

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISA EM SENSORIAMENTO REMOTO E
METEOROLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

FUGACIDADE DE CO₂, MASSAS D'ÁGUA E
BOMBEAMENTO DE EKMAN NO OCEANO
ATLÂNTICO SUDOESTE

RAFAEL AFONSO DO NASCIMENTO REIS

0-

Orientador: Prof. Dr. Ronald Buss de Souza
Porto Alegre (RS), Dezembro de 2016



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE SENSORIAMENTO REMOTO E METEOROLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO**

RAFAEL AFONSO DO NASCIMENTO REIS

**FUGACIDADE DE CO₂, MASSAS D'ÁGUA E BOMBEAMENTO DE EKMAN NO
OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE**

PORTO ALEGRE

2016

II

RAFAEL AFONSO DO NASCIMENTO REIS

**FUGACIDADE DE CO₂, MASSAS D'ÁGUA E BOMBEAMENTO DE EKMAN NO
OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE**

**Dissertação de mestrado apresentada
como requisito para obtenção do título
de Mestre em Sensoriamento Remoto
pela Universidade Federal do Rio
Grande do Sul**

Orientador:

Dr. Ronald Buss de Souza

**PORTO ALEGRE
DEZEMBRO -2016**

AGRADECIMENTOS

Primeiramente eu gostaria de agradecer as pessoas mais importantes para que eu conseguisse chegar até aqui, Jairo, Mirna e Matheus, também conhecidos como meus pais e meu irmão. Sem seu apoio carinho e dedicação em acreditar que eu seria capaz de alcançar qualquer coisa esse momento nunca seria possível.

Por diversas vezes obstáculos que apareceram em meu caminho jamais teriam sido ultrapassados sem seus conselhos, apoio e carinho. Por isso e muito mais serei eternamente grato.

Gostaria de agradecer logicamente ao meu Orientador que após me acompanhar durante grande parte da minha graduação e durante todo esse percurso com dicas, ajudas, broncas e por ter me dado muitas oportunidades únicas para que pudesse me tornar um profissional e uma pessoa melhor, hoje após mais de 7 anos posso considera-lo um amigo muito importante.

Ao Centro Regional Sul de Pesquisas Espaciais (CRS-INPE) e em especial ao Laboratório de Meteorologia e Oceanografia por Satélites (LAMOS) por toda a infraestrutura e suporte.

Os colegas de trabalho e em especial as pessoas que dividem sala comigo há tanto tempo, Felipe, Rose e Joel, agradeço muito por todo seu apoio e ajuda e principalmente por aturar os momentos de mal humor durante essa reta final e por sempre saberem o momento certo para convidar para tomar uma cerveja, dar uma risada e relaxar, sem isso com certeza essa caminhada teria sido muito mais difícil.

Professores e funcionários do PPGSR por toda a ajuda e paciência.

E logicamente aos meus amigos, os que moram aqui e os que moram longe, que pacientemente entenderam que nem sempre eu poderia estar presente, principalmente nos últimos meses, e mais que tudo que sempre acreditaram em mim e me incentivaram das mais diversas maneiras a seguir em frente e hoje em grande parte quem eu sou e o que me tornei se deve a isso, ou seja, a culpa é de vocês.

**“Try not! Do, or do not. There is no
try”**

RESUMO

O trabalho aqui apresentado utiliza dados da fugacidade de CO₂ (fCO₂) coletados por onze cruzeiros oceanográficos no Oceano Atlântico Sudoeste (OAS) que fazem parte do banco de dados do SOCAT para analisar a variabilidade espacial da fCO₂ e as principais variáveis relacionadas a suas variações. Foram utilizados dados do satélite AQUA para se estudar a fCO₂ sobre os campos médios mensais de temperatura da superfície do mar (TSM) e concentração de clorofila. Também foram utilizados dados de reanálise para descrever os campos de vento e pressão atmosférica em superfície durante o período de cada cruzeiro. Através dos dados de vento em superfície foram calculados os campos de bombeamento de Ekman. Os resultados demonstram que a principal variável responsável pelas variações da fCO₂ foi a TSM (em geral com coeficiente de correlação $r > 0,8$) e que as distintas massas d'água na região apresentam diferentes fCO₂, sendo que as massas d'água mais quentes apresentam valores mais elevados que as mais frias. As águas da Pluma do Rio da Prata apresentam uma fCO₂ que chega a ser até 1,5 vezes maior que as outras massas d'água. Descreve-se, pela primeira vez no OAS, a importância de se considerarem os padrões de vento em superfície (através do bombeamento de Ekman) e não somente os valores de TSM e concentração de clorofila para uma melhor análise da fCO₂ em relação às massas d'água no OAS.

Palavras-chave: SOCAT, Temperatura da Superfície do Mar, Diagrama T-S, Massas d'água

ABSTRACT

The work presented here uses CO₂ fugacity data (fCO₂) collected by eleven oceanographic cruises in the Southwestern Atlantic Ocean (SAO) that are part of the SOCAT database to analyze the spatial variability of the fCO₂ and the main variables related to its variations. AQUA satellite data were used to study the fCO₂ over the monthly averaged sea surface temperature (SST) and chlorophyll concentration fields. Reanalysis data were also used to describe the wind and surface atmospheric pressure fields during the period of each cruise. Through the surface wind data, the Ekman pumping fields were calculated. The results show that the main variable responsible for fCO₂ variations was SST (in general with a correlation coefficient $r > 0.8$) and that the different water masses in the region present different fCO₂, with the warmer water masses presenting higher values than the cold ones. The waters of the La Plata Plume present a fCO₂ that is up to 1.5 times higher than the other water masses. It is described for the first time in OAS the importance of considering the surface wind patterns (through Ekman pumping) and not only the values of SST and chlorophyll concentration for a better analysis of fCO₂ in relation to the water masses in the OAS.

Keywords: SOCAT, Sea Surface Temperature, T-S Diagram, Water Masses

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	IV
RESUMO	VI
ABSTRACT	VII
SUMÁRIO	VIII
LISTA DE FIGURAS	IX
LISTA DE ABREVIATURAS	XI
1. INTRODUÇÃO	12
1.1. OBJETIVOS	13
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	15
2.1 CO ₂ NO OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE	19
2.2 CO ₂ EM REGIÕES COSTEIRAS	20
2.3 BOMBEAMENTO DE EKMAN	22
2.3.1 <i>Correntes de Ekman</i>	23
3. METODOLOGIA	26
3.2 BANCO DE DADOS DE CO ₂ OCEÂNICO	28
3.3 DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO	32
3.4 DADOS METEOROLÓGICOS	32
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	34
4.1 CRUZEIRO 3	38
4.2 CRUZEIRO 8	41
4.3 CRUZEIRO 10	45
5. CONCLUSÃO	49
6. BIBLIOGRAFIA	51
ANEXO A	57
ANEXO B	63
ANEXO C	69

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Valores médios mensais da diferença entre a $p\text{CO}_2$ do oceano-atmosfera nos oceanos globais. Fonte: Takahashi *et al.* (2009).16
- Figura 2: Climatologia media anual de fluxos de CO_2 do oceano para a atmosfera. O mapa foi gerado com mais de 3 milhões de medias de $p\text{CO}_2$ obtidas desde 1970. Fonte: Takahashi et al. (2009).17
- Figura 3: Circulação superficial do Oceano Atlântico Sudoeste. A figura mostra as duas principais frentes oceanográficas da região: a Confluência Brasil-Malvinas e a Frente Subtropical de Plataforma, além de demarcar as áreas de águas menos salinas (em azul). Fonte: Strub et al. (2015).27
- Figura 4: Campos de pressão e vento em superfície para: (a) 07 de Abril de 2008 as 12h UTC, (b) 08 de Abril de 2008 as 12h UTC, (c) 09 de Abril de 2008 as 12h UTC, d) 10 de Abril de 2008 as 12h UTC e (e) 11 de Abril de 2008 as 06h UTC. Os círculos vazados representam a posição do navio durante todo o transecto nos horários sinóticos (0 6 12 18 h), e os círculos preenchidos representam a posição do navio no horário da análise.39
- Figura 5: Perfil de $f\text{CO}_2$ e de (a) TSM, (b) clorofila e (c) w_e durante todo o período do cruzeiro 3.40
- Figura 6: Perfil de $f\text{CO}_2$ e de (a) TSM, (b) clorofila e (c) w_e durante todo o período do cruzeiro 8.42
- Figura 7: Campos de pressão e vento em superfície para: (a) 10 de Abril de 2010 as 18h UTC, (b) 11 de Abril de 2010 as 12h UTC, (c) 12 de Abril de 2010 as 06h UTC, d) 13 de Abril de 2010 as 18h UTC, (e) 14 de Abril de 2010 as 12h UTC, (f) 15 de Abril de 2010 as 18h UTC, (g) 16 de Abril de 2010 as 18h UTC, (h) 17 de Abril de 2010 as 18h UTC, (i) 18 de Abril de 2010 as 18h UTC e (j) 19 de Abril de 2010 as 12h UTC. Os círculos vazados representam a posição do navio durante todo o transecto nos horários sinóticos (0 6 12 18 h), e os círculos preenchidos representam a posição do navio no horário da análise.43-44

Figura 8: Campos de pressão e vento em superfície para: (a) 13 de Abril de 2012 as 18h UTC, (b) 14 de Abril de 2012 as 12h UTC, (c) 15 de Abril de 2012 as 12h UTC, d) 16 de Abril de 2012 as 18h UTC, (e) 17 de Abril de 2012 as 18h UTC, (f) 18 de Abril de 2012 as 12h UTC, (g) 19 de Abril de 2012 as 12h UTC, (h) 20 de Abril de 2012 as 06h UTC. Os círculos vazados representam a posição do navio durante todo o transecto nos horários sinóticos (0 6 12 18 h), e os círculos preenchidos representam a posição do navio no horário da análise.

.....46-47

Figura 9: Perfil de $f\text{CO}_2$ e de (a) TSM, (b) clorofila e (c) w_e durante todo o período do cruzeiro 10.48

LISTA DE ABREVIATURAS

ACEx	<i>Atlantic Ocean Carbon Experiment</i>
ASAP	Água Subantártica de Plataforma
ASTP	Água Subtropical de Plataforma
AT	Água Tropical
CB	Corrente do Brasil
CBM	Confluência Brasil-Malvinas
CCA	Corrente Circumpolar Antártica
CCB	Corrente Costeira do Brasil
CFSR	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CFS v2	<i>Climate Forecast System version 2</i>
CLAM	Camada Limite Atmosférica Marítima
CM	Corrente das Malvinas
CO ₂	Dióxido de Carbono
CSE	Corrente Sul Equatorial
ECMWF	<i>European Center for Medium Range Weather Forecasts</i>
fCO ₂	Fugacidade de CO ₂
FSTP	Frente Subtropical de Plataforma
GrADS	<i>The Grid Analysis and Display System</i>
MATLAB	<i>Matrix Laboratory</i>
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NCEP	<i>National Center for Environmental Prediction</i>
OA	Oceano Austral
OAS	Oceano Atlântico Sudoeste
OMM	Organização Meteorológica Mundial
pCO ₂	Pressão Parcial de CO ₂
PRP	Pluma do Rio da Prata
ROMS	Regional Ocean Modeling System
SIMTECO	Sistema de Monitoramento do Tempo, Clima e Oceano na Região Sul do Brasil
SOCAT	<i>The Surface Ocean CO₂ Atlas</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
xCO ₂	Taxa de Mistura de CO ₂

1.INTRODUÇÃO

Após a revolução industrial tem-se notado um aumento considerável nas concentrações de dióxido de carbono (CO₂) no planeta. Os possíveis impactos que isso tem sobre o clima terrestre em um cenário de possíveis mudanças climáticas, tem despertado o interesse da comunidade científica para melhor compreender o ciclo do carbono antropogênico tentando identificar regiões que são emissoras e principalmente regiões que são sumidouros do mesmo e como estas são afetadas por esse cenário de possíveis mudanças globais.

