura 34). Isso indica altas taxas de crescimento fitoplanctônico e acúmulo de carbono no reservatório local. Como nos cruzeiros oceânicos, a qualidade da MOP passa a ser refratária abaixo dos 100m de profundidade, efeito da degradação da porção lábil (COP:Clor-a >1000 e C:N >10). Ao sul de 53°S, dominam razões C:N >12 devido às baixas concentrações de NOP. Nessa região a instabilidade física da coluna

de água limita o crescimento fitoplanctônico na CCA (Bathmann *et al.*, 1997) e consequentemente a concentração de NOP é menor. Em comparação com as regiões mais produtivas da bacia argentina amostradas em 1993 e 1994 (Tabela 5), o coeficiente da correlação COP vs Clor-a da plataforma continental (96) foi menor do que da AA (372), sugerindo uma menor predominância do carbono heterotrófico e detritico nessa área. Os reservatórios de COP e NOP calculados (Tabela 6) foram relativamente menores do que para outros domínios do Atlântico Sudoeste (18,2g/m² e 2,7g/m², respectivamente). Os indicadores da qualidade do MOP sugerem que esse reservatório, apesar de menor, é constituído de uma matéria orgânica com menores predominâncias de carbono heterotrófico e detritico.

Conclusão

O posicionamento das principais frentes oceânicas entre 1993 e 1994 mudou, assim como a distribuição de MOP. Em ambos os períodos a ZCBM foi uma região propícia à formação de grandes reservas de COP e NOP. Entretanto, em 1994 as concentrações de MOP foram máximas ao sul da FSA até domínios antárticos, provavelmente resultado da variação de fatores não abordados nesse trabalho, como redução da hidrodinâmica, aumento de incidência solar e micronutrientes. A contribuição de carbono heterotrófico e detrítico foi maior ao do carbono fitoplanctônico para toda a área estudada, sobretudo em 1994 quando o aumento do detrito em suspensão justificou as grandes concentrações de COP.

Comparativamente, as concentrações de COP e NOP encontradas no Atlântico Sudoeste foram maiores em relação ao Atlântico Sudeste. A alta produtividade na ZCBM, e na zona antártica corresponderam à um reservatório expressivo de MOP nos períodos estudados. O reservatório da plataforma continental externa foi menor comparado às frentes oceânicas. Entretanto, as proporções de carbono detrítico e heterotrófico na MO foram menores, sugerindo condições mais favoráveis para o desenvolvimento fitoplanctônico.

O Atlântico Sudoeste é um sorvedouro de carbono atmosférico, no qual reservas significativas de COP em escala global (aproximadamente 2000mn) são mantidos pelo sistema pelágico. Nossos resultados mostram que esse reservatório é alto e dinâmico na escala interanual, e precisa ser melhor estudado principalmente em um cenário de mudanças climáticas. Por exemplo, os efeitos do aumento da temperatura e da pressão parcial do CO₂ na produção e exportação de MOP nessa região ainda são desconhecidos.

Bibliografia

- ABDEL-MOATI, A. R. Adsorption of dissolved organic carbon (DOC) on glass fibre filters during particulate organic carbon (POC) determination. **Water Research**, v. 24, n. 6, p. 763–764, 1990a.
- ABDEL-MOATI, A. R. Particulate organic-matter in the subsurface chlorophyll maximum layer of the southeastern mediterranean. **Oceanologica Acta**, v. 13, n. 3, p. 307–315, 1990b.
- ABRAMSON, L. *et al.* Exchange between suspended and sinking particles in the northwest Mediterranean as inferred from the organic composition of in situ pump and sediment trap samples. **Limnology and Oceanography**, v. 55, n. 2, p. 725–739, 2010.
- AHLGREN, N. A.; ROCAP, G. Culture isolation and culture-independent clone libraries reveal new marine *Synechococcus* ecotypes with distinctive light and N physiologies. **Applied and Environmental Microbiology**, v. 72, n. 11, p. 7193–7204, 2006.
- AIDAR, E. *et al.* Ecossistema costeiro subtropical: nutrientes dissolvidos, fitoplâncton e clorofila-a e suas relações com as condições oceanográficas na região de Ubatuba, SP. **Publção esp. Inst. oceanogr.**, v. 10, n. 10, p. 9–43, 1993.
- ALLANSON, B. R.; HART, R. C.; LUTJEHARMS, J. R. E. Observations on the nutrients, chlorophyll and primary production of the Southern Ocean south of Africa. **South African Journal of Antarctic Research**, v. 10/11, p. 3–14, 1981.
- ALTABET, M. A.; BISHOP, J. K. B.; MCCARTHY, J. J. Differences in particulate nitrogen concentration and isotopic composition for samples collected by bottles and large-volume pumps in Gulf Stream warm-core rings and the Sargasso Sea. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 39, n. Supply 1, p. S405–S417, 1992.
- ARMSTRONG, R. A. *et al.* A new, mechanistic model for organic carbon fluxes in the ocean based on the quantitative association of POC with ballast minerals. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 49, p. 219–236, 2002.

- ATKINSON, L. Western Boundary Current Overview. In: LIU, K.-K. *et al.* (Eds.). . **Carbon and nutrient fluxes in continental margins**. Berlin: Springer, 2010. p. 757.
- ATKINSON, L. P. *et al.* The effect of summertime shelf break upwelling on nutrient flux in southeastern United States continental shelf waters. **Journal of Marine Research**, v. 42, n. 4, p. 969–993, 1984.
- BALCH, W. M. *et al.* The contribution of coccolithophores to the optical and inorganic carbon budgets during the Southern Ocean Gas Exchange Experiment: New evidence in support of the Great Calcite Belt hypothesis. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 116, p. 1–14, 2011.
- BANSE, K. On the interpretation of data for the carbon-to-nitrogen ratio of phytoplankton. **Limnology and Oceanography**, v. 19, n. 4, p. 695–699, 1974.
- BANSE, K. Determining the carbon-to-chlorophyll ratio of natural phytoplankton. **Marine biology**, v. 212, p. 199–212, 1977.
- BANSE, K. Low seasonality of low concentrations of surface chlorophyll in the Subantarctic water ring: underwater irradiance, iron, or grazing? **Progress in Oceanography**, v. 37, n. 3-4, p. 241–291, 1996.
- BARKER, P. F. *et al.* Onset and role of the Antarctic Circumpolar Current. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 54, n. 21-22, p. 2388–2398, 2007.
- BARLOW, R. G. *et al.* Phytoplankton pigment and absorption characteristics along meridional transects in the Atlantic Ocean. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 49, n. 4, p. 637–660, 2002.
- BATHMANN, U. V. *et al.* Spring development of phytoplankton biomass and composition in major water masses of the Atlantic sector of the Southern Ocean. **Deep Sea Research II**, v. 44, n. 1-2, p. 51–67, 1997.
- BECQUEVORT, S. Nanoprotezooplankton in the Atlantic sector of the Southern Ocean during early spring: Biomass and feeding activities. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 44, n. 1-2, p. 355–373, 1997.
- BEHRENFELD, M. J.; FALKOWSKI, P. G. Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. **Limnology and Oceanography**, v. 42, n. 1, p. 1–20, 1997.

- BERGO, N. M. Abundância e Distribuição Espacial de Micro-organismos na Plataforma Continental Sudeste e Área Oceânica Adjacente. **Tese de Mestrado**. Universidade de São Paulo, 2015. p.106.
- BIANCHI, A. A. *et al.* Annual balance and seasonal variability of sea-air CO₂ fluxes in the Patagonia Sea: Their relationship with fronts and chlorophyll distribution. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 114, n. 3, p. 1–11, 2009.
- BIANCHI, A. A.; GIULIVI, C. F.; PIOLA, A. R. Mixing in the Brazil-Malvinas confluence. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 40, n. 7, p. 1345–1358, 1993.
- BIDIGARE, R. R. *et al.* The distribution of algal chlorophylls and their degradation products in the Southern Ocean. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, v. 33, n. 7, p. 923–937, 1986.
- BIRD, P. An updated digital model of plate boundaries. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 4, n. 3, p.1-52, 2003.
- BISCAYE, P. E.; EITTREIM, S. L. Suspended Particulate Loads and Transports in the Nepheloid Layer of the Abyssal Atlantic Ocean. **Developments in Sedimentology**, v. 23, p. 155–172, 1977.
- BISCAYE, P.; FLAGG, C.; FALKOWSKI, P. The shelf edge exchange processes experiment, SEEP-II: an introduction to hypotheses, results and conclusions. **Deep Sea Research Part II: Topical ...**, v. 41, n. 2, p. 231–252, 1994.
- BLAIN, S. *et al.* Effect of natural iron fertilization on carbon sequestration in the Southern Ocean. **Nature**, v. 446, n. 7139, p. 1070–1074, 2007.
- BOLTOVSKOY, D.; CORREA, N.; BOLTOVSKOY, A. Diversity and endemism in cold waters of the South Atlantic: contrasting patterns in the plankton and the benthos. **Scientia Marina**, v. 69, p. 17–26, 2005.
- BOLTOVSKOY, E.; BOLTOVSKOY, D.; BRANDINI, F. Planktonic Foraminifera from southwestern Atlantic epipelagic waters: abundance, distribution and year-to-year variations. **Journal of the Marine Biological Association of the UK**, v. 80, p. 203–213, 2000.
- BOYD, P. W. *et al.* A mesoscale phytoplankton bloom in the polar Southern Ocean stimulated by iron fertilization. **Nature**, v. 407, n. 6805, p. 695–702, 2000.

- BOYD, P. W. *et al.* Mesoscale iron enrichment experiments 1993-2005: synthesis and future directions. **Science (New York, N.Y.)**, v. 315, n. 5812, p. 612–617, 2007.
- BRAGA, E. S. *et al.* Nutrient distributions over the Southwestern South Atlantic continental shelf from Mar del Plata (Argentina) to Itajaí (Brazil): Winter-summer aspects. **Continental Shelf Research**, v. 28, p. 1649–1661, 2008.
- BRAGA, E. S.; NIENCHESKI, L. F. H. Composição das Massas de Água e seus Potenciais Produtivos na Área entre Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B.; MADUREIRA, L. S. P. (Eds.). **O Ambiente Oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil**. São Paulo: Edusp, 2006. p. 161–219.
- BRAGG, J. G. *et al.* Modeling Selective Pressures on Phytoplankton in the Global Ocean. **PLoS ONE**, v. 5, n. 3, p. 1–6, 2010.
- 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**, v. 196, n. 2, p. 111–148, maio 1990.
- BRANDINI, F. P. Phytoplankton biomass in an Antarctic coastal environment during stable water conditions - implications for the iron limitation theory. **Marine Ecology Progress Series**, v. 93, n. 3, p. 267–275, 1993.
- BRANDINI, F. P. *et al.* Multiannual trends in fronts and distribution of nutrients and chlorophyll in the southwestern Atlantic (30-62°S). **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 47, n. 6, p. 1015–1033, 2000.
- BRANDINI, F. P. *et al.* Deep chlorophyll maximum and plankton community response to oceanic bottom intrusions on the continental shelf in the South Brazilian Bight. **Continental Shelf Research**, v. 89, p. 61–75, p. 61-75, 2014.
- BRANDINI, F. P.; MORAES, C. L. B.; THAMM, C. A. C. Shelf break upwelling, subsurface maxima of chlorophyll and nitrite, and vertical distribution of a subtropical nano - and microplankton community off southeastern Brazil (November 1985). **Memorias III EBP**, p. 47 – 55, 1988.
- BREWER, P. G. *et al.* The Global Ocean Flux Study (GOFS): Status of the U.S. GOFS Program. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 67, n. 44, p. 827, 1986.

- BREWER, P.; SPENCER, D.; BISCAYE, P. The distribution of particulate matter in the Atlantic Ocean. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 32, p. 393–402, 1976.
- BRICAUD, A. *et al.* concentration in oceanic (case 1) waters: Analysis and implications for bio-optical models. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 31033, 1998.
- BROWNING, T. J. *et al.* Volcanic ash supply to the surface ocean - remote sensing of biological responses and their wider biogeochemical significance. **Frontiers in Marine Science**, v. 2, p. 1–22, 2015.
- BRZEZINSKI, M. A. The Si:C:N ratio of marine diatoms: interspecific variability and the effect of some environmental variables. **Journal of Phycology**, v. 21, n. 3, p. 347–357, 1985.
- BUESSELER, K. O. The decoupling of production and particulate export in the surface ocean. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 12, n. 2, p. 297, 1998.
- BUESSELER, K. O. *et al.* Ocean Biogeochemistry and the Global Carbon Cycle: An Introduction to the U.S. Joint Global Ocean Flux Study. **Oceanography**, v. 14, n. 4, p. 5–121, 2001.
- BUESSELER, K. O. *et al.* An assessment of the use of sediment traps for estimating upper ocean particle fluxes. **Journal of Marine Research**, v. 65, p. 345–416, 2007.
- BUESSELER, K. O. *et al.* VERTIGO (VERTical Transport In the Global Ocean): A study of particle sources and flux attenuation in the North Pacific. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 55, n. 14-15, p. 1522–1539, 2008.
- BURD, A. B. *et al.* Assessing the apparent imbalance between geochemical and biochemical indicators of meso- and bathypelagic biological activity: What the @\$#! is wrong with present calculations of carbon budgets? **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 57, n. 16, p. 1557–1571, 2010.
- BURD, A. B. Modeling particle aggregation using size class and size spectrum approaches. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 118, n. 7, p. 3431–3443, 2013.

- BURD, A. B.; JACKSON, G. A. Particle aggregation. **Annual review of marine science**, v. 1, p. 65–90, 2009.
- BURONE, L. *et al.* Benthic foraminiferal distribution on the southeastern Brazilian shelf and upper slope. **Marine Biology**, v. 158, n. 1, p. 159–179, 2011.
- CALBET, A.; LANDRY, M. R. Phytoplankton growth, microzooplankton grazing, and carbon cycling in marine systems. **Limnology and Oceanography**, v. 49, n. 1, p. 51–57, 2004.
- CAMPOS, E. J. D.; VELHOTE, D.; DA SILVEIRA, I. C. A. Shelf break upwelling driven by Brazil current cyclonic meanders. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 6, p. 751–754, 2000.
- CAMPOS, E.; MILLER, J. Physical oceanography of the southwest Atlantic Ocean. **Oceanography**, v. 8, n. 3, p. 87–91, 1995.
- CARRETO, J. I. *et al.* Hydrography and chlorophyll a in a transect from the coast to the shelf-break in the Argentinian Sea. **Continental Shelf Research**, v. 15, n. 2-3, p. 315–336, 1995.
- CARSON, B. *et al.* Modern sediment dispersal and accumulation in Quinault submarine canyon — A summary. **Marine Geology**, v. 71, p. 1–13, 1986.
- CASTRO, B. M. *et al.* Multidisciplinary oceanographic processes on the Western Atlantic Continental Shelf located between 4N and 34S. In: ROBINSON, A. R.; BRINK, K. H. (Eds.). . **The Sea**, vol 14. Cambridge: Harvard University Press, 2006. p. 259–293.
- CASTRO, B. M. Summer/winter stratification variability in the central part of the South Brazil Bight. **Continental Shelf Research**, v. 89, p. 15–23, 2014.
- CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. 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. Cambridge: Harvard University Press, 1998. p. 209–251.
- CASTRO FILHO, B.; MIRANDA, L.; MIYAO, S. Condições hidrográficas na plataforma continental ao largo de Ubatuba: variações sazonais e em média escala. **Bolm Inst. Oceanogr.**, v. 35, n. 2, p. 135–151, 1987.

- CERDA, C.; CASTRO, B. M. Hydrographic climatology of South Brazil Bight shelf waters between Sao Sebastiao (24°S) and Cabo Sao Tome (22°S). **Continental Shelf Research**, v. 89, p. 5–14, 2014.
- CHANG, J. *et al.* Cross-shelf variation in carbon-to-chlorophyll a ratios in the East China Sea, summer 1998. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 50, n. 6-7, p. 1237–1247, 2003.
- CHEVER, F. *et al.* Physical speciation of iron in the Atlantic sector of the Southern Ocean along a transect from the subtropical domain to the Weddell Sea Gyre. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 115, n. 10, p. 1–15, 2010.
- CIOTTI, A. M. *et al.* Freshwater outflow and subtropical convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental shelf. **Continental Shelf Research**, v. 15, n. 14, p. 1737–1756, 1995.
- CLARK, D. R.; REES, A. P.; JOINT, I. Ammonium regeneration and nitrification rates in the oligotrophic Atlantic Ocean: Implications for new production estimates. **Limnology and Oceanography**, v. 53, n. 1, p. 52–62, 2008.
- CLOERN, J. E.; GRENZ, C.; VIDERGAR-LUCAS, L. An Empirical Model of the Phytoplankton Chlorophyll: Carbon Ratio-the Conversion factor Between Productivity and Growth Rate. **Limnology and Oceanography**, p. 1313–1321, 1995.
- COALE, K. H. *et al.* Southern Ocean iron enrichment experiment: carbon cycling in high- and low-Si waters. **Science (New York, N.Y.)**, v. 304, n. 5669, p. 408–414, 2004.
- COLLOS, Y. Nitrate uptake, nitrite release and uptake, and new production estimates. **Marine Ecology Progress Series**, v.171, p. 293-301, 1998.
- CONTI, L. A.; FURTADO, V. V. Geomorfologia da plataforma continental do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 2, p. 305–312, 2006.
- COPIN-MONTEGUT, C.; COPIN-MONTEGUT, G. Stoichiometry of carbon, nitrogen, and phosphorus in marine particulate matter. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, v. 30, n. 1, p. 31–46, 1983.
- CULLEN, J. The deep chlorophyll maximum: comparing vertical profiles of chlorophyll a. **Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences**, v. 39, p. 791–803, 1982.