Desde o começo desses estudos, foi notado que os oceanos globais são uma peça chave para se melhor compreender os ciclos do carbono (Archer *et al.*, 1997). Essa importância dos oceanos para o fluxo global de CO₂ deu origem a diversos trabalhos que visam melhor compreender a distribuição espacial e temporal dos fluxos de CO₂ sobre os oceanos. Takahashi *et al.* (2002, 2009), por exemplo, apresentam uma climatologia dos fluxos de CO₂ para o Oceanos Global a partir de um banco de dados de 0,9 milhão de amostragens e 3 milhões de amostragens, respectivamente. Esses resultados são de grande importância para o estudo do ciclo do CO₂, pois nos mostram que existe uma grande heterogeneidade nos oceanos com regiões dos oceanos que são sumidouros e outras que agem como emissoras de CO₂ para a atmosfera.

Através dos resultados encontrados nesses trabalhos observa-se que o Oceano Atlântico Sudoeste (OAS) age como um sumidouro de CO₂ durante o ano todo, porém a grade de 4° por 5° utilizada nos trabalhos de Takahashi *et al.* (2002, 2009) pode mascarar processos oceânicos em escala menor que acontecem nessa região como movimentos meandrânticos e liberação de vórtices ciclônicos que ocorrem na região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) e eventuais regiões de ressurgência de águas de subsuperfície que são um dos focos desse trabalho.

Baseado em dados observacionais, esse trabalho visa estudar a fugacidade do CO₂ no OAS e como a atmosférica pode ser capaz de modular a mesma. O trabalho tem como foco a região do OAS, que compreende a região da CBM e a região costeira sul brasileira. Essas são duas regiões importantes do ponto de vista oceanográficos. A primeira porque apresenta

grandes gradientes horizontais de temperatura da água do mar capazes de modular localmente a camada limite atmosférica marinha (CLAM) . Os grandes gradientes termais da região da CBM, especialmente descritos através de gradientes de temperatura da superfície do mar (TSM), modulam a CLAM, e tem efeitos diretor sobre os padrões de vento, umidade, temperatura do ar e fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera (Pezzi *et al.* 2009, Acevedo *et al.* 2010 e Camargo *et al.* 2013).

Já as regiões costeiras, por sua vez é de grande importância uma vez que estas regiões estão entre as regiões com maior dinâmica biogeoquímica na biosfera marinha (Walsh, 1991; Bauer *et al.*, 2013). Essa dinâmica faz com que elas, apesar de compreender apenas 7-10% da área do oceano global (Laruelle *et al.*, 2013), sejam responsáveis por aproximadamente 10-15% da produção oceânica primária oceânica e 40% do sequestro de carbono feito pelos oceanos (Muller-Karger *et al.*, 2005) .

Apesar dessa importância, modelos globais oceânicos e atmosféricos do ciclo do carbono ainda não consideram separadamente as regiões costeiras para estudos de troca de CO₂ entre o oceano e a atmosfera (Sarmiento e Gruber, 2002).

Os dados utilizados por este trabalho são amostras de fugacidade do CO₂ (fCO₂) provenientes do banco de dados do SOCAT (*The Surface Ocean CO₂ Atlas*). O SOCAT agrega em seu banco os dados de diversos cruzeiros globais que medem *in situ* a fCO₂ junto com temperatura da superfície do mar (TSM), pressão do ar e salinidade. A fugacidade medida por esses navios serve como um substituto da pressão parcial do gás uma vez que este somente é valido para um gás ideal enquanto a fugacidade da a pressão parcial de um gás real.

1.1. OBJETIVOS

Descrever a variabilidade espacial da fugacidade de CO₂ no OAS através da análise de dados observacionais tomados em navio entre 2005 e 2014 e as principais variáveis, atmosféricas e oceânicas, que determinam sua variabilidade.

Os objetivos específicos são:

- Analisar a relação da fCO_2 e os campos de TSM e concentração de clorofila estimados por meio de dados de satélite para a região e período de estudo;
- Analisar a relação entre a fCO_2 e os campos de vento em superfície para determinar a relação entre os padrões de ventos, mais diretamente através do cálculo da velocidade vertical de Ekman (bombeamento de Ekman) e sua relação com as variações da fCO_2 .

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Com o aumento da concentração de CO₂ na atmosfera, muitos grupos de pesquisa passaram a se voltar para o estudo dos ciclos dos gases de efeito estufa no sistema terrestre e os processos de trocas com o oceano (Archer *et al.*, 1997). A importância dos oceanos no ciclo do CO₂ advém do fato de que esses são responsáveis pela absorção de 30% das emissões antropogênicas deste gás (Sabine *et al.*, 2004).

Takahashi *et al.* (2009) criaram uma climatologia da distribuição mensal e anual da pressão parcial de CO₂ (pCO₂) para todo o oceano global. Foi observado que, entre todos os oceanos, os do Hemisfério Sul (de 14 °S até a Antártica) são os maiores absorvedores de CO₂. Esses oceanos absorvem uma média anual de 1,1 Pg-C.y⁻¹, enquanto no Hemisfério Norte (norte de 14 °N até o Ártico) os oceanos absorvem em média 0,7 Pg-C.y⁻¹. Os autores geraram mapas de valores médios mensais de pCO₂ para condições de não El-Niño ajustado para o ano de referência 2000 (Figura 1).

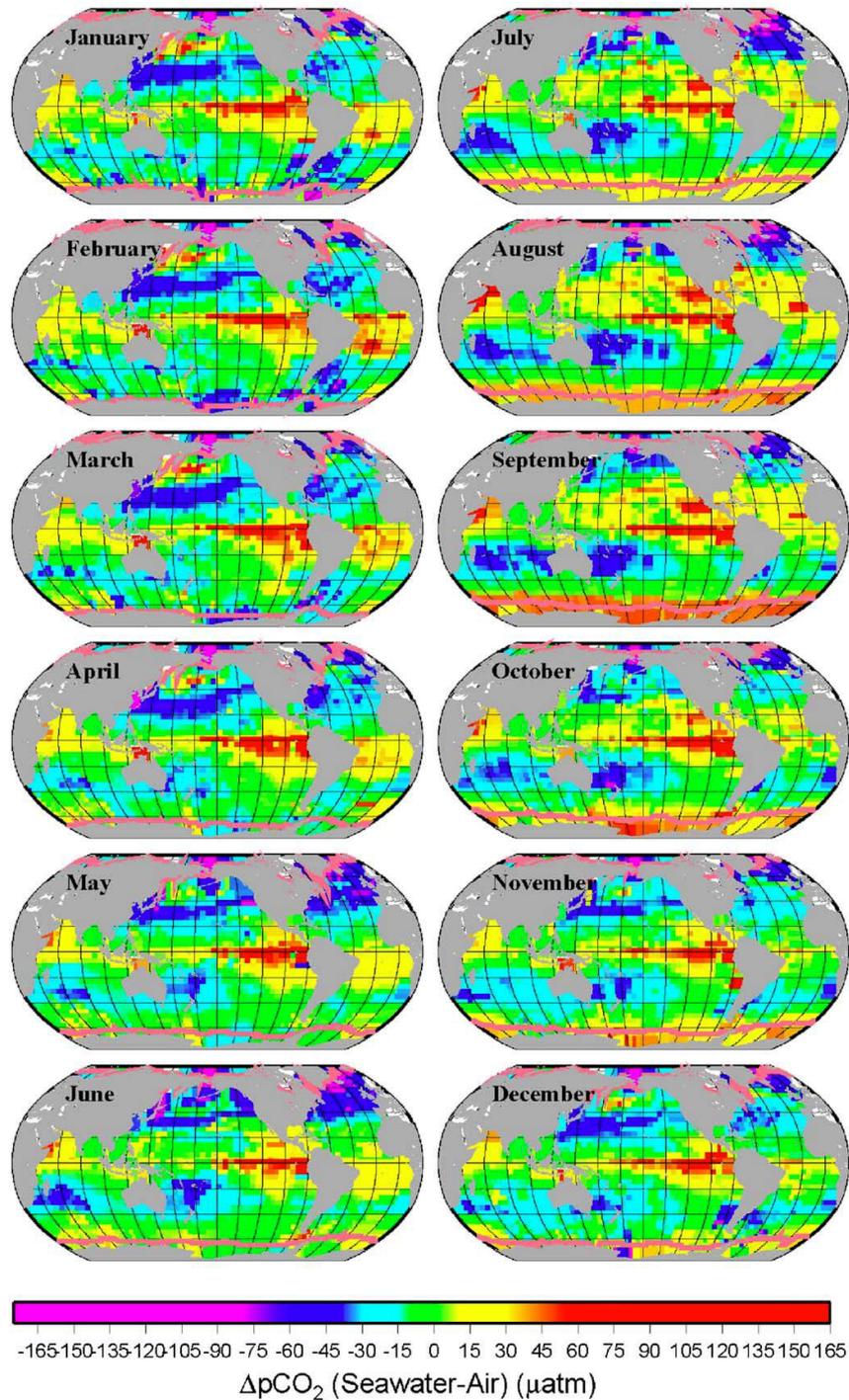


Figura 1: Valores médios mensais da diferença entre a pCO₂ do oceano-atmosfera nos oceanos globais.

Fonte: Takahashi *et al.* (2009).

Nota-se pela Figura 1 que os oceanos seguem um determinado padrão onde regiões de baixas latitudes agem como uma fonte de CO₂ para a atmosfera, em especial a região sudeste

equatorial do Oceano Pacífico, onde essa apresenta a maior taxa de emissão durante todo o ano. Regiões de médias latitudes normalmente se apresentam como sumidouras.

Ao se analisar a climatologia média anual dos fluxos de CO₂ do oceano para a atmosfera dos oceanos globais (Figura 2) nota-se mais claramente esse padrão no qual as regiões equatoriais são intensas emissoras de CO₂ para atmosfera e as regiões de médias latitudes agem como sumidouras.

O OAS (região de foco para o estudo), aparece em média como um sumidouro de CO₂ porém analisando suas médias mensais vemos que por um longo período de tempo (Abril até Julho) sua absorção diminui e ele se aproxima de uma neutralidade.

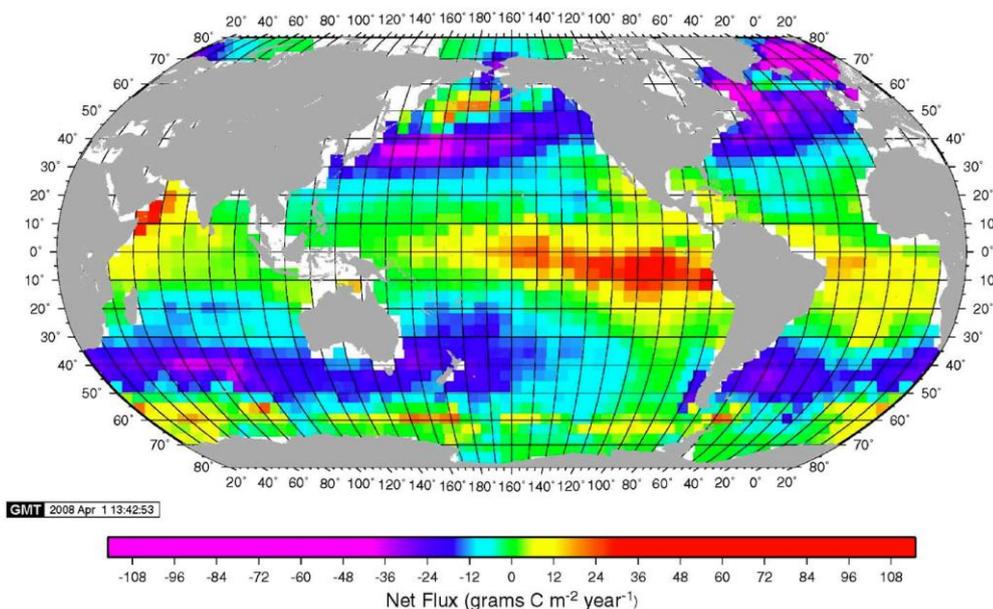


Figura 2: Climatologia média anual de fluxos de CO₂ do oceano para a atmosfera. O mapa foi gerado com mais de 3 milhões de médias de pCO₂ obtidas desde 1970.

Fonte: Takahashi *et al.* (2009).

Muitos estudos mostraram uma tendência da diminuição da absorção de carbono pelo Oceano Austral (OA, sul de 35 °S) pelos meados dos anos 2000 (Le Quéré *et al.*, 2007, Lovenduski e Gruber., 2008 e Lenton *et. al.*, 2013). Isso gera um grande impacto global, uma vez que o OA é responsável por 40% do sequestro oceânico de carbono antropogênico global.

Landschützer *et al.* (2015), porém, mostram que essa tendência parou por volta dos anos 2002 até os anos 2012 (época até onde o seu estudo abrange as tendências de absorção do Oceano Atlântico). No seu trabalho, os autores utilizaram uma técnica de redes neurais descrita em Landschützer *et al.* (2013) para interpolar dados de pCO₂ no tempo e no espaço. Os dados originais foram obtidos no mesmo banco de dados utilizado por esse trabalho, porém em uma versão anterior (SOCAT v2) que continha mais de 2,6 milhões de observações para o Oceano Atlântico. Os resultados foram validados através da utilização de um produto de observações de pCO₂ baseado na interpolação de um esquema de camadas de mistura (Rödenbeck *et al.*, 2013) e de uma estimativa da inversão de CO₂ atmosférico.

Ambos os métodos utilizados por Landschützer *et al.* (2015) são baseados em dados coletados na superfície do mar para produzir uma distribuição multidecadal de pCO₂. Os resultados de ambos os métodos corroboram a afirmação da diminuição da absorção de CO₂ pelos anos 1990, entretanto, eles mostram que essa absorção teve um fortalecimento em meados dos anos 2002, aumentando mais de 0,6 Pg-C.yr⁻¹ e chegando a aproximadamente 1,2 Pg-C.yr⁻¹ em 2011. Esse resultado concorda com resultados de um modelo oceânico biogeoquímico forçado apenas pelo aumento do CO₂ na atmosfera. Essas mudanças na tendência de absorção são interpretadas como um resultado do aumento de uma circulação atmosférica mais assimétrica no Hemisfério Sul desde o ano 2001 que, especificamente no setor do Oceano Pacífico, se tornou predominantemente ciclônica. No Oceano Atlântico e em partes do Oceano Índico essa circulação foi predominantemente anticiclônica, o que aumenta a advecção de um ar mais frio da Antártica para o Pacífico e de um ar mais quente de latitudes subtropicais sobre o Atlântico e o Índico, modificando o transporte de Ekman.

Esses resultados mostram que não só a absorção de CO₂ pelo OA é mais variável do que era previamente sugerida, mas também que esse oceano tem uma resposta muito sensível a variações climáticas. A metodologia utilizada por Landschützer *et al.* (2015) foi reutilizada pelos autores para produzir uma média mensal global de 30 anos de dados observacionais de pCO₂ de 1982 até 2011 (tal produto se encontra disponível no http://cdiac.ornl.gov/oceans/SPCO2_1982_2011_ETH_SOM_FFN.html).

2.1 CO₂ no Oceano Atlântico Sudoeste

Diversos trabalhos de autores brasileiros nos últimos anos visam compreender e estudar os processos de interação oceano-atmosfera no Oceano Atlântico Sul e entender melhor como esses processos poderiam impactar o tempo e clima da região sul do Brasil. Mais recentemente, Pezzi *et al.* (2016b) fizeram um trabalho de revisão sobre os processos físicos característicos do OAS e da região da CBM que é considerada uma das mais energéticas do oceano global. Os autores também revisaram os diversos trabalhos realizados para estudar os processos de interação oceano-atmosfera na região da CBM através de dados observacionais coletados há mais de 10 anos. Os autores apontam para a importância de realizarem-se amostragens *in situ* tanto das componentes atmosféricas como das componentes oceânicas do sistema acoplado oceano-atmosfera para que melhor possamos entender os processos de interação que ocorrem nessa região e como esses afetam o clima na região sul do Brasil.

Arruda *et al.* (2015) utilizaram um modelo de circulação oceânica regional ROMS (*Regional Ocean Modeling System*) para estudar os fluxos de CO₂ e as componentes que controlam a variação sazonal de pCO₂ no OAS e regiões costeiras adjacentes. Os autores descrevem que as principais variáveis que controlam a variabilidade espaço-temporal da pCO₂ são a TSM e o carbono inorgânico dissolvido na água do mar. Também descreve-se que os processos mais fundamentais para a mudança do estado das variáveis (e, por consequência da pCO₂) é a produção biológica e a solubilidade do CO₂, sendo o primeiro fator mais importante nas plataformas continentais com maior contribuição em altas latitudes e o segundo fator mais importante em oceano aberto.

Os outputs do modelo utilizado por Arruda *et al.* (2015) apresentaram discrepâncias quando comparados aos dados do SOCAT em duas regiões: uma próxima à CBM e outra região mais ao sudoeste da CBM. A correlação entre o modelo e os dados coletados nessas duas regiões foi de -0,34 e -0,13, respectivamente, sendo que para outra região mais a norte dessas áreas a correlação entre outputs do modelo e dados do SOCAT foi de 0,8. Os autores avaliam que esse contraste se deve ao fato dessas áreas estarem próximas a regiões onde existe uma forte atividade turbulenta gerada pelos intensos gradientes termais na região.

Pezzi *et al.* (2016b) apontam pela primeira vez a grande importância de se levar em consideração o estudo da situação sinótica da atmosfera quando se analisam os fluxos de CO₂ no OAS. Os autores indicam principalmente que, apesar de diversos autores considerarem o OAS e a costa patagônica como um sumidouro de CO₂, essa região na verdade apresenta uma variabilidade maior em relação aos fluxos de CO₂ uma vez que os frequentes sistemas atmosféricos transientes atuando sobre a região, especialmente no inverno, tem papel fundamental na estabilidade atmosférica e, conseqüentemente, modificando os fluxos de calor e gás entre a atmosfera e o oceano.

Uma outra questão importante com respeito ao aumento das concentrações de CO₂ atmosférico e da absorção desses pelos oceanos é a acidificação dos mesmos. Doney *et al.* (2009) mostram que esta acidificação, que já está ocorrendo, tem um forte impacto nos processos bioquímicos do oceano e também sobre a vida marinha, uma vez que esta dificulta a formação de cascas calcárias de certos organismos como, por exemplo, certos tipos de moluscos marinhos e os corais. É esperado que este processo de acidificação tenda somente a aumentar pois, com o aumento da concentração de CO₂ diluído na água e a maior facilidade para fixar o CO₂ dos organismos fitoplanctônicos.

2.2 CO₂ em regiões costeiras

Como exemplo de esforços brasileiros para estudar partes do ciclo do carbono na região costeira sul brasileira, Farias (2014), Pezzi *et al.* (2016a, 2016b) e Mendonça *et al.* (2016) realizaram trabalhos para descrever os padrões atmosféricos e oceânicos utilizando dados coletados por uma torre micrometeorológica e lançamentos de radiossondas e batitermógrafos descartáveis (XBTs) durante um cruzeiro oceanográfico realizado na costa sul do Brasil em junho de 2012 através dos projetos ACEX (*Atlantic Ocean Carbon Experiment*) e SIMTECO (*Sistema de Monitoramento do Tempo, Clima e Oceano na Região Sul do Brasil*). O cruzeiro ACEX/SIMTECO percorreu cinco transectos perpendiculares à costa do Brasil onde coletou dados tanto atmosféricos como oceanográficos tomados simultaneamente.

Farias (2014) realizou um estudo das diferenças dos fluxos de calor e de CO₂ entre o oceano e a atmosfera ao cruzar diversas regiões de gradiente termal entre a região costeira e no oceano profundo ao sul do Brasil. A autora mostra que o gradiente termal horizontal na

superfície do mar se intensifica conforme aumenta a latitude, essa diferença surte impactos nos fluxos de CO₂ entre o oceano e a atmosfera. Nos dois transectos mais ao norte da área de estudo (costas do Paraná e Santa Catarina) onde o gradiente termal entre a região costeira e de oceano profundo não era tão intenso, notou-se um comportamento quase homogêneo do fluxo de CO₂ entre as águas oceânicas e costeiras. Para os transectos mais ao sul (sul de Santa Catarina e Rio Grande do Sul), quando ocorre um aumento no gradiente horizontal de TSM, nota-se uma diferença entre os fluxos de CO₂ da região costeira e da região oceânica.

Farias *et al.* (2015) realizaram um estudo mais focado no transecto do cruzeiro ACEx/SIMTECO percorrido ao longo da latitude de 33 °S. Nessa região e época de estudo (19 e 20 de junho de 2012), o transecto mais ao sul passou sobre a região de máximo gradiente entre a Corrente Costeira do Brasil (CCB) e a Corrente do Brasil (CB). Os autores demonstraram que, mesmo com um sistema sinótico atuante (uma entrada de massa de ar pós-frontal), a CLAM ainda é modulada pela interação entre oceano e atmosfera sendo que esta é mais espessa e turbulenta sobre as águas quentes da CB. Como os fluxos de CO₂ se comportam em tais situações sinóticas de advecção de massas de ar é, porém, um assunto ainda pouco conhecido.

Recentemente Ito *et al.* (2016) mostraram através de um modelo com temperatura normalizada de pCO₂, que a principal variável que regeu os padrões do mesmo foram a atividade biológica para a porção sul e a termodinâmica oceânica para a porção norte, exceto em casos onde havia ressurgência de águas ricas em CO₂.

A região costeira do OAS durante os meses de inverno recebe tem uma liberação intensa de uma pluma de águas oriundas do Rio da Prata (Pluma do Rio da Prata, PRP) essa água costeira traz consigo águas mais doces e com maior concentração de CO₂. Algo semelhante já foi estudado por Körtzinger (2003). Nesse trabalho, o autor estudou o impacto nos fluxos de CO₂ causados pela advecção da pluma do Rio Amazonas na circulação superficial do Oceano Atlântico Tropical, as águas do Rio Amazonas tem uma fraca atividade biológica devido à sua turbidez, porém quando a pluma do rio é liberada no oceano, a sua mistura com águas oceânicas causa uma diminuição da turbidez das águas, aumentando assim a atividade primária (aumento da concentração de fitoplâncton). Isso causa uma diminuição na concentração de CO₂ na água, passando de águas supersaturadas típicas do oceano aberto

para águas subsaturadas da região da pluma. Essa diminuição na concentração de CO₂ na pluma torna esta um sumidouro de CO₂. Em uma estimativa conservadora, o autor encontra valores de CO₂ dissolvidos na água na ordem de $0,014 \pm 5 \text{ PgC. yr}^{-1}$.