- D'OVIDIO, F. *et al.* Fluid dynamical niches of phytoplankton types. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 107, n. 43, p. 18366–18370, 2010.
- DALY, K. L. *et al.* Hydrography, nutrients, and carbon pools in the Pacific sector of the Southern Ocean: Implications for carbon flux. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. C4, p. 7107, 2001.
- DE BAAR, H. J. W. *et al.* Importance of iron for plankton blooms and carbon dioxide drawdown in the Southern Ocean. **Nature**, v. 373, n. 6513, p. 412-415, 1995.
- DE BAAR, H. J. W. *et al.* Synthesis of iron fertilization experiments: From the iron age in the age of enlightenment. **Journal of Geophysical Research C: Oceans**, v. 110, n. 9, p. 1–24, 2005.
- DEACON, G. E. R. Physical and biological zonation in the Southern Ocean. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, v. 29, n. 1, p. 1–15, 1982.
- DETMER, A. E.; BATHMANN, U. V. Distribution patterns of autotrophic pico- and nanoplankton and their relative contribution to algal biomass during spring in the Atlantic sector of the Southern Ocean. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 44, n. 1-2, p. 299–320, 1997.
- DORE, J. E.; KARL, D. M. Nitrite distributions and dynamics at Station ALOHA. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 43, n. 2, p. 385–402, 1996.
- DUFORÊT-GAURIER, L. *et al.* Estimates of particulate organic carbon over the euphotic depth from in situ measurements. Application to satellite data over the global ocean. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 57, p. 351–367, 2010.
- DURHAM, W. M.; KESSLER, J. O.; STOCKER, R. Disruption of vertical motility by shear triggers formation of thin phytoplankton layers. **Science (New York, N.Y.)**, v. 323, n. 5917, p. 1067–1070, 2009.
- EDIGER, D.; TUĞRUL, S.; YILMAZ, A. Vertical profiles of particulate organic matter and its relationship with chlorophyll-a in the upper layer of the NE Mediterranean Sea. **Journal of Marine Systems**, v. 55, n. 3-4, p. 311–326, 2005.

- EPPLEY, R.; PETERSON, B. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. **Nature**, v. 282, p. 677–680, 1979.
- EPPLEY, R. W. *et al.* Phytoplankton growth and composition in shipboard cultures supplied with nitrate, ammonium, or urea as the nitrogen source. **Limnology and Oceanography**, v. 16, n. 5, p. 741–751, 1971.
- EPPLEY, R. W. Temperature and phytoplankton growth in the sea. **Fishery Bulletin**, v. 70, n. 4, p. 1063 – 1085, 1972.
- EWEN, T. L.; WEAVER, A. J.; SCHMITTNER, A. Modelling carbon cycle feedbacks during abrupt climate change. **Quaternary Science Reviews**, v. 23, p. 431–448, 2004.
- FALKOWSKI, P. G. *et al.* Summer nutrient dynamics in the Middle Atlantic Bight: Primary production and utilization of phytoplankton carbon. **Journal of Plankton Research**, v. 5, n. 4, p. 515–537, 1983.
- FALKOWSKI, P. G. *et al.* The fate of a spring phytoplankton bloom: export or oxidation? **Continental Shelf Research**, v. 8, n. 5-7, p. 457–484, 1988.
- FEELY, R. *et al.* Uptake and Storage of Carbon Dioxide in the Ocean: The Global CO₂ Survey. **Oceanography**, v.14, p. 18-32, 2001.
- FERNAND, L. *et al.* The contribution of the deep chlorophyll maximum to primary production in a seasonally stratified shelf sea, the North Sea. **Biogeochemistry**, v. 113, p. 153–166, 2013.
- FISCHER, G.; RATMEYER, V.; WEFER, G. Organic carbon fluxes in the Atlantic and the Southern Ocean: Relationship to primary production compiled from satellite radiometer data. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 47, n. 9-11, p. 1961–1997, 2000.
- FRANCIS, C. A. *et al.* Ubiquity and diversity of ammonia-oxidizing archaea in water columns and sediments of the ocean. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 102, p. 14683–14688, 2005.
- FRANCO, B. C. *et al.* Multiple thermal fronts near the Patagonian shelf break. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 2, p. 1–6, 2008.

- FRENCH, D. P.; FURNAS, M. J.; SMAYDA, T. J. Diel changes in nitrite concentration in the chlorophyll maximum in the Gulf of Mexico. **Deep Sea Research Part I. Oceanographic Research Papers**, v. 30, n. 7, p. 707–722, 1983.
- FRONEMAN, P. W.; PERISSINOTTO, R. Microzooplankton grazing and protozooplankton community structure in the South Atlantic and in the Atlantic sector of the Southern Ocean. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 43, n. 5, p. 703–721, 1996.
- GAETA, S. A.; BRANDINI, F. P. Produção Primária do Fitoplâncton na Região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B.; MADUREIRA, L. S. P. (Eds.). . **O Ambiente Oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil**. São Paulo: Edusp, 2006. p. 219–246.
- GARCIA, C. A. E. *et al.* Chlorophyll variability and eddies in the Brazil–Malvinas Confluence region. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 51, n. 1-3, p. 159–172, 2004.
- GARCIA, V. M. T. *et al.* Environmental factors controlling the phytoplankton blooms at the Patagonia shelf-break in spring. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 55, p. 1150–1166, 2008.
- GARDNER, W. D. *et al.* Determining true particulate organic carbon: Bottles, pumps and methodologies. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 50, n. 3-4, p. 655–674, 2003.
- GARDNER, W.; MISHONOV, A.; RICHARDSON, M. Global POC concentrations from in-situ and satellite data. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 53, p. 718–740, 2006.
- GARZOLI, S. L.; GARRAFFO, Z. Transports, frontal motions and eddies at the Brazil-Malvinas currents confluence. **Deep Sea Research Part I. Oceanographic Research Papers**, v. 36, n. 5, p. 681–703, 1989.
- GAYOSO, A. M.; PODESTÀ, G. P. Surface hydrography and phtytoplankton of the Brazil-Malvinas currents confluence. **Journal of Plankton Research**, v. 18, n. 6, p. 941–951, 1996.

- GEIDER, R. J. Light and Temperature Dependence of the Carbon to Chlorophyll a Ratio in Microalgae and Cyanobacteria: Implications for Physiology and Growth of Phytoplankton. **New Phytologist**, v. 106, n. 1, p. 34, 1987.
- GEIDER, R. J.; MACINTYRE, H.; KANA, T. M. A dynamic regulatory model of phytoplanktonic acclimation to light, nutrients, and temperature. **Limnology and Oceanography**, v. 43, n. 4, p. 679–694, 1998.
- GEIDER, R. J.; MACINTYRE, H. L.; KANA, T. M. Dynamic model of phytoplankton growth and acclimation: Responses of the balanced growth rate and the chlorophyll a:carbon ratio to light, nutrient-limitation and temperature. **Marine Ecology Progress Series**, v. 148, n. 1-3, p. 187–200, 1997.
- GIANESELLA, S. Variabilidade da camada de clorofila máxima na região de quebra da Plataforma Continental Sudeste brasileira. **Tese de Livre Docência**. Universidade de São Paulo, 2000. p.166.
- GIERING, S. L. C. *et al.* Reconciliation of the carbon budget in the ocean's twilight zone. **Nature**, v. 507, n. 7493, p. 480–483, 2014.
- GONG, G. C. *et al.* Effect of the Kuroshio intrusion on the chlorophyll distribution in the southern East China Sea during spring 1993. **Continental Shelf Research**, v. 17, n. 1, p. 79–94, 1996.
- GORDON, A. L. Antarctic polar front zone. In: **Antarctic Oceanology I, Vol. 15**. v. 15p. 205–221, 1971.
- GORDON, A. L. Brazil - Malvinas Confluence -1984. **Deep Sea Research** , v. 36, n. 3, p. 359 – 384, 1989.
- GORDON, A. L. *et al.* A seasonal cycle in the export of bottom water from the Weddell Sea. **Nature Geoscience**, v.3, n.8, p. 551-556, 2010.
- GORDON, A. L.; VISBECK, M.; HUBER, B. Export of Weddell Sea deep and bottom water. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. C5, p. 9005. 2001.
- GORDON, H. R.; MCCLUNEY, W. R. Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing. **Applied Optics**, v. 14, n. 2, p. 413–416, 1975.
- GRAF, G.; ROSENBERG, R. Bioresuspension and biodeposition: A review. **Journal of Marine Systems**, v. 11, n. July 1995, p. 269–278, 1997.

- GRASSHOFF, K.; KREMLING, K.; EHRHARDT, M. **Methods of seawater analysis**. Third ed. Weinheim, Germany: Wiley-VCH, 2009. p.600.
- GRUBER, N. *et al.* Oceanic sources, sinks, and transport of atmospheric CO₂. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 23, p. 1–21, 2009.
- GUIDI, L. *et al.* Effects of phytoplankton community on production, size, and export of large aggregates: A world-ocean analysis. **Limnology and Oceanography**, v. 54, n. 6, p. 1951–1963, 2009.
- HANSELL, D. A.; CARLSON, C. A. **Biogeochemistry of marine dissolved organic matter**. London: Academic Press, 2002. p.774.
- HANSELL, D. A.; FOLLOWS, M. J. Nitrogen in the Atlantic Ocean. In: CAPONE, D. G. *et al.* (Eds.). **Nitrogen in the Marine Environment**. Second ed. Berlin: Elsevier, 2008. p. 597–630.
- HARMELIN-VIVIEN, M. *et al.* Comparison of C and N stable isotope ratios between surface particulate organic matter and microphytoplankton in the Gulf of Lions (NW Mediterranean). **Continental Shelf Research**, v. 28, n. 15, p. 1911–1919, 2008.
- HARTMANN, D. L.; TANK, A. M. G. K.; RUSTICUCCI, M. IPCC Fifth Assessment Report, Climate Change 2013: The Physical Science Basis. **IPCC**, v. AR5, p. 31 – 39, 2013.
- HEDGES, J. I. Global biogeochemical cycles: progress and problems. **Marine Chemistry**, v. 39, n. 1-3, p. 67–93, 1992.
- HEDGES, J. I. *et al.* Evidence for non-selective preservation of organic matter in sinking marine particles. **Nature**, v. 409, p. 801–804, 2001.
- HEDGES, J. I.; KEIL, R. G. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. **Marine Chemistry**, v. 49, n. 2-3, p. 137–139, 1995.
- HEDGES, J. I.; KEIL, R. G.; BENNER, R. What happens to terrestrial organic matter in the ocean? **Organic Geochemistry. Anais**. v.27, p. 195-212. 1997
- HENRICHS, S. M. Early diagenesis of organic matter in marine sediments: progress and perplexity. **Marine Chemistry**, v. 39, p. 119–149, 1992.

- HENSON, S. A.; SANDERS, R.; MADSEN, E. Global patterns in efficiency of particulate organic carbon export and transfer to the deep ocean. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 26, n. November 2011, p. 1–14, 2012.
- HENSON, S. A.; YOOL, A.; SANDERS, R. Global Biogeochemical Cycles carbon export : A model study. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 29, p. 33–45, 2015.
- HERRAIZ-BORREGUERO, L.; RINTOUL, S. R. Subantarctic mode water: Distribution and circulation. **Ocean Dynamics**, v. 61, n. 1, p. 103–126, 2011.
- HOLLIGAN, P. M.; BALCH, W. M.; YENTSCH, C. M. The significance of subsurface chlorophyll, nitrite and ammonium maxima in relation to nitrogen for phytoplankton growth in stratified waters of the Gulf of Maine. **Journal of Marine Research**, v. 42, p. 1051–1073, 1984.
- HOLTE, J. W. *et al.* The role of air-sea fluxes in Subantarctic Mode Water formation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 117, n. 3, 2012.
- HONJO, S. *et al.* Particulate organic carbon fluxes to the ocean interior and factors controlling the biological pump: A synthesis of global sediment trap programs since 1983. **Progress in Oceanography**, v. 76, p. 217–285, 2008.
- HSU, M.-K.; LIU, A. K.; LIU, C. A study of internal waves in the China Seas and Yellow Sea using SAR. **Continental Shelf Research**, v.20, p. 389-410, 2000.
- HUISMAN, J. *et al.* Reduced mixing generates oscillations and chaos in the oceanic deep chlorophyll maximum. **Nature**, v. 439, n. 7074, p. 322–5, 2006.
- HUISMAN, J.; VAN OOSTVEEN, P.; WEISSING, F. J. Critical depth and critical turbulence: Two different mechanisms for the development of phytoplankton blooms. **Limnology and Oceanography**, v. 44, n. 7, p. 1781–1787, 1999.
- HUTCHINS, D. A; BRULAND, K. W. Iron limited diatom growth and Si:N uptake ratios in a coastal upwelling regime. **Nature**, v. 393, p. 561–564, 1998.
- HUTHNANCE, J. Circulation, exchange and water masses at the ocean margin: the role of physical processes at the shelf edge. **Progress in Oceanography**, v. 35, n. 95, p. 353–431, 1995.
- IKEDA, Y.; SIEDLER, G.; ZWIERZ, M. On the variability of Southern Ocean front locations between southern Brazil and the Antarctic Peninsula. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. C4, p. 4757, 1989.

- JACQUES, G.; PANOUSE, M. Biomass and composition of size fractionated phytoplankton in the Weddell-Scotia Confluence area. **Polar Biology**, v. 11, n. 5, p. 315–328, 1991.
- JAHNKE, R. A. Global Synthesis. In: LIU, K.-K. *et al.* (Eds.). **Carbon and nutrient fluxes in continental margins**. Berlin: Springer, 2010. p. 757.
- JAHNKE, R. A.; BLANTON, J. O. The Gulf Stream. In: LIU, K.-K. *et al.* (Eds.). **Carbon and nutrient fluxes in continental margins**. Berlin: Springer, 2010. p. 757.
- KENNETT, J. P. **Marine Geology**. Englewood Cliff: PrenticeHall, 1982. p.813.
- KNOPPERS, B.; EKAU, W.; FIGUEIREDO, A. The coast and shelf of east and northeast Brazil and material transport. **Geo-Marine Letters**, v. 19, p. 171–178, 1999.
- KORB, R. E. *et al.* Magnitude and maintenance of the phytoplankton bloom at South Georgia: A naturally iron-replete environment. **Marine Ecology Progress Series**, v. 368, p. 75–91, 2008.
- LARA, R. J. *et al.* Characteristics of suspended particulate organic matter in the southwestern Atlantic: Influence of temperature, nutrient and phytoplankton features on the stable isotope signature. **Journal of Marine Systems**, v. 79, n. 1-2, p. 199–209, 2010.
- LAUBSCHER, R. K.; PRISSINOTTO, R.; MCQUAID, C. D. Phytoplankton production and biomass at frontal zones in the Atlantic sector of the Southern Ocean. **Polar Biology**, v. 13, p. 471–481, 1993.
- LE QUÉRE, C. *et al.* Role of zooplankton dynamics for Southern Ocean phytoplankton biomass and global biogeochemical cycles. **Biogeosciences Discussions**, v. 12, n. 14, p. 11935–11985, 2015.
- LEBLANC, K. *et al.* Particulate biogenic silica and carbon production rates and particulate matter distribution in the Indian sector of the Subantarctic Ocean. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 49, n. 16, p. 3189–3206, 2002.
- LEE, C.; WAKEHAM, S.; ARNOSTI, C. Particulate organic matter in the sea: the composition conundrum. **Ambio**, v. 33, n. 8, p. 565–575, 2004.

- LEE, T. N.; YODER, J. A.; ATKINSON, L. P. Gulf Stream frontal eddy influence on productivity of the southeast U.S. continental shelf. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. C12, p. 22191, 1991.
- LEGENDRE, L.; MICHAUD, J. Chlorophyll a to estimate the particulate organic carbon available as food to large zooplankton in the euphotic zone of oceans. **Journal of Plankton Research**, v. 21, n. 11, p. 2067–2083, 1999.
- LEYNAERT, A. *et al.* Effect of iron deficiency on diatom cell size and silicic acid uptake kinetics. **Limnology and Oceanography**, v. 49, n. 4, p. 1134–1143, 2004.
- LIBES, S. **Introduction to marine biogeochemistry**. 2 ed. San Diego: Academic Press, 2011. p.909.
- LIU, A. K.; HSU, M. K. Internal wave study in the South China Sea using Synthetic Aperture Radar (SAR). **International Journal of Remote Sensing**, 2004.
- LIU, K.-K. *et al.* Biogeochemistry of Continental Margins in a Global Context. In: LIU, K.-K. *et al.* (Eds.). **Carbon and nutrient fluxes in continental margins**. Berlin: Springer, 2010a. p. 757.
- LIU, K.-K. *et al.* The Kuroshio and the East China Sea. In: LIU, K.-K. *et al.* (Eds.). **Carbon and nutrient fluxes in continental margins**. Berlin: Springer, 2010b. p. 757.
- LOISEL, H. Seasonal and inter-annual variability of particulate organic matter in the global ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 24, p. 10–13, 2002.
- LORRAIN, A. *et al.* Decarbonation and preservation method for the analysis of organic C and N contents and stable isotope ratios of low-carbonated suspended particulate material. **Analytica Chimica Acta**, v. 491, p. 125–133, 2003.
- LUTJEHARMS, J. R. E.; WALTERS, N. M.; ALLANSON B R. Oceanic frontal systems and biological enhancement. In: SIEGFRIED, W. R.; CONDY, P. R.; LAWS, R. M. (Eds.). **Antarctic Nutrient Cycles and Food Webs**. Berlin: Springer, 1985. p. 11–21.
- MAAMAATUAIAHUTAPU, K. *et al.* Brazil-Malvinas Confluence: Water mass composition. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. C6, p. 9493, 1992.