A densidade de fluxo de CO₂ da atmosfera para o oceano encontrada na região é de em média $1,35 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ que é um valor de magnitude semelhante, no entanto de sinal inverso às densidades de fluxos encontradas em outras regiões levemente supersaturadas do Oceano Atlântico Tropical. Isso evidencia a importância da descarga do Rio Amazonas no ciclo biogeoquímico da grande área oceânica vizinha.

2.3 Bombeamento de Ekman

Existem dois tipos de circulação oceânica que mantêm o fluxo das correntes oceânicas: a circulação gerada pelo vento e a circulação termohalina.

As correntes geradas pelo vento em média se concentram nos primeiros 1000 m da coluna d'água, o que corresponde a 10-20% do volume de água dos oceanos. Essas correntes também são responsáveis pela formação dos cinco grandes giros oceânicos e da Corrente Circumpolar Antártica.

A circulação superficial dos oceanos é resultante de uma combinação de processos geostróficos e devido ao atrito do vento na superfície do mar. O vento de grande escala causa um empilhamento de águas nas porções oeste das bacias oceânicas, que gera um forte gradiente de pressão equilibrando-se com a força de Coriolis esse processo gera por sua vez um fluxo ao longo das linhas de pressão que causa as chamadas correntes geostróficas, as quais também são formadas pela diferença da densidade (e, conseqüentemente altura do nível do mar) em latitude, de forma a causar os fluxos meridionais no oceano.

As correntes de Ekman são aquelas geradas a partir da fricção do vento nas camadas superficiais dos oceanos (camada de Ekman) onde há ausência de um gradiente de pressão e o balanço se dá somente entre a força de atrito e a força de Coriolis.

Em um sistema de correntes geostróficas, temos que a velocidade horizontal é dada por uma relação entre a Força de Coriolis e a Força Gradiente de Pressão. As velocidades verticais são regidas pelo balanço hidrostático.

Seguindo as definições matemáticas mostradas por Knauss (1997), temos que a Equação do movimento da Água do Mar fornece o balanço geostrófico pelos seguintes termos:

$$fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (1)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (2)$$

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (3)$$

onde f é o parâmetro de Coriolis, p é a pressão, g é a aceleração da gravidade, ρ é a densidade da água do mar, u é a componente zonal da velocidade, v a componente meridional e $\frac{\partial p}{\partial x}$, $\frac{\partial p}{\partial y}$ e $\frac{\partial p}{\partial z}$ o gradiente de pressão nas coordenadas x, y e z respectivamente.

2.3.1 Correntes de Ekman

Se considerarmos além do balanço geostrófico a presença de forças viscosas provenientes do atrito, teremos um novo balanço onde:

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

Modificando as equações (1) e (2) para incluir o termo de atrito temos:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = fv + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (4)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = -fu + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (5)$$

sendo A_z o termo de viscosidade turbulenta e $A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$ e $A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$ são os termos de fricção turbulenta.

Reescrevendo (4) e (5) interpretando a velocidade (u, v) como tendo dois componentes sendo destes um a velocidade geostrófica (u_g, v_g) e o outro a velocidade associada ao atrito (u_e, v_e) temos o balanço sendo:

$$fv = f(v_g, v_e) = fv_g - A_z \frac{\partial^2(u_g + u_e)}{\partial z^2} \quad (6)$$

$$fu = f(u_g, u_e) = fu_g - A_z \frac{\partial^2(v_g + v_e)}{\partial z^2} \quad (7)$$

A velocidade vertical por sua vez, é calculada como um resíduo da equação da continuidade:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (8)$$

A equação da continuidade nos mostra que o fluxo de um fluido é constante e qualquer variação do mesmo em uma das componentes (x, y ou z) deve ser compensada por uma variação nas outras componentes.

Em um caso particular onde a velocidade geostrófica é zero, ou seja, o gradiente de horizontal de pressão é zero, podemos reescrever (6) e (7):

$$fv_e + A_z \frac{\partial^2 u_e}{\partial z^2} = 0 \quad (9)$$

$$-fu_e + A_z \frac{\partial^2 v_e}{\partial z^2} = 0 \quad (10)$$

Considerando a relação de difusão de momento:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (11)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} = A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (12)$$

onde τ é o estresse do vento e $\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z}$ e $\frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z}$ os termos de cisalhamento vertical da fricção.

Utilizando (9) e (10) em (11) e (12) temos:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = -fv_e \quad (13)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} = fu_e \quad (14)$$

Assumindo Coriolis e a densidade como constantes e derivando as eq. (13) e (14) em x e y temos:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\tau_y}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\partial y} \right) = f \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (15)$$

Substituindo (15) em (8):

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\tau_y}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\partial y} \right) = f \left(-\frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (16)$$

Integrando entre a superfície onde a velocidade vertical é zero e alguma profundidade H, no fundo da camada de Ekman onde os efeitos de fricção do stress do vento são zero:

$$w_E = \frac{1}{\rho f} \left(\frac{\tau_y}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\partial y} \right) \quad (17)$$

Onde w_E é a velocidade no fundo da camada de Ekman

Quando $w_E < 0$ temos ventos no sentido horário gerando velocidades ascendentes (no Hemisfério Sul) e quando $w_E > 0$ temos ventos no sentido anti-horário gerando velocidades descendentes (no Hemisfério Sul).

3. METODOLOGIA

O trabalho aqui proposto se baseia na utilização de um banco de dados históricos para uma análise da variabilidade espacial e temporal da fugacidade do CO₂ na região de estudo, com respeito aos campos de TSM e concentração de clorofila, assim como às condições meteorológicas sinóticas atuantes.

3.1 Região de estudo

O OAS tem como uma de suas principais características um giro anticiclônico fechado que coincide tanto em tamanho como em variações sazonais com o giro atmosférico superficial denominado Giro Anticiclônico do Atlântico Sul (Peterson e Stramma, 1991). Esse giro tem seus limites delimitados em sua porção sul pela Frente Subtropical (FST), em sua porção leste pela Corrente de Benguela, em sua porção norte pela Corrente Sul Equatorial (CSE) e em sua porção oeste (região estudada neste trabalho) pela Corrente do Brasil (CB).

A CB é formada a partir da bifurcação da CSE quando esta se divide criando uma corrente que segue para sul (CB) e uma que segue para norte (Corrente Norte do Brasil). Próximo aos 40 °S, a CB se encontra com a Corrente das Malvinas, que é uma água oriunda de um braço desprendido da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) na região das Ilhas Malvinas, que carrega consigo uma água fria e com pouca salinidade contrastando com a CB que carrega águas quentes e salinas. Essa região de encontro é conhecida como a Confluência Brasil-Malvinas (CBM - Figura 3). A região da CBM é uma das regiões mais energéticas do oceano global (Chelton *et al.*, 1990; Piola e Matano, 2001) e é considerada uma região chave para o estudo do tempo e do clima na América do Sul (Pezzi *et al.*, 2009).

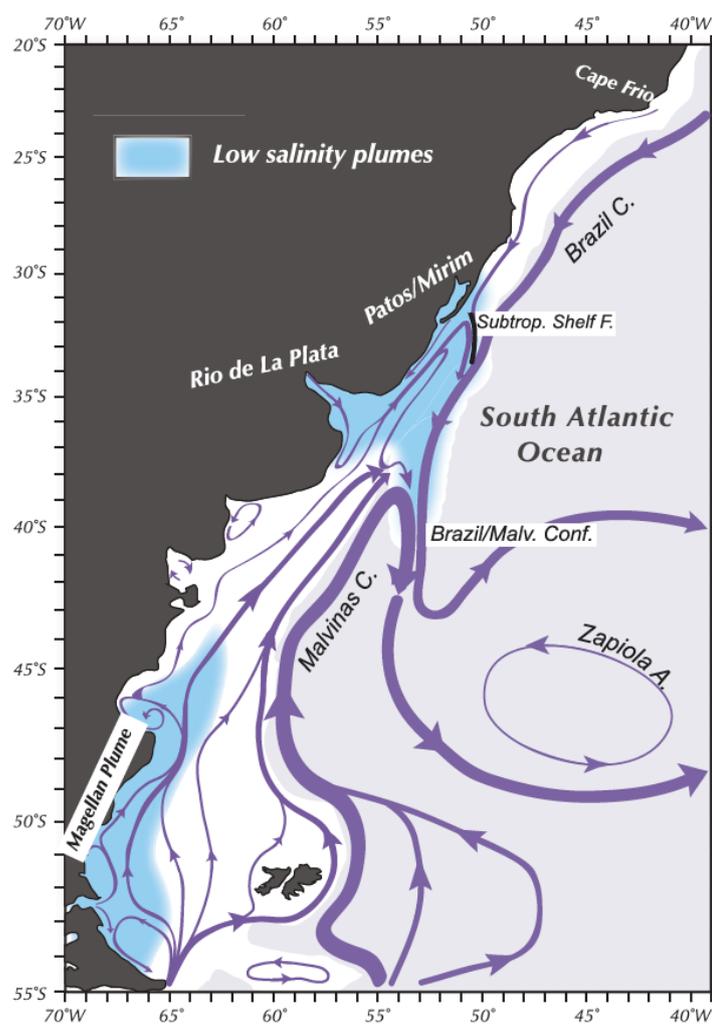


Figura 3: Circulação superficial do Oceano Atlântico Sudoeste. A figura mostra as duas principais frentes oceanográficas da região: a Confluência Brasil-Malvinas e a Frente Subtropical de Plataforma, além de demarcar as áreas de águas menos salinas (em azul).

Fonte: Strub *et al.* (2015).

Durante os meses de inverno na região costeira sul do Brasil ocorre, por sua vez, algo bem parecido com a dinâmica da CBM. Nesse período ocorre um fluxo de águas frias de uma massa d'água chamada Água Subantártica de Plataforma vinda do sul em direção ao norte que se encontram com águas mais quentes vindas do norte em direção ao sul. Essa massa d'água mais quente é conhecida como Água Subtropical de Plataforma, que é alimentada pelas águas da Corrente do Brasil (Piola *et al.*, 2000; Palma *et al.*, 2008). O encontro dessas duas massas d'água forma a Frente Subtropical de Plataforma (FSTP - Figura 3).

A dinâmica da FSTP é complexa, uma vez que nessa zona frontal durante os meses de inverno ela também recebe o aporte das águas da Pluma do Rio da Prata. Essas águas, tipicamente costeiras, são menos salinas e com mais nutrientes, possibilitando uma maior produção primária na região costeira do sul do Brasil e países vizinhos. Recentemente Mendonça *et al.* (2016) descreveram a variabilidade da FSTP durante o ano de 2012 utilizando o modelo oceânico regional ROMS (Regional Ocean Modeling System) e dados tomados durante o cruzeiro ACEX/SIMTECO descritos em Farias (2014) e Pezzi *et al.* (2016a).

A área geográfica estabelecida para esse estudo abrange as latitudes entre 20 e 45 °S e longitudes entre 35 e 70 °W, sendo similar à região utilizada por diversos autores para estudos de caracterização das distintas massas d'água na região (Pimenta *et al.*, 2005; Mendonça *et al.*, 2016) e para estudos da variabilidade da CBM como Olson *et al.* (1988); Gordon *et al.* (1989); Matano *et al.* (1993); Bianchi *et al.* (1997); Piola *et al.* (2000); Wainer *et al.* (2000); Saraceno *et al.* (2004), Matano *et al.* (2014), Guerrero *et al.* (2014).