- MACKAS, D. L. *et al.* Eastern Ocean Boundaries. In: ROBINSON, A. R.; BRINK, K. H. (Eds.). . **The Sea**, vol 14. Cambridge: Harvard University Press, 2006. p. 21–61.
- MADIN, L. P. Production, composition and sedimentation of salp fecal pellets in oceanic waters. **Marine Biology**, v. 67, p. 39–45, 1982.
- MAHIQUES, M. DE *et al.* Hydrodynamically driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. **Continental Shelf Research** v. 24, n. 15, p. 1685–1697, 2004.
- MAHIQUES, M. M. *et al.* Post-LGM sedimentation on the outer shelf-upper slope of the northernmost part of the São Paulo Bight, southeastern Brazil. **Marine Geology**, v. 181, n. 4, p. 387–400, 2002.
- MAHIQUES, M. M. *et al.* the Southern Brazilian Shelf: General Characteristics, Quaternary Evolution and Sediment Distribution. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, n. 25, p. 25–34, 2010.
- MAITI, K. *et al.* An inverse relationship between production and export efficiency in the Southern Ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 8, p. 1557–1561, 2013.
- MARONE, E. *et al.* The Brazil Current: Typology and Physical-Biogeochemical Domains. In: LIU, K.-K. *et al.* (Eds.). **Carbon and nutrient fluxes in continental margins**. Berlim: Springer, 2010. p. 757.
- MARTIN, J. H.; FITZWATER, S. E. Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific subarctic. **Nature**, 1988.
- MARTIN, J. H.; FITZWATER, S. E.; GORDON, R. M. Iron deficiency limits phytoplankton growth in Antarctic waters. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 4, n. 1, p. 5, 1990.
- MARTOS, P.; PICCOLO, M. C. Hydrography of the Argentine continental shelf between 38° and 42°S. **Continental Shelf Research**, v. 8, n. 9, p. 1043–1056, 1988.
- MASSANA, R. Eukaryotic Picoplankton in Surface Oceans. **Annual Review of Microbiology**, 2011.

- MAYOR, D. J. *et al.* Microbial gardening in the ocean's twilight zone: Detritivorous metazoans benefit from fragmenting, rather than ingesting, sinking detritus. **BioEssays**, v. 36, n. 12, p. 1132–1137, 2014.
- MCCAVE, I. N. Size spectra and aggregation of suspended particles in the deep ocean. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, v. 31, n. 4, p. 329–352, 1984.
- MCCAVE, I. N. Local and global aspects of the bottom nepheloid layers in the world ocean. **Netherlands. Journal of Sea Research**, 1986.
- MENZEL, D. W.; RYTHER, J. H. Organic carbon and the oxygen minimum in the South Atlantic Ocean. **Deep-Sea Research**, v. 15, p. 327–337, 1968.
- MESQUITA, A. R. DE; LEITE, J. B. D. A.; RIZZO, R. Note on the shelf break upwelling off the southeast coast of Brazil (lat. 26°30'S). **Bolm Inst. Oceanogr.**, v. 32, n. 2, p. 193–198, 1983.
- METZL, N. *et al.* Summer and winter air-sea CO₂ fluxes in the Southern Ocean. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 53, n. 9, p. 1548–1563, 2006.
- METZLER, P. M. *et al.* New and regenerated production in the South Atlantic off Brazil. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 44, n. 3, p. 363–384, 1997.
- METZLER, P. M. *et al.* Contrasting Effects of Substrate and Grazer Manipulations on Picoplankton in Oceanic and Coastal Waters Off Brazil. **Journal of Plankton Research**, v. 22, n. 1, p. 77–90, 2000.
- MINAS, H. J.; MINAS, M. Net community production in high nutrient-low chlorophyll waters of the tropical and antarctic oceans-grazing vs iron hypothesis. **Oceanologica Acta**, v. 15, n. 2, p. 145–162, 1992.
- MISHONOV, A. V.; GARDNER, W. D.; RICHARDSON, M. J. Remote sensing and surface POC concentration in the South Atlantic. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 50, p. 2997–3015, 2003.
- MITCHELL, B. G. *et al.* Light limitation of phytoplankton biomass and macronutrient utilization in the Southern Ocean. **Limnology and Oceanography**, v. 36, n. 8, p. 1662–1677, 1991.

- MONTEIRO, P. M. S. The Benguela Current System. In: LIU, K.-K. *et al.* (Eds.). . **Carbon and nutrient fluxes in continental margins**. Berlim: Springer, 2010. p. 65–78.
- MOORE, J. K.; ABBOTT, M. Phytoplankton chlorophyll distributions and primary production in the Southern Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. 1999, p. 28709 – 28722, 2000.
- MOORE, J. K.; ABBOTT, M. R. Surface chlorophyll concentration in relation to the Antarctic Polar Front: seasonal and spatial patterns from satellites observations. **Journal of Marine Systems**, v. 37, p. 69–86, 2002.
- MOREL, A. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case I waters). **Journal of Geophysical Research**, v. 93, n. 8, p. 10749, 1988.
- MOREL, A.; PRIEUR, L. Analysis of variations in ocean color. **Limnology and Oceanography**, v. 22, p. 709–722, 1977.
- MÜLLER, P. J. C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 41, n. 6, p. 765–776, 1977.
- MULLER-KARGER, F. E. *et al.* The importance of continental margins in the global carbon cycle. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. December 2004, p. 1–4, 2005.
- MURPHY, J. M. *et al.* Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. **Nature**, v. 430, p. 768–772, 2004.
- NAKATSUKA, T. *et al.* The dynamic changes of stable isotopic ratios of carbon and nitrogen in suspended and sedimented particulate organic matter during a phytoplankton bloom. **Journal of Marine Research**, v. 50, n. 2, p. 267–296, 1992.
- NAVEIRA GARABATO, A. C. *et al.* On the export of Antarctic Bottom Water from the Weddell Sea. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 49, n. 21, p. 4715–4742, 2002.
- NELSON, D. M.; SMITH, W. O. J. Sverdrup revisited: Critical depths, maximum chlorophyll levels, and the control of Southern Ocean productivity by the

- irradiance-mixing regime. **Limnology and Oceanography**, v. 36, n. 8, p. 1650–1661, 1991.
- NEORI, A.; HOLM-HANSEN, O. Effect of temperature on rate of photosynthesis in Antarctic phytoplankton. **Polar Biology**, v. 1, n. 1, p. 33–38, 1982.
- NIELSDÓTTIR, M. C. *et al.* Seasonal and spatial dynamics of iron availability in the Scotia Sea. **Marine Chemistry**, v. 130–131, p. 62–72, 2012.
- NODDER, S. D.; NORTHCOTE, L. C. Episodic particulate fluxes at southern temperate mid-latitudes (42–45°S) in the subtropical front region, east of New Zealand. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 48, n. 3, p. 833–864, 2001.
- OLBERS, D.; LETTMANN, K. Barotropic and baroclinic processes in the transport variability of the Antarctic Circumpolar Current. **Ocean Dynamics**, v. 57, n. 6, p. 559–578, 2007.
- OLGUÍN, H.; ALDER, V. A.; BOLTOVSKOY, D. General trends of phytoplankton (20–200 µm) from the Argentine Sea and Antarctic Ocean during austral summer 2002, with emphasis on diatom species. **Ber. Polarforsch./Rep. Polar Res**, v. 507, p. 167–168, 2005.
- OLGUIN, H. F. *et al.* Distribution of spring phytoplankton (mainly diatoms) in the upper 50 m of the Southwestern Atlantic Ocean (30–61 °S). **Journal of Plankton Research**, v. 28, n. 12, p. 1107–1128, 2006.
- OLGUIN, H. F. *et al.* Latitudinal diversity patterns of diatoms in the Southwestern Atlantic and Antarctic waters. **Journal of Plankton Research**. v. In press, p.1–7. 2015
- OLGUIN, H. F.; BRANDINI, F. P.; BOLTOVSKOY, D. Latitudinal patterns and interannual variations of spring phytoplankton in relation to hydrographic conditions of the southwestern Atlantic Ocean (34 ° – 62 ° S). **Helgol Mar Res**, v. In press, p. 1–16, 2015.
- OLSON, D. *et al.* Life on the Edge: Marine Life and Fronts. **Oceanography**, v. 7, n. 2, p. 52–60, 1994.
- ORSI, A. H.; JOHNSON, G. C.; BULLISTER, J. L. Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. **Progress in Oceanography**, v. 43, n. 1, p. 55–109, 1999.

- ORSI, A. H.; WHITWORTH, T.; NOWLIN, W. D. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 42, n. 5, p. 641–673, 1995.
- PAFFENHÖFER, G.-A.; LEE, T. N. Distribution and abundance of particulate matter. **Progress in Oceanography**, v. 19, n. 3-4, p. 373–401, 1987.
- PALMA, E. D.; MATANO, R. P. Disentangling the upwelling mechanisms of the South Brazil Bight. **Continental Shelf Research**, v. 29, p. 1525–1534, 2009.
- PALÓCZY, A. *et al.* Coastal upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil): The supporting role of deep ocean processes. **Continental Shelf Research**, v. 89, p. 38–50, 2013.
- PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, p. 1–73, 1991.
- PETERSON, R. G.; WHITWORTH, T. The subantarctic and polar fronts in relation to deep water masses through the southwestern Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. C8, p. 10817-10838, 1989.
- PILSKALN, C. H. *et al.* Carbon export and regeneration in the coastal upwelling system of Monterey Bay, central California. **Journal of Marine Research**, v. 54, n. 6, p. 1149–1178, 1996.
- PILSKALN, C. H. *et al.* Geochemical particle fluxes in the Southern Indian Ocean seasonal ice zone: Prydz Bay region, East Antarctica. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 51, n. 2, p. 307–332, 2004.
- PIOLA, A. R. *et al.* Subtropical Shelf Front off eastern South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, p. 6565, 2000.
- PIOLA, A. R. *et al.* The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 1, p. 1–4, 2005.
- PIOLA, A. R. *et al.* Variability of the subtropical shelf front off eastern South America: Winter 2003 and summer 2004. **Continental Shelf Research**, v. 28, p. 1639–1648, 2008.
- PLATT, T.; RAO, D. V. S.; IRWIN, B. Photosynthesis of picoplankton in the oligotrophic ocean. **Nature**, v. 301, n. 5902, p.702-704,1983.

- QUIÑONES, R. An Overview of Eastern Boundary Current Systems. In: LIU, K.-K. *et al.* (Eds.). **Carbon and nutrient fluxes in continental margins**. Berlin: Springer, 2010. p. 757.
- RANSOM, B. *et al.* Comparison of pelagic and nepheloid layer marine snow: Implications for carbon cycling. **Marine Geology**, v. 150, p. 39–50, 1998.
- REES, A. P.; WOODWARD, E. M. S.; JOINT, I. Concentrations and uptake of nitrate and ammonium in the Atlantic Ocean between and. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 53, n. 14-16, p. 1649–1665, 2006.
- REICHSTEIN, M. *et al.* Climate extremes and the carbon cycle. **Nature**, v. 500, p. 287–95, 2013.
- REID, J. L.; NOWLIN, W. D.; PATZERT, W. C. On the Characteristics and Circulation of the Southwestern Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 7, n. 1, p. 62–91, 1977.
- RHEE, G. Y.; GOTHAM, I. J. The Effect of Environmental Factors on Phytoplankton Growth: Temperature and the Interactions of Temperature with Nutrient Limitation. **Limnology and Oceanography**, v. 26, n. 4, p. 649–659, 1981.
- RIJKENBERG, M. J. A. *et al.* The distribution of dissolved iron in the West Atlantic Ocean. **PLoS ONE**, v. 9, n. 6, p. 1–14, 2014.
- RILEY, G. A. Particulate organic matter in sea water. **Adv. Mar. Biol.**, v. 8, p. 1–118, 1970.
- ROCHA, C. D. LA; PASSOW, U. Factors influencing the sinking of POC and the efficiency of the biological carbon pump. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 54, p. 639–658, 2007.
- ROWE, G.; SMITH, S.; FALKOWSKI, P. Do continental shelves export organic matter? **Nature**, v. 324, p. 559–561, 1986.
- RYTHER, J. H. Photosynthesis and fish production in the sea. **Science (New York, N.Y.)**, v. 166, p. 72–76, 1969.
- SABINE, C. L. *et al.* The oceanic sink for anthropogenic CO₂. **Science**, v. 305, n. 5682, p. 367–371, 2004.

- SALDANHA-CORRÊA, F. M. P.; GIANESELLA, S. M. F. A microcosm approach on the potential effects of the vertical mixing of water masses over the primary productivity and phytoplankton biomass in the southern Brazilian coastal region. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 52, n. 3-4, p. 167–182, 2004.
- SARMIENTO, J. L.; GRUBER, N. **Ocean Biogeochemical Dynamics**. Oxford: Princeton University Press, 2006. p. 503
- SATHYENDRANATH, S. *et al.* Carbon-to-chlorophyll ratio and growth rate of phytoplankton in the sea. **Marine Ecology Progress Series**, v. 383, p. 73–84, 2009.
- SCHULZ, H. D.; ZABEL, M. **Marine geochemistry**. Berlin: Springer, 2006.p. 574
- SEVEROV, D. N.; PSHENNIKOV, V.; REMESLO, A. V. Fronts and thermohaline structure of the Brazil-Malvinas Confluence System. **Advances in Space Research**, v. 49, n. 9, p. 1373–1387, 2012.
- SILVEIRA, I. C. A. DA *et al.* A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 48, n. 2, p. 171–183, 2000.
- SIMPSON, J. H.; SHARPLES, J. **Introduction to the physical and biological oceanography of shelf seas**. Cambridge: Cambridge University Press, 2012. p.424.
- SIMPSON, W. R. Particulate matter in the oceans - Sampling methods, concentration, size distribution and particle dynamics. **Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.**, v. 20, p. 119–172, 1982.
- SMETACEK, V.; SCHAREK, R.; NÖTHIG, E. M. Seasonal and Regional Variation in the Pelagial and its Relationship to the Life History Cycle of Krill. **Antarctic Ecosystems, Ecological Change and Conservation**, p. 103–114, 1990.
- SOUZA, M. S. *et al.* Phytoplankton community during a coccolithophorid bloom in the Patagonian Shelf: microscopic and high-performance liquid chromatography pigment analyses. **Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom**, v. 92, n. 01, p. 13–27, 2011.
- STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. C9, p. 20863–20883, 1999.

- STRAMSKA, M. Particulate organic carbon in the global ocean derived from SeaWiFS ocean color. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 56, n. 9, p. 1459–1470, 2009.
- STRAMSKI, D.; REYNOLDS, R.; BABIN, M. Relationships between the surface concentration of particulate organic carbon and optical properties in the eastern South Pacific and eastern Atlantic Oceans. **Biogeosciences**, p. 171–201, 2008.
- STRICKLAND, J. D. H. Measuring the production of marine phytoplankton. **Bull. Fish. Res. Bd. Can.**, v. 122, p. 1–172, 1960.
- STRICKLAND, J. D. H.; PARSONS, T. R. **A practical Handbook of Seawater Analysis**. 2. ed. Ottawa: The Alger Press, 1972. p. 310
- SULLIVAN, C. W. *et al.* Distributions of phytoplankton blooms in the southern ocean. **Science**, v. 262, n. 5141, p. 1832–1837, 1993.
- TAKAHASHI, T. *et al.* Global air-sea flux of CO₂: an estimate based on measurements of sea-air pCO₂ difference. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA**, v. 94, n. 16, p. 8292–8299, 1997.
- TAKAHASHI, T. *et al.* The Changing Carbon Cycle in the Southern Ocean. **Oceanography**, v. 25, p. 26–37, 2012.
- TAYLOR, A.; GEIDER, R.; GILBERT, F. Seasonal and latitudinal dependencies of phytoplankton carbon-to-chlorophyll a ratios: results of a modelling study. **Marine Ecology Progress Series**, v. 152, p. 51–66, 1997.
- TEIXEIRA, C.; GAETA, S. A. Contribution of picoplankton to primary production in estuarine, coastal and equatorial waters of Brazil. **Hydrobiologia**, v. 209, n. 2, p. 117–122, 1991.
- THOMAS, W. H. On nitrogen deficiency in tropical Pacific oceanic phytoplankton: Photosynthetic parameters in poor and rich water. **Limnology and Oceanography**, v. 15, p. 380–385, 1970.
- THOMPSON, G. A. *et al.* Abundance and biogeography of tintinnids (Ciliophora) and associated microzooplankton in the Southwestern Atlantic Ocean. **Journal of Plankton Research**, v. 21, n. 7, p. 1265–1298, 1999.

- THOMPSON, G. A.; ALDER, V. A. Patterns in tintinnid species composition and abundance in relation to hydrological conditions of the southwestern Atlantic during austral spring. **Aquatic Microbial Ecology**, v. 40, n. 1, p. 85–101, 2005.
- TREGER, P.; JAQUES, G. Dynamics of nutrients and phytoplankton, and fluxes of carbon, nitrogen, and silicon in the Antarctic Ocean. **Polar Biology**, v. 12, n. 1992, p. 149–162, 1992.
- TURNWITSCH, R. *et al.* Determination of particulate organic carbon (POC) in seawater: The relative methodological importance of artificial gains and losses in two glass-fiber-filter-based techniques. **Marine Chemistry**, v. 105, p. 208–228, 2007.
- TYRRELL, T. The relative influences of nitrogen and phosphorus on oceanic primary production. **Nature**, v. 400, p. 525–531, 1999.
- WAKEHAM, S. G.; LEE, C. Production, transport, and alteration of particulate organic matter in the marine water column. In: ENGEL, M. H.; MACKO, S. A. (Eds.). . **Organic Geochemistry**. New York: Plenum Press, 1993. p. 145–169.
- WALSH, J. J. *et al.* Biological export of shelf carbon is a sink of the global CO₂ cycle. **Nature**, v. 291, p. 196–201, 1981.
- WALSH, J. J. Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. **Nature**, v. 350, p. 53–55, 1991.
- WANG, X. J. *et al.* Regulation of phytoplankton carbon to chlorophyll ratio by light, nutrients and temperature in the equatorial Pacific Ocean: a basin-scale model. **Biogeosciences Discussions**, v. 5, n. 5, p. 3869–3903, 2008.
- WANGERSKY, P. J. Particulate organic carbon in the Atlantic and Pacific oceans. **Deep Sea Research**, v. 23, p. 457–465, 1976.
- WASER, N. A. D. *et al.* Geographic variations in the nitrogen isotope composition of surface particulate nitrogen and new production across the North Atlantic Ocean. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 47, n. 7, p. 1207–1226, 2000.
- WATSON, A. J. *et al.* Effect of iron supply on Southern Ocean CO₂ uptake and implications for glacial atmospheric CO₂. **Nature**, v. 407, n. 6805, p. 730–733, 2000.