3.2 Banco de dados de CO₂ oceânico

Com o aumento das concentrações de dióxido de carbono atmosférico, o projeto SOCAT foi iniciado pela comunidade científica internacional de carbono oceânico em 2007 com o objetivo de prover um banco de dados público, regularmente atualizado e global de carbono oceânico superficial. Os dados são submetidos a um controle de qualidade com um critério pré estabelecido feito por especialistas regionais usando ferramentas de última geração a fim de cumprir os objetivos do projeto (Pfeil *et al.*, 2013).

Os dados incluídos no SOCAT foram medidos de acordo com um dos dois métodos descritos a seguir:

- (1) Análise do conteúdo de CO₂ em uma parcela de ar em equilíbrio com um grande volume de água do mar conforme recomendado em Dickson *et al.* (2007). A concentração de CO₂ é determinada através de cromatografia do gás (Weiss *et al.*, 1981) ou análise infravermelha (Takahashi, 1961; Wanninkhof e Thoning, 1993; Cooper *et al.*, 1998; Pierrot *et al.*, 2009). O

equipamento de detecção de CO₂ por infravermelho não dispersivo é o mais comumente utilizado e muitas vezes é instalado em navios mercantes, navios de pesquisa e em plataformas ancoradas (boias fixas).

- (2) Cálculo da fugacidade do CO₂ (fCO₂) através da resposta em termos de cor de um corante indicador (sulfonaftaleno) em contato com a água do mar. A fugacidade é uma quantidade criada para facilitar a compreensão e substituir uma propriedade de difícil uso, o potencial químico. O cálculo do potencial químico originalmente é válido apenas para gases ideais, porém a fugacidade (que é similar à pressão parcial de um gás) generaliza o cálculo do potencial químico para qualquer mudança isotérmica para quaisquer componentes, quaisquer sistemas: sólidos, líquidos ou gasosos, puros ou misturas ideais ou não.

Esse método de cálculo da fCO₂ foi desenvolvido para plataformas ancoradas e de deriva no mar (Lefèvre *et al.*, 1993). O banco de dados não inclui a fCO₂ recalculada a partir de carbono inorgânico dissolvido, alcalinidade ou pH da água. Os dados, após coletados, passam por um rigoroso controle de qualidade que divide os mesmos entre quatro categorias: A, B, C e D.

Existem setes critérios que devem ser seguidos para que um dado obtenha as categorias A ou B, sendo estes:

- (1) Os dados de fCO₂ devem ser calculados a partir da análise da taxa de mistura do CO₂ (xCO₂) e não da fCO₂ calculada através de outros parâmetros relacionados ao CO₂ tal como o pH, alcalinidade ou carbono inorgânico dissolvido;
- (2) Que sejam feitas medidas contínuas de CO₂ e não medidas discretas;
- (3) A detecção deve ser baseada em um sistema em equilíbrio e as medidas devem ser realizadas por análise infravermelha ou cromatografia do gás;
- (4) A calibração deve incluir ao menos 2 gases padrões (não zero) rastreáveis pelos padrões da Organização Meteorológica Mundial (OMM);

- (5) A temperatura de equilíbrio tenha sido calculada com uma acurácia de 0,05 °C;
- (6) O método de medida da temperatura da água do mar deve ser feito com uma acurácia de 0,05 °C;
- (7) A pressão de equilíbrio deve ser tomada com uma acurácia de 0,5 hPa.

O que diferencia as categorias A e B é o fato de que os dados que obtém a categoria A tem uma comparação com outros dados tomados na mesma região. Já as categorias C e D não cumprem todos os critérios estabelecidos, diferenciando-se entre si pelo fato de que dados na categoria C incluem a documentação de metadados completa, enquanto os da categoria D não incluem.

É importante ressaltar que o critério 1 é fundamental para todas as categorias. Para o estabelecimento destes critérios foram seguidas as recomendações feitas pelo *Workshop Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory* em 2002, assim como as propostas por Dickson *et al.* (2007). Com a utilização desse controle de qualidade, é estabelecida uma acurácia de $\leq 2 \mu\text{atm}$ para as categorias A e B e $\leq 5 \mu\text{atm}$ para as categorias C e D (Wanninkhof *et al.*, 2013).

O banco de dados do SOCAT (na versão 3) contém mais de 3600 conjuntos de dados, totalizando mais de 15,5 milhões de observações coletadas entre os anos de 1957 e 2014. Na região desse estudo, são totalizados 11 conjuntos de dados com um total de mais de 35 mil observações (Tabela 1). Os dados utilizados por este trabalho são disponibilizados pelo SOCAT no link <http://www.socat.info/access.html>.

Tabela 1. Distribuição espacial e temporal e número de observações realizadas na região desse estudo.

Número do cruzeiro	Data inicial	Data final	Latitude inicial (°S)	Latitude final (°S)	Longitude inicial (°)	Longitude final (°)	Nº de observações
1	26/01/2005	27/01/2005	-45	-43.5680	329.0980	329.9930	176
	12:58:00	10:58:00					
2	21/01/2008	01/02/2008	-44.1779	-42.4398	33.2509	300.0044	1566
	12:22:36	00:42:47					
3	07/04/2008	11/04/2008	-44.9990	-35.5040	313.5490	304.500	2104
	03:11:27	10:57:21					
4	25/04/2008	28/4/2008	-33,9095	-25,1153	317,3691	324,1813	1252
	13:13:38	02:20:57					
5	29/04/2008	01/05/2008	-30.7520	-25.0030	314.4380	321.9650	851
	22:11:33	18:13:16					
6	16/4/2009	27/4/2009	-44,9997	-25,0006	303,3878	328,6319	9349
	3:55:30	9:16:24					
7	12/11/2009	15/11/2009	-25,0007	-30.6734	329,789	324.2857	2433
	22:38:39	18:00:03					
8	10/04/2010	19/04/2010	-44.8748	-25,0003	300.0377	324.1559	7279
	22:56:13	12:07:05					
9	20/08/2011	30/08/2011	-29.9640	-25.003	329.8910	315.4760	3750
	21:00:12	19:38:33					
10	13/04/2012	20/04/2012	-44.9990	-25.003	301.9881	321.7856	6115
	20:25:51	12:21:12					
11	18/01/2014	19/01/2014	-43.6383	-44.9996	329.9983	329.1081	394
	19:43:52	17:00:47					
Total de observações							35269

Todos os dados de todos os cruzeiros foram analisados, seus valores de $f\text{CO}_2$ foram separados em relação as distintas massas d'água amostradas por cada cruzeiro e tiveram seus gráficos plotados a partir do software MATLAB (*Matrix Laboratory*).

Além dessa divisão em função as suas massas d'água, também foi realizada uma discussão mais detalhada dos três principais conjuntos de dados (cruzeiros 3, 8 e 10). Isso se deve ao fato de eles serem cruzeiros que amostram as regiões de interesse desse trabalho e por serem os cruzeiros com menos falhas nos dados, ou seja, serem o que tem uma maior amostragem continua espaço-temporal, conforme descrito na sessão 3.2 os dados do SOCAT já estão corrigidos e tem seus dados espúrios previamente retirados o que acarreta em algumas regiões de alguns cruzeiros uma falha de algumas horas a alguns dias.

3.3 Dados de sensoriamento remoto

Para a análise dos campos de TSM e de concentração de clorofila na superfície do mar foram escolhidos os dados de TSM na banda dos 11 μ m medidos no período diurno e a concentração de clorofila para águas tipo II, utilizando o algoritmo OCx a partir de dados coletados pelo sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) a bordo do satélite AQUA da NASA disponíveis no site < <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>>. Os dados são médias mensais para o mês e anos nos quais foram feitas as amostragens descritas na Tabela 1. Os dados têm uma resolução espacial de 4 km com um nível 3 de processamento (já feitas correções radiométricas, atmosféricas e georeferenciamento).

Os dados de fCO₂ foram plotados utilizando o MATLAB sobre os campos médios mensais de TSM e clorofila. Também foram extraídos os valores, nos pontos de grade mais próximos espacialmente aos pontos onde foram coletados os dados de fCO₂, para cruzamentos espaciais (*match-ups*) com dados de fCO₂ do SOCAT.

3.4 Dados meteorológicos

Para a análise das condições de vento em superfície durante os períodos da coleta dos dados vistos na Tabela 1, foi realizada uma análise dos campos de pressão e vento em superfície da região de estudo utilizando dados do NCEP (*Nacional Center for Environmental Prediction*), mais especificamente dois bancos de dados: (1) o CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis*) que oferece um produto a cada 6 horas desde janeiro de 1979 até dezembro de 2010 e (2) o CFS v2 (*Climate Forecast System version 2*) implementada em março de 2011, com um produto a cada 6 horas desde janeiro de 2011 atualizado diariamente até a presente data.

Desses dois foram extraídos os dados, pressão e vento em superfície para todos os cruzeiros durante todo o período dos mesmos e utilizando o Software GrADS (*The Grid Analysis and Display System*) foram plotados os campos de pressão para que fosse possível analisar o estado da atmosfera em superfície. Os dados de vento foram utilizados para que fosse possível calcular a velocidade vertical de corrente associada ao Bombeamento de Ekman - w_e (Equação 17) para toda a região de estudo durante o período de cada cruzeiro.

Após isso, os valores de w_e foram retirados no ponto mais próximo (tanto em espaço quanto em tempo) de cada valor de fCO_2 ,

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

As figuras nos Anexos A e B mostram a fugacidade do CO₂ sobre os campos médios mensais de TSM e de concentração de clorofila respectivamente para os meses referentes a cada cruzeiro descrito na Tabela 1. É possível observar um padrão de valores maiores de fCO₂ a norte dos 30 °S, e menores valores em regiões a sul desta latitude. Esse padrão corrobora os resultados apresentados por Takahashi *et al.* (2002, 2009). No entanto, é possível observar certas regiões com comportamento diferente. Isso é notável principalmente no cruzeiro 8 em abril de 2010. Uma análise mais detalhada desse cruzeiro nos mostra que os pontos com valores maiores de fCO₂ estão localizados sobre a CM, que tem águas até 2 °C mais frias que as águas em seu entorno e maiores concentrações de clorofila, uma discussão mais detalhada deste pode ser observada na seção 4.2.

Através da utilização de diagramas T-S (figuras no anexo C) feitos a partir de dados de TSM e salinidade provenientes do próprio banco de dados do SOCAT para todos os cruzeiros e com a delimitação das massas d'água seguindo as características termohalinas propostas por Moller *et al.* (2008) (tabela 3), vemos que os valores de fCO₂ tendem a se manter pouco variáveis dentro de uma mesma massa d'água na região oceânica do OAS.

Tabela 3. Características termohalinas das massas d'água para os meses de inverno e verão calculadas por diversas estações oceanográficas entre a costa e a isobata de 200m. Fonte: Moller *et al.* (2008)

Massa d'água	Inverno	Verão
	Intervalo Termohalino	
AT	$T \geq 18.5 \text{ }^\circ\text{C}, S \geq 36$	$T \geq 18.5 \text{ }^\circ\text{C}, S \geq 36$
ASTP	$T > 14^\circ\text{C}, 33,5 < S < 35,3$	$T > 18.5 \text{ }^\circ\text{C}, 35.3 < S < 36$
	$T > 18.5 \text{ }^\circ\text{C}, 35,3 \leq S < 36$	$T > 21 \text{ }^\circ\text{C}, 33.5 < S \leq 35,3$
ASAP	$T \leq 14 \text{ }^\circ\text{C}, 33,5 < S \leq 34,2$	$T \leq 21 \text{ }^\circ\text{C}, 33.5 < S \leq 34,2$
PRP	$T > 10 \text{ }^\circ\text{C}, S \leq 33,5$	$T > 10 \text{ }^\circ\text{C}, S \leq 33,5$

Tabela 4. Valores máximos e mínimos de fCO₂ (µatm) encontrados nas diferentes massas d'água nos diferentes cruzeiros.