- WEFER, G.; FISCHER, G. Annual primary production and export flux in the Southern Ocean from sediment trap data. **Marine Chemistry**, v. 35, n. 1-4, p. 597–613, 1991.
- WELSCHMEYER, N. A. Fluorometric analysis of chlorophyll a in the presence of chlorophyll b and pheopigments. **Limnology and Oceanography**, v. 39, n. 8, p. 1985–1992, 1994.
- WHITEHOUSE, M. J. *et al.* Substantial primary production in the land-remote region of the central and northern Scotia Sea. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 59-60, p. 47–56, 2012.
- WU, J. *et al.* Phosphate depletion in the western North Atlantic Ocean. **Science**, v. 289, p. 759–62, 2000.
- ZAFIRIOU, O. C.; TRUE, M. Nitrate photolysis in seawater by sunlight. **Marine Chemistry**, v. 8, p. 33–42, 1979.

ANEXO 1: Perfis de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$), Salinidade e Fluorescência Induzida (Unidades Relativas) para as estações realizadas em novembro de 2012. As linhas pontilhadas representam as profundidades amostradas pelas garrafas de *Niskin*.

ANEXO 1: Perfis de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$), Salinidade e Fluorescência Induzida (Unidades Relativas) para as estações realizadas em novembro de 2012. As linhas pontilhadas representam as profundidades amostradas pelas garrafas de *Niskin*.

ANEXO 1: Perfis de Temperatura (°C), Salinidade e Fluorescência Induzida (Unidades Relativas) para as estações realizadas em novembro de 2012. As linhas pontilhadas representam as profundidades amostradas pelas garrafas de *Niskin*.

ANEXO 2: Perfis de Temperatura (°C), Salinidade e Fluorescência Induzida (Unidades Relativas) para as estações realizadas em janeiro de 2013. As linhas pontilhadas representam as profundidades amostradas pelas garrafas de Niskin. *Estações com dados de CTD corrompidos

ANEXO 2: Perfis de Temperatura (°C), Salinidade e Fluorescência Induzida (Unidades Relativas) para as estações realizadas em janeiro de 2013. As linhas pontilhadas representam as profundidades amostradas pelas garrafas de *Niskin*. *Estações com dados de CTD corrompidos

ANEXO 2: Perfis de Temperatura (°C), Salinidade e Fluorescência Induzida (Unidades Relativas) para as estações realizadas em janeiro de 2013. As linhas pontilhadas representam as profundidades amostradas pelas garrafas de *Niskin*. *Estações com dados de CTD corrompidos

ANEXO 2: Perfis de Temperatura (°C), Salinidade e Fluorescência Induzida (Unidades Relativas) para as estações realizadas em janeiro de 2013. As linhas pontilhadas representam as profundidades amostradas pelas garrafas de *Niskin*. *Estações com dados de CTD corrompidos

ANEXO 2: Perfis de Temperatura (°C), Salinidade e Fluorescência Induzida (Unidades Relativas) para as estações realizadas em janeiro de 2013. As linhas pontilhadas representam as profundidades amostradas pelas garrafas de *Niskin*. *Estações com dados de CTD corrompidos

ANEXO 3: Resultado das análises de nutrientes inorgânicos dissolvidos, Clor-a e materiais particulados em novembro de 2012.

Estação	Prof. Local (m)	Dist. da Costa (km)	Profundidade (m)	Nutrientes (µM)					Razão N:P	Clor-a (µg/L)	MP (mg/L)	COP (µg/L)	CIP (mg/L)	NOP (µg/L)	Razão C:NP	Razão COP:Clor-a
				Fosfato	Silicato	Nitrito	Nitrato	Amônio								
3	150	188.5	-10	<0.01	1.03	0.13	0.32	0.03	4698	0.17	3.87	192.80	0.10	18.48	10.43	1144
			-90	0.02	1.09	0.13	0.24	0.29	40	0.39	5.75	198.24	<0.01	17.90	11.07	511
			-108	0.02	1.20	0.33	0.78	0.18	78	0.54	2.90	220.97	<0.01	24.70	8.94	410
			-112	0.07	1.26	0.19	0.79	0.34	19	0.49	3.27	183.93	<0.01	17.61	10.45	374
			-120	0.28	1.26	0.25	0.89	0.08	4	0.40	3.47	69.92	<0.01	10.74	6.51	173
			-141	0.28	2.15	0.49	1.32	0.34	8	0.24	3.40	-	<0.01	-	-	-
4	2700	388	-10	<0.01	0.85	0.11	0.18	<0.01	2908	0.42	2.66	45.12	<0.01	5.75	7.85	108
			-40	<0.01	-	0.15	<0.01	0.13	2791	0.13	2.63	110.68	<0.01	12.26	9.03	828
			-90	<0.01	5.28	0.13	<0.01	0.92	10490	0.12	5.80	156.66	<0.01	12.00	13.05	1296
			-115	0.07	2.15	0.13	<0.01	0.92	15	0.50	3.67	82.85	<0.01	9.53	8.70	167
			-250	0.28	1.09	0.13	<0.01	0.13	1	0.01	2.28	60.97	0.03	10.82	5.63	10501
5	945	236	-10	<0.01	1.38	0.13	<0.01	0.08	2064	0.14	2.78	114.68	<0.01	12.76	8.99	801
			-61	<0.01	1.09	0.13	0.11	0.03	2629	0.23	2.04	115.70	<0.01	10.93	10.58	497
			-110	0.02	1.50	0.19	0.75	0.03	58	0.54	3.03	146.45	<0.01	15.23	9.62	272
			-166	0.23	1.68	0.15	1.86	<0.01	9	0.04	2.14	55.97	<0.01	4.05	13.81	1325
			-250	0.44	2.80	0.15	1.86	0.29	5	0.01	1.95	87.51	0.07	8.16	10.73	10048
7	550	228	-10	-	1.26	0.11	0.06	<0.01	-	0.11	1.88	105.49	<0.01	11.30	9.33	993
			-85	0.07	1.14	0.13	<0.01	0.08	3	0.23	2.88	125.33	0.13	11.63	10.78	541
			-116	-	1.26	0.23	0.39	0.08	-	0.38	2.48	51.97	<0.01	8.90	5.84	138
			-166	0.23	1.91	0.17	2.03	0.24	11	0.06	1.39	66.72	0.04	6.71	9.95	1114
			-230	0.44	2.74	0.19	1.86	0.13	5	0.07	1.74	41.44	0.04	6.06	6.84	588
			-325	0.49	2.21	0.17	1.06	0.18	3	0.20	2.38	121.74	<0.01	10.74	11.33	615
8	200	218	-80	0.02	1.20	0.13	0.13	0.03	17	0.16	2.08	108.12	0.16	8.58	12.61	682
			-100	0.23	1.14	0.13	0.18	0.03	1	0.44	2.73	50.03	0.03	5.15	9.72	113
			-120	0.28	1.50	0.27	0.74	0.13	4	0.58	4.60	71.79	<0.01	16.33	4.40	124
			-150	0.23	1.26	0.29	0.17	0.08	2	0.30	1.78	35.95	<0.01	7.48	4.81	118
			-167	0.28	1.56	0.19	2.03	0.18	9	0.24	2.12	95.64	0.04	8.05	11.88	396
			-190	0.80	4.58	0.31	7.32	0.82	11	0.34	4.95	250.09	0.25	22.85	10.95	726
9	100	145	-10	0.17	2.98	0.13	0.06	0.40	3	0.25	2.20	120.47	<0.01	6.78	17.77	478
			-20	0.17	1.32	0.13	<0.01	<0.01	1	0.43	2.20	121.37	<0.01	11.86	10.24	283
			-45	0.33	2.09	0.47	2.26	0.24	9	0.71	3.17	131.04	0.23	12.66	10.35	185
			-60	0.64	3.39	0.29	4.59	0.03	8	0.52	2.20	106.85	<0.01	9.15	11.68	206
			-70	0.64	3.69	0.29	2.45	0.03	4	0.55	3.17	117.45	<0.01	11.49	10.22	215
			-90	0.75	4.81	0.53	2.84	0.08	5	0.41	5.15	239.98	<0.01	18.12	13.25	579

ANEXO 4: Resultado das análises de nutrientes inorgânicos dissolvidos, Clor –a e materiais particulados em janeiro de 2013.