Cruzeiro	AT		ASTP		ASAP		PRP	
	Máx.	Min.	Máx.	Min.	Máx.	Min.	Máx.	Min.
1					335	310		
2					350	250	550	300
3	370	350	365	310			390	330
4	370	340						
5	370	350						
6	380	345	365	300				
7	400	360						
8	390	340	345	300	360	300		
9	390	340						
10			370	310	330	310		
11					365	345		

Em sua grande maioria, os valores de fCO₂ corroboram com o padrão esperado onde massas d'água com temperaturas maiores (AT e ASTP) tem valores mais elevados de fCO₂ que a massa d'água com temperaturas menores (ASAP) e os maiores valores de fCO₂ se encontram na PRP, isso se deve ao fato de como explicado anteriormente esta é uma água rica em nutrientes e CO₂.

Esse resultado entra em concordância com o resultado encontrado por Ito *et al.*, (2016) onde os mesmos amostraram uma região da costa sul brasileira durante a primavera de 2010 (de 23 °S a 34,9 °S). Apesar de a região amostrada ser mais ao norte que a estudada neste trabalho ainda sim é possível observar semelhanças onde a partir de dados coletados *in situ* a pCO₂ na área varia entre 352,9 e 522,3 µatm. Porém o valor máximo encontrado se deve a um mecanismo diferente do que resultou o valor máximo encontrado nesse trabalho, o valor máximo de 550 µatm acontece em uma região de deságue do Rio da Prata, entretanto no caso dos autores as regiões onde eles encontram maiores valores de pCO₂ são em regiões de ressurgência de massas d'água de subsuperfície. Contudo nota-se valores altos encontrados na ASAP (maiores que 350 µatm) diferem dos outros valores encontrados nessa região.

Em um primeiro ponto se supôs que eventos atmosféricos transientes pudessem estar modulando os valores de $f\text{CO}_2$. Porém, ao longo do trabalho, notou-se que nem sempre a passagem de eventos transientes causam impacto sobre a $f\text{CO}_2$, por exemplo, no cruzeiro 3 ocorre uma passagem de uma frente fria sobre a região de coleta do navio, onde foi possível amostrar um sistema, pré-frontal, frontal e pós-frontal mas os valores de w_e se mantiveram positivos (Figura 5 c) e não houve variação nas relações entre $f\text{CO}_2$ e na TSM (Figura 5 a). Em outros casos ainda mesmo com a ausência de sistemas transientes e sobre influência de altas pressões (ou seja uma camada atmosférica mais estável) temos valores negativos de w_e que geraram uma inversão na relação entre positiva entre os padrões de $f\text{CO}_2$ e na TSM, ou seja, possivelmente exista outros fatores de uma microescala meteorológica que influenciam essas variações.

É importante ressaltar que nem sempre quando se tem regiões com w_e negativo se tem essa inversão das relações de TSM e $f\text{CO}_2$, isso pode ser visto na Tabela 5 que nos dá as correlações de Spearman com significância de 5% para todos os cruzeiros em regiões onde os valores de w_e são positivos/negativos e para todos os pontos. Observa-se, pela tabela 5, que quando se considera o cruzeiro completo os coeficientes de correlação, em sua maioria se mantêm positivos e em grande parte acima de 0,8. As exceções são os cruzeiros 1 e 11 que são aqueles que apresentam um menor número amostral e os únicos a apresentarem valores negativos de coeficientes de correlação. Isso se deve ao fato de que o cruzeiro 11 tinha apenas valores negativos de w_e que estavam gerando uma região de ressurgência. Já o cruzeiro 1 tem em sua grande maioria valores negativos de w_e que, assim como no caso do cruzeiro 11, geraram uma ressurgência.

Tabela 5. Coeficientes de correlação de Spearman (r) com significância de 5% entre a fugacidade de CO₂ e a temperatura da superfície do mar, em regiões com os valores de velocidade vertical de Ekman positivos, negativos e para o banco de dados completo para todos os cruzeiros. O número de pontos amostrados é indicado por N.

Cruzeiro	r w _e positivo	N	r w _e negativo	N	r Total	N
1	-		-0,9320	165	-0,9320	165
2	0,6581	454	0,2203	1113	0,4649	1567
3	0,8014	1502	0,5992	603	0,8449	2105
4	0,8033	622	0,7509	631	0,8657	1253
5	0,3531	146	0,7138	706	0,8174	852
6	0,9344	3062	0,8252	6288	0,8858	9350
7	0,9089	882	0,6030	1552	0,6830	2434
8	0,9094	2850	0,7372	4430	0,8358	7280
9	0,0674	1885	0,9312	1866	0,6272	3751
10	0,9680	900	0,9823	5216	0,9847	6116
11	-		-0,5872	395	-0,5872	395

Nota-se que os coeficientes de correlação são bem variáveis, tendo seu valor máximo no cruzeiro 10 (0,98) e mínimo (considerando somente aqueles com correlação positiva) no cruzeiro 2 (0,46), que é o cruzeiro com mais pontos amostrados na região costeira próximo região de deságue do Rio da Prata o que, conforme descrito anteriormente, faz com que a atividade biológica passe a ser um fator predominante.

Considerando somente os cruzeiros com valores de r positivos (2 ao 10) vemos que 6 entre esses 9 cruzeiros obtiveram valores maiores de correlação entre a TSM e a fCO₂ quando consideramos as regiões com w_e positivo. O cruzeiro com maior diferença entre as correlações para pontos com w_e positivo e negativo foi o cruzeiro 9 onde r para w_e positivo foi de 0,06 e 0,93 para os pontos com w_e negativo.

4.1 Cruzeiro 3

O cruzeiro 3, apesar de ter em sua grande maioria valores positivos de w_e (Figura 5 c) e não mostrar variações na dependência de $f\text{CO}_2$ com a TSM ele é de grande importância por 3 motivos:

- Conforme dito anteriormente mostra que eventos transientes não são necessariamente responsáveis pelas variações da relação entre $f\text{CO}_2$ e TSM;
- Amostra a região da CBM, onde é possível perceber um crescimento nos valores de $f\text{CO}_2$ quando esse sai de uma região com domínio de uma água de mistura da CBM e avança sobre águas mais quentes da CB (Figura 5 a).
- Amostra uma região oceânica de grande importância quando consideramos os fluxos de carbono entre a atmosfera e o oceano, a região costeira.

Nessa região observam-se valores baixos de $f\text{CO}_2$ desde a região média até a quebra de plataforma continental, e valores mais elevados nas regiões próximas à costa. Esse padrão segue o encontrado por Cai (2003) na Bacia Sul Atlântica dos Estados Unidos

A região costeira amostrada pelos cruzeiros 2 e 3 tem outro fator que as torna relevantes que é se encontrar na região onde ocorre o deságue do Rio da Prata para a região costeira. Regiões onde existe advecção de uma pluma de rio rica em CO_2 em regiões oceânicas são de suma importância para os fluxos de CO_2 pois como as plumas dos rios tem uma fraca atividade biológica devido à sua turbidez quando são liberadas no oceano, ocorre uma diminuição da turbidez das águas, aumentando assim a atividade primária. Isso causa uma diminuição na concentração de CO_2 na água, passando de águas supersaturadas típicas do oceano aberto para águas subsaturadas da região da pluma. Essa diminuição na concentração de CO_2 na pluma torna esta um sumidouro de CO_2 (Körtzinger, 2003).

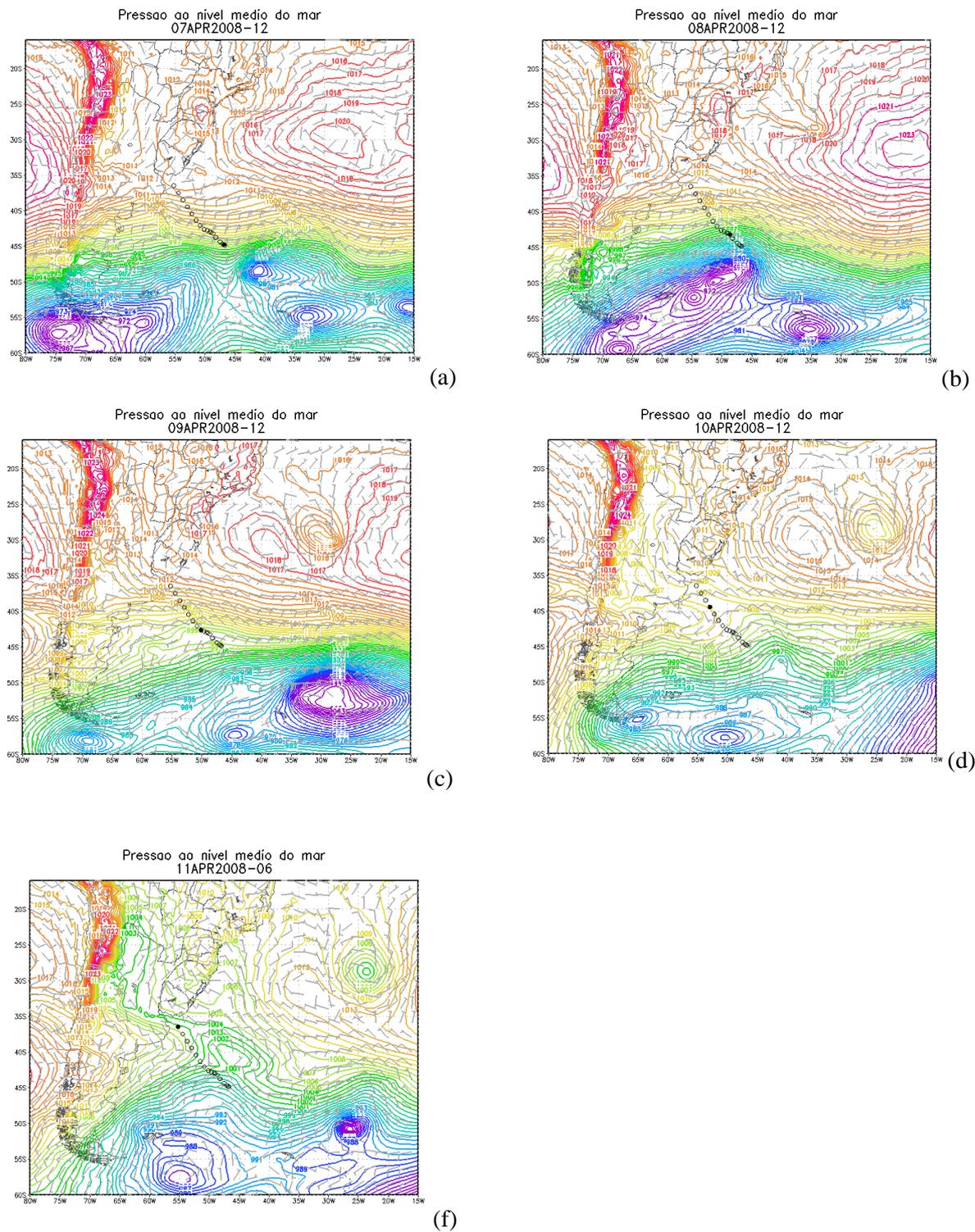


Figura 4: Campos de pressão e vento em superfície para: (a) 07 de Abril de 2008 as 12h UTC, (b) 08 de Abril de 2008 as 12h UTC, (c) 09 de Abril de 2008 as 12h UTC, d) 10 de Abril de 2008 as 12h UTC e (e) 11 de Abril de 2008 as 06h UTC. Os círculos vazados representam a posição do navio durante todo o transecto nos horários sinóticos (0 6 12 18 h), e os círculos preenchidos representam a posição do navio no horário da análise.