Estação	Prof. Local (m)	Dist. da Costa (km)	Profundidade (m)	Nutrientes (µM)					Razão N:P	Clo-a (µg/L)	MP (mg/L)	COP (µg/L)	CIP (mg/L)	NOP (µg/L)	Razão C:N	Razão COP:Clor-a
				Fosfato	Silicato	Nitrito	Nitrato	Amônio								
38	53	51.5	-5	0.12	3.21	0.07	0.23	1.03	11	0.41	14.93	352.36	0.20	68.89	5.11	857
			-10	0.12	2.39	0.05	0.03	0.18	2	0.58	1.33	54.32	<0.01	-	-	94
			-20	0.28	2.21	0.03	0.23	0.76	4	0.43	1.40	45.64	<0.01	-	-	105
			-30	0.28	1.44	0.07	0.31	0.87	4	0.85	1.67	224.43	<0.01	30.53	7.35	263
			-42	0.85	7.12	0.37	6.41	0.24	8	4.24	1.00	360.66	<0.01	118.66	3.04	85
39	100	146	-5	0.17	1.56	0.03	0.61	0.13	4	0.60	0.60	110.97	<0.01	14.84	7.48	184
			-10	0.23	1.56	0.05	0.77	0.55	6	0.28	4.45	196.90	<0.01	48.36	4.07	700
			-20	0.17	2.09	0.05	0.21	0.18	3	0.24	0.63	182.36	<0.01	35.57	5.13	764
			-40	0.17	1.44	0.03	0.45	0.08	3	0.38	3.07	-	<0.01	-	-	-
			-60	0.64	4.46	0.51	6.58	0.03	11	0.75	3.96	314.66	<0.01	146.87	2.14	421
			-80	0.64	4.46	0.55	6.73	0.08	11	0.67	0.89	157.56	<0.01	21.67	7.27	234
40	213	222	-10	0.12	1.44	0.07	0.70	0.18	8	0.12	2.17	8.42	<0.01	-	-	69
			-20	0.07	1.38	0.03	0.10	0.08	3	0.14	0.87	174.08	<0.01	26.80	6.50	1260
			-70	0.07	2.51	0.03	0.35	0.18	8	0.22	3.45	143.77	<0.01	14.24	10.09	658
			-100	0.07	1.20	<0.01	0.66	0.13	12	0.39	0.71	54.12	<0.01	-	-	137
			-130	-	-	-	-	-	-	0.46	0.69	144.48	<0.01	10.88	13.28	314
			-190	0.44	1.56	0.23	6.40	0.13	16	0.28	2.22	119.04	<0.01	16.69	7.13	425
42	2005	271	-20	0.07	1.32	<0.01	0.22	0.08	4	0.07	0.48	125.50	<0.01	18.02	6.96	1773
			-60	0.12	4.10	0.03	0.33	0.13	4	0.08	2.03	84.94	<0.01	7.47	11.37	1074
			-110	0.12	1.32	0.07	0.41	<0.01	4	0.21	0.58	84.48	<0.01	6.61	12.79	395
			-160	0.44	1.38	0.12	2.31	0.29	6	0.09	0.16	5.19	<0.01	-	-	55
			-200	0.44		0.05	4.03	0.08	10	0.03	0.25	60.47	<0.01	5.03	12.02	1961
			-240	0.64	2.98	0.05	6.27	0.08	10	<0.01	0.42	72.55	<0.01	10.95	6.63	15901
43	2005	273	-20	0.12	1.62	0.03	0.04	0.08	1	0.12	0.16	7.86	<0.01	-	-	68
			-60	0.07	0.02	0.07	0.15	<0.01	3	0.16	0.95	101.17	<0.01	7.98	12.68	641
			-110	0.17	1.20	0.03	0.59	<0.01	4	0.55	2.27	102.84	<0.01	12.33	8.34	187
			-160	0.44	2.09	<0.01	3.56	<0.01	8	0.19	0.24	35.81	<0.01	3.98	9.00	191
			-200	0.49	2.74	0.05	4.97	<0.01	10	0.04	2.15	62.32	<0.01	6.95	8.96	1698

ANEXO 4: Resultado das análises de nutrientes inorgânicos dissolvidos, Clor –a e materiais particulados em janeiro de 2013.

Estação	Prof. Local (m)	Dist. da Costa (km)	Profundidade (m)	Nutrientes (µM)					Razão N:P	Clo-a (µg/L)	MP (mg/L)	COP (µg/L)	CIP (mg/L)	NOP (µg/L)	Razão C:N	Razão COP:Clor-a
				Fosfato	Silicato	Nitrito	Nitrato	Amônio								
43	2005	273	-20	0.12	1.62	0.03	0.04	0.08	1	0.12	0.16	7.86	<0.01	-	-	68
			-60	0.07	0.02	0.07	0.15	<0.01	3	0.16	0.95	101.17	<0.01	7.98	12.68	641
			-110	0.17	1.20	0.03	0.59	<0.01	4	0.55	2.27	102.84	<0.01	12.33	8.34	187
			-160	0.44	2.09	<0.01	3.56	<0.01	8	0.19	0.24	35.81	<0.01	3.98	9.00	191
			-200	0.49	2.74	0.05	4.97	<0.01	10	0.04	2.15	62.32	<0.01	6.95	8.96	1698
49	2530	336	-10	0.17	1.32	0.03	<0.01	<0.01	<1	0.10	3.13	83.79	<0.01	7.92	10.58	809
			-70	0.07	1.14	0.03	<0.01	<0.01	<1	0.23	1.40	75.35	0.15	9.04	8.34	334
			-105	0.17	1.32	0.03	0.56	<0.01	3	0.79	0.57	131.40	0.10	-	-	166
			-160	0.28	1.56	0.10	1.71	0.03	7	0.32	0.40	61.85	<0.01	10.91	5.67	191
			-200	0.44	2.33	0.03	4.49	<0.01	10	0.06	0.28	39.04	<0.01	8.49	4.60	617
			-240	0.49	2.56	0.03	5.02	0.08	11	0.02	1.22	-	<0.01	-	-	-
50	1550	252	-10	0.12	1.56	<0.01	<0.01	0.13	1	0.12	0.94	52.64	<0.01	8.44	6.23	436
			-60	0.12	1.14	<0.01	<0.01	<0.01	<1	0.20	2.16	38.70	<0.01	4.40	8.80	196
			-110	0.12	1.14	0.10	0.38	0.13	5	0.56	0.74	61.01	<0.01	9.08	6.72	108
			-160	0.44	2.03	0.03	<0.01	<0.01	<1	0.16	0.76	25.80	<0.01	6.95	3.71	159
			-200	0.49	2.62	<0.01	4.77	<0.01	10	0.02	0.48	24.57	<0.01	1.58	15.53	1304
			-240	0.59	2.86	<0.01	5.96	0.08	10	0.01	0.46	30.92	<0.01	2.93	10.55	2896
56	130	180	-10	0.23	1.09	<0.01	<0.01	0.03	<1	0.35	0.51	109.32	<0.01	14.62	7.48	309
			-30	0.28	2.03	0.14	5.82	<0.01	21	0.30	1.48	113.83	<0.01	18.42	6.18	374
			-50	0.44	2.80	0.07	8.35	0.03	19	1.52	0.33	90.49	<0.01	18.08	5.00	59
			-70	0.64	3.04	0.07	8.51	0.13	14	0.73	0.16	55.08	<0.01	8.22	6.70	76
			-100	0.85	3.69	0.16	2.64	0.03	3	0.47	0.16	47.10	<0.01	2.60	18.11	101
			-120	0.80	4.16	<0.01	<0.01	<0.01	<1	0.23	0.24	51.22	<0.01	2.72	18.83	221
59	70	89	-5	0.28	2.45	0.03	0.02	<0.01	<1	0.21	0.29	78.29	<0.01	10.44	7.50	375
			-10	0.23	2.33	<0.01	<0.01	<0.01	<1	0.24	0.47	59.24	<0.01	10.35	5.73	251
			-20	0.23	1.44	0.03	<0.01	0.03	<1	0.30	0.68	146.22	<0.01	23.03	6.35	490
			-35	0.75	8.36	0.12	4.99	0.03	7	0.90	1.73	64.76	<0.01	11.21	5.78	72
			-50	1.22	10.61	<0.01	10.19	0.03	8	1.20	1.27	130.98	<0.01	19.42	6.74	109
			-60	1.27	9.72	0.16	10.45	<0.01	8	1.08	2.27	110.69	<0.01	33.33	3.32	102

ANEXO 5: Estatística básica dos nutrientes inorgânicos, Clor-a e materiais particulados

Novembro de 2012.

	Máximo	Mínimo	Média	Desvio Padrão	Mediana
Nitrato (μM)	7,32	<0,01	1,10	1,54	0,57
Nitrito (μM)	0,53	0,11	0,21	0,11	0,16
Amônio (μM)	0,92	<0,01	0,19	0,25	0,11
Fosfato (μM)	0,80	<0,01	0,23	0,23	0,23
Silicato (μM)	5,28	0,85	2,00	1,18	1,50
Clor-a ($\mu\text{g/L}$)	0,71	<0,01	0,30	0,19	0,28
MP (mg/L)	5,80	1,39	2,96	1,14	2,69
COP ($\mu\text{g/L}$)	250,09	35,95	115,27	57,50	110,68
CIP (mg/L)	0,25	<0,01	0,03	0,07	0,00
NOP ($\mu\text{g/L}$)	24,70	4,05	11,66	4,95	10,93

Janeiro de 2013.

	Máximo	Mínimo	Média	Desvio Padrão	Mediana
Nitrato (μM)	10,45	<0,01	2,50	3,10	0,59
Nitrito (μM)	0,55	<0,01	0,08	0,11	0,03
Amônio (μM)	1,03	<0,01	0,12	0,22	0,08
Fosfato (μM)	1,27	0,07	0,36	0,29	0,28
Silicato (μM)	10,61	0,02	2,64	2,14	2,06
Clor-a ($\mu\text{g/L}$)	4,24	<0,01	0,44	0,63	0,26
MP (mg/L)	14,93	0,16	1,46	2,17	0,81
COP ($\mu\text{g/L}$)	360,66	5,19	101,38	79,42	81,04
CIP (mg/L)	0,20	<0,01	0,01	0,04	<0,01
NOP ($\mu\text{g/L}$)	146,87	1,58	20,36	28,39	10,91