Conforme dito anteriormente apesar de termos a passagem de uma frente fria (Figura 4 b) porém esta mesma não afeta os valores de $f\text{CO}_2$. Os valores de w_e (Figura 5 c) durante a passagem da frente (dia Juliano 98, 8/04/2008) e durante grande parte do cruzeiro se mantiveram positivos. Os valores negativos de w_e se encontram a partir do dia Juliano 100 (10/04/2008) onde o navio se encontra sobre a atuação de um cavado (Figura 4 d) porém esses valores negativos não afetam a relação entre $f\text{CO}_2$ e TSM (Figura 5 a).

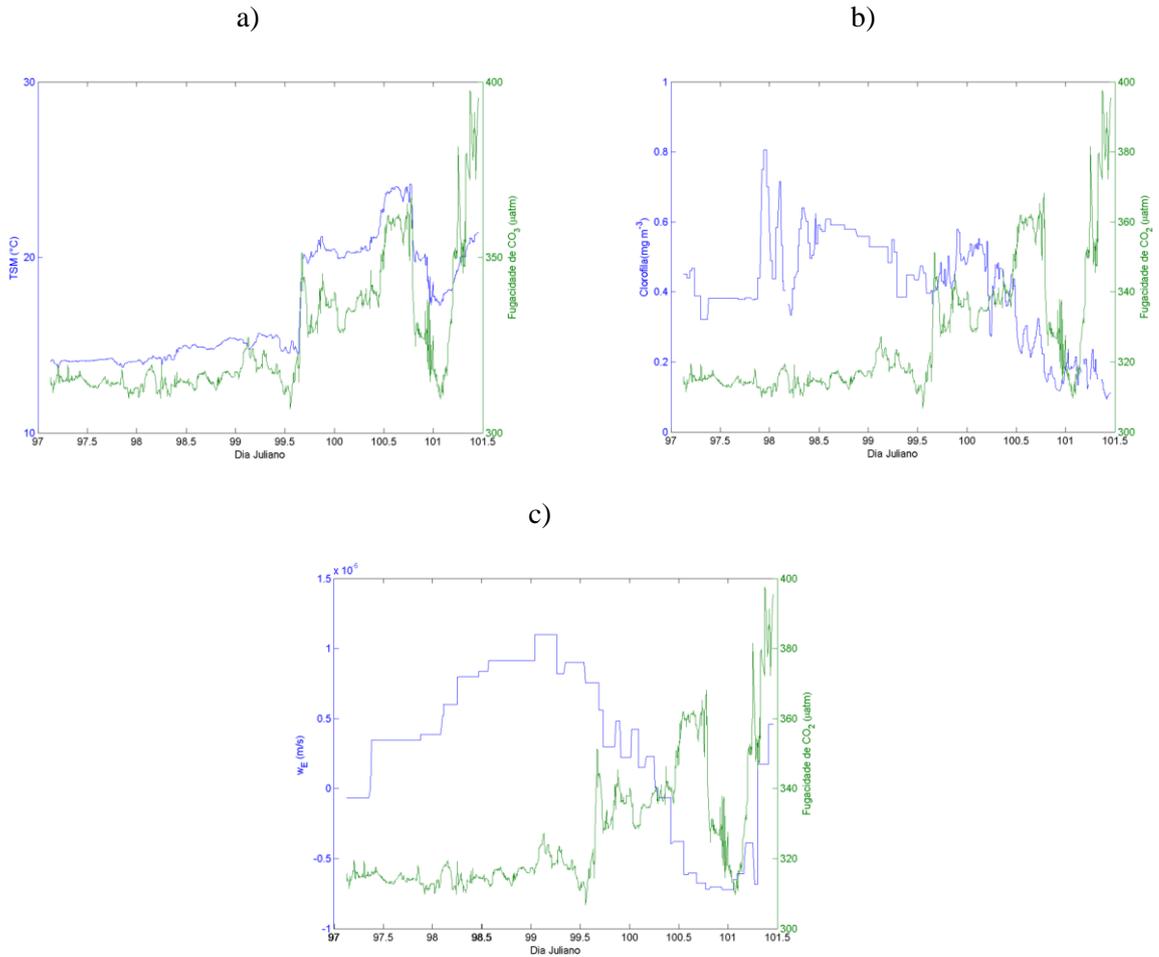


Figura 5: Perfil de $f\text{CO}_2$ e de (a) TSM, (b) clorofila e (c) w_e durante todo o período do cruzeiro 3.

Vemos pela Figura 5 (a e b) que a medida que o navio se dirige a águas mais quentes temos um aumento da $f\text{CO}_2$. Próximo a metade do dia Juliano 99 vemos que o navio entra em uma região de domínio da CB, os valores de TSM sobem de aproximadamente 15 para 20 °C e também um aumento na $f\text{CO}_2$ de 320 para 350 µatm. Próximo ao final do dia Juliano 100 temos o navio entrando em uma região costeira com águas mais frias e com menor $f\text{CO}_2$ (17 °C e 310 µatm), Quando o navio se aproxima mais da região costeira temos um leve aumento

na temperatura que passa de 17 para 20 °C porém um grande crescimento na $f\text{CO}_2$ que passa de 310 para valores próximos a 400 μatm .

Os valores de $f\text{CO}_2$ no cruzeiro variaram entre 306 e 397 μatm , Tendo esse seu mínimo na região de domínio da CM (dia Juliano 99,5) e máximo na região de deságue do Rio da Prata (dia Juliano 101,5).

4.2 Cruzeiro 8

As maiores diferenças entre TSM e $f\text{CO}_2$ ocorrem no começo da série de dados do cruzeiro 8 (do dia 100 até o dia Juliano 102) (Figura 6 a). O impacto disso fica evidente quando analisamos o coeficiente de correlação entre TSM e $f\text{CO}_2$ para toda os dados coletados entre os dias Julianos 100 e 108, nesse caso, o coeficiente de correlação encontra-se com um valor próximo a 0,80. Entretanto, se retirarmos os dias 100 a 102 (período onde ocorre a inversão da relação entre TSM e $f\text{CO}_2$) da série, notamos que a correlação entre TSM e $f\text{CO}_2$ sobe para 0,90, e a correlação nesse período foi de -0,86.

Procurando uma explicação para essa grande variação e outras menores vistas ao longo do cruzeiro 8, foi proposto que o processo que esta gerando esta não seja oceanográfico diretamente mas dependa de variáveis externas, no caso a atmosfera. Uma das principais variáveis atmosféricas que influenciam o oceano é o vento (seção 2.3), para que a eventual ação do vento sobre os valores de fugacidade pudesse ser estudada, o cálculo do Bombeamento de Ekman (w_e) foi efetuado e plotado para os dias e locais referentes ao cruzeiro 8 (Figura 6 c).

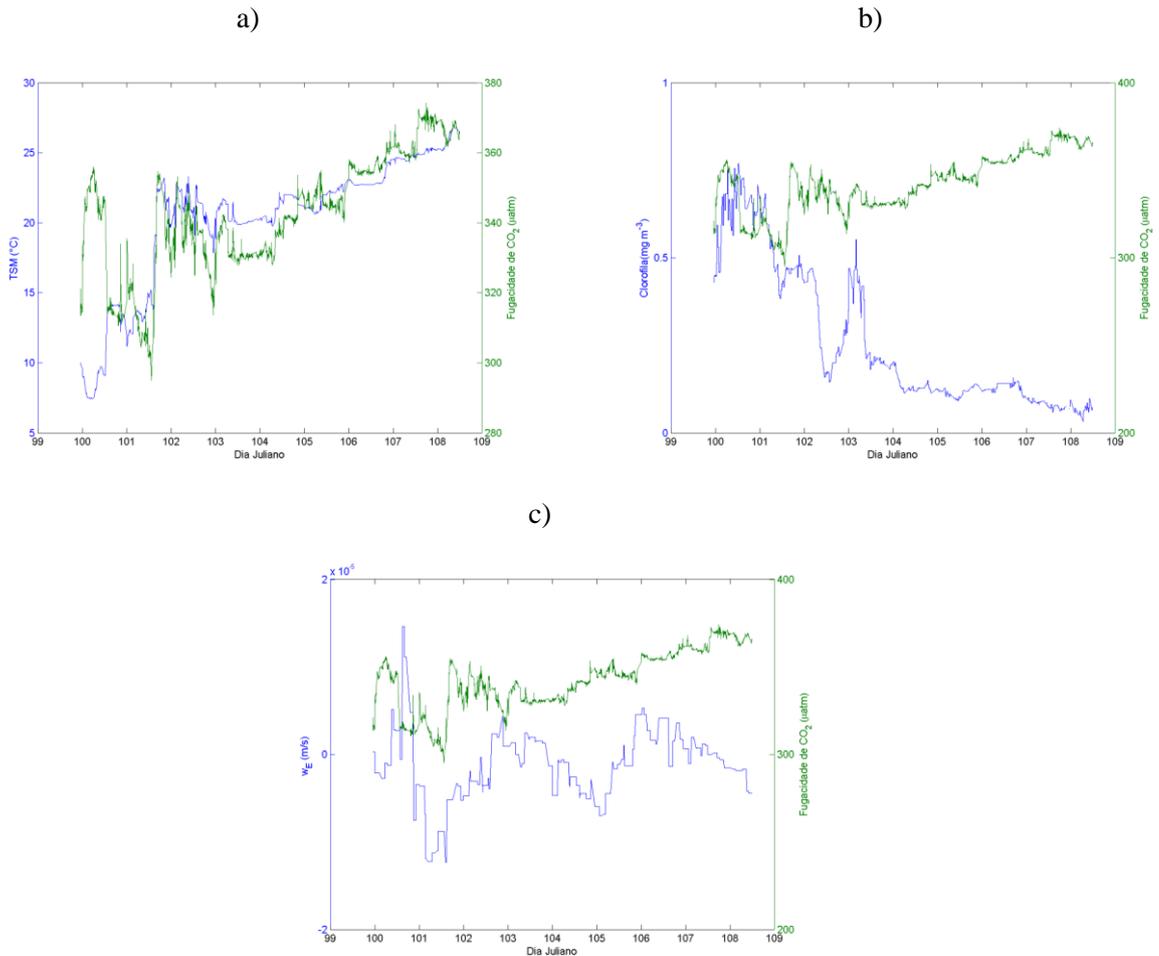


Figura 6: Perfil de $f\text{CO}_2$ e de (a) TSM, (b) clorofila e (c) w_e durante todo o período do cruzeiro 8.

Nota-se que em regiões onde se tem essas diferenças, encontram-se valores negativos de w_e , ou seja, regiões de divergência com um movimento ascendente de massas d'água de subsuperfície em direção à superfície (ressurgência) e uma consequente diminuição da altura da camada de mistura oceânica. Essas massas d'água que são trazidas de subsuperfície oceânica apresentam menores temperaturas, diminuindo a TSM local (Figura 6 a). Também são mais ricas em nutrientes (que proporciona o aumento da concentração de clorofila na região) (Figura 6 b) e CO_2 , aumentando assim os valores de $f\text{CO}_2$. Resultados similares desse fenômeno são mostrados por Sarma *et al.* (1996, 1998, 2000) na região do Mar da Arábia (MA) durante Monção de Sudoeste. Nesse período, um jato de baixos níveis (jato de Findlater, Findlater 1969, 1974) gera fortes gradientes de estresse do vento sobre o MA, causando convergência (subsidiência) a sudeste do jato e convergência (ressurgência) a sudoeste desse. Assim ocorre um crescimento nos níveis de CO_2 na superfície da água semelhante ao observado aqui para o cruzeiro 8.

Porém, diferente do que ocorre no MA, a região estudada aqui não tem um jato de baixos níveis mas sim apresenta a maior taxa de formação de ciclones do hemisfério sul (Hoskins e Hodge 2008).

Uma análise dos campos de pressão e vento em superfície foi realizada durante todo o período de coletas do cruzeiro 8 (10/04/2010 a 19/04/2010), essa análise pode ser parcialmente vista na Figura 7.

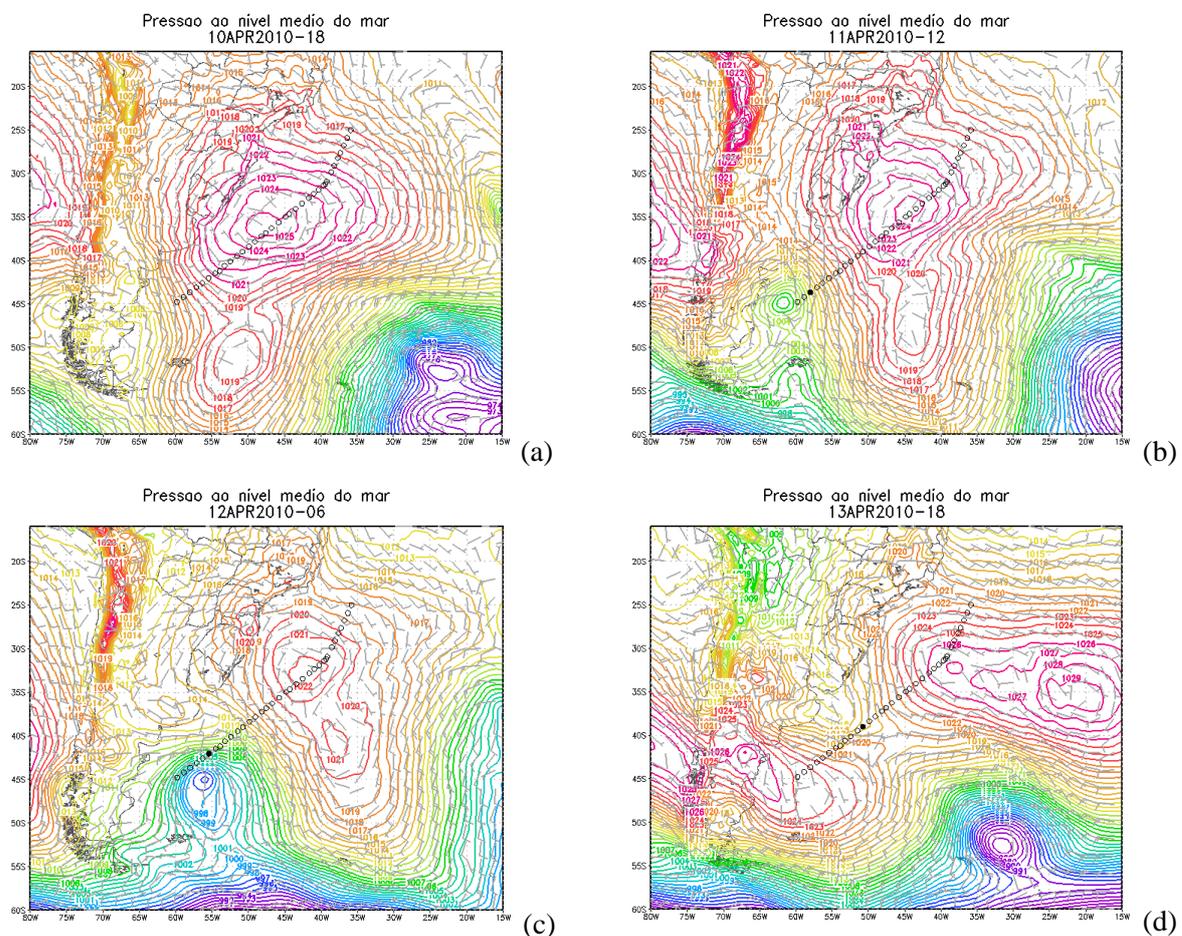


Figura 7: Campos de pressão e vento em superfície para: (a) 10 de Abril de 2010 as 18h UTC, (b) 11 de Abril de 2010 as 12h UTC, (c) 12 de Abril de 2010 as 06h UTC, d) 13 de Abril de 2010 as 18h UTC, (e) 14 de Abril de 2010 as 12h UTC, (f) 15 de Abril de 2010 as 18h UTC, (g) 16 de Abril de 2010 as 18h UTC, (h) 17 de Abril de 2010 as 18h UTC, (i) 18 de Abril de 2010 as 18h UTC e (j) 19 de Abril de 2010 as 12h UTC. Os círculos vazados representam a posição do navio durante todo o transecto nos horários sinóticos (0 6 12 18 h), e os círculos preenchidos representam a posição do navio no horário da análise. (continua)

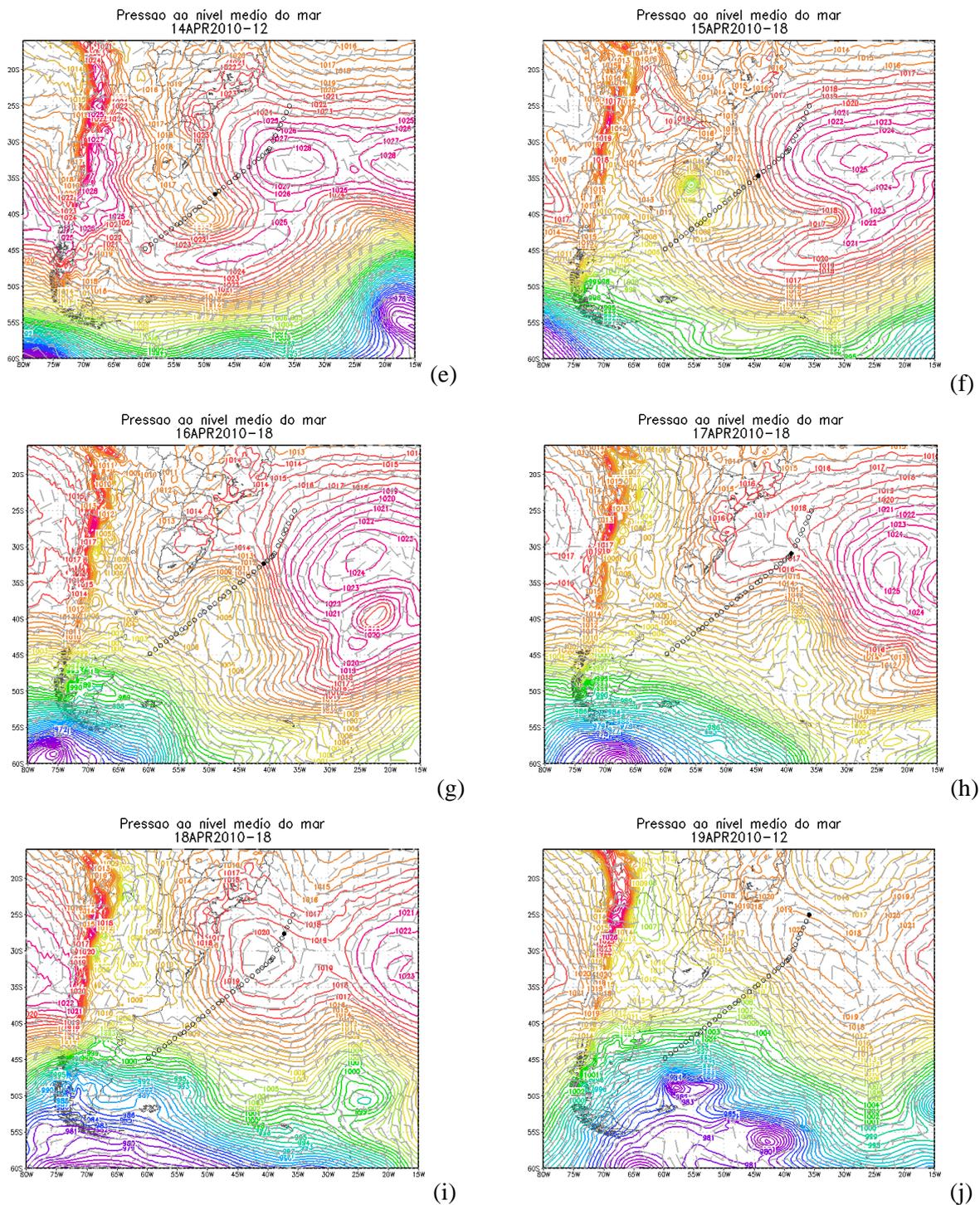


Figura 7: Campos de pressão e vento em superfície para: (a) 10 de Abril de 2010 as 18h UTC, (b) 11 de Abril de 2010 as 12h UTC, (c) 12 de Abril de 2010 as 06h UTC, d) 13 de Abril de 2010 as 18h UTC, (e) 14 de Abril de 2010 as 12h UTC, (f) 15 de Abril de 2010 as 18h UTC, (g) 16 de Abril de 2010 as 18h UTC, (h) 17 de Abril de 2010 as 18h UTC, (i) 18 de Abril de 2010 as 18h UTC e (j) 19 de Abril de 2010 as 12h UTC. Os círculos vazados representam a posição do navio durante todo o transecto nos horários sinóticos (0 6 12 18 h), e os círculos preenchidos representam a posição do navio no horário da análise.

Durante o período onde ocorre esta inversão na relação entre o $f\text{CO}_2$ e TSM (dia Juliano 100 a 102 correspondente aos dias 10-12 de Abril de 2010) o navio se encontrava na borda leste/nordeste de um centro de baixa pressão, contudo os valores de w_e nesse período (Figura 9 c) estão entre os menos significativos, isso se deve ao fato que não somente os valores de w_e são relevantes mas também temos que levar em conta a temperatura e as propriedades bioquímicas das águas que resurgem. Do dia 14 a 16 (dias Julianos 104 a 106) o navio estava localizado entre um centro de baixa pressão e um de alta pressão, gerando assim uma região com fortes ventos de norte. Se observarmos os valores de w_e , esses são negativos e temos novamente uma inversão na correlação entre $f\text{CO}_2$ e TSM.

Os valores de $f\text{CO}_2$ durante todo o cruzeiro variaram entre 294 e 374 μatm . O valor mínimo foi encontrado na região onde ocorre a inversão da correlação entre $f\text{CO}_2$ e TSM, e o valor máximo em uma região de águas da CB. Próximo ao fim do dia Juliano 102 podemos perceber quando o navio passa pela região da CBM e os valores de TSM mudam de 15 °C para aproximadamente 24 °C e os valores de $f\text{CO}_2$ vão de aproximadamente 300 μatm para 360 μatm .

4.3 Cruzeiro 10

O cruzeiro 10 entre todos foi o que obteve a maior correlação entre a $f\text{CO}_2$ e a TSM (0,98), tornando esse cruzeiro como o que melhor representa o que é comumente conhecido na literatura, que os valores de $f\text{CO}_2$ e a suas flutuações dependem majoritariamente dos parâmetros de TSM (figura 9 a). Somente no começo da serie de dados (entre os dias Julianos 103 e 105) nota-se uma região onde ocorre uma inversão na relação entre a $f\text{CO}_2$ e a TSM, essa também ligada a uma região com valores negativos de w_e , nessa região a correlação entre ambos foi de -0,7653, porém, nota-se que quando consideramos a correlação $f\text{CO}_2$ -TSM para regiões com w_e positivo/negativo as regiões com w_e negativo tiveram uma corelação maior e mais próxima da correlação geral (0,98) .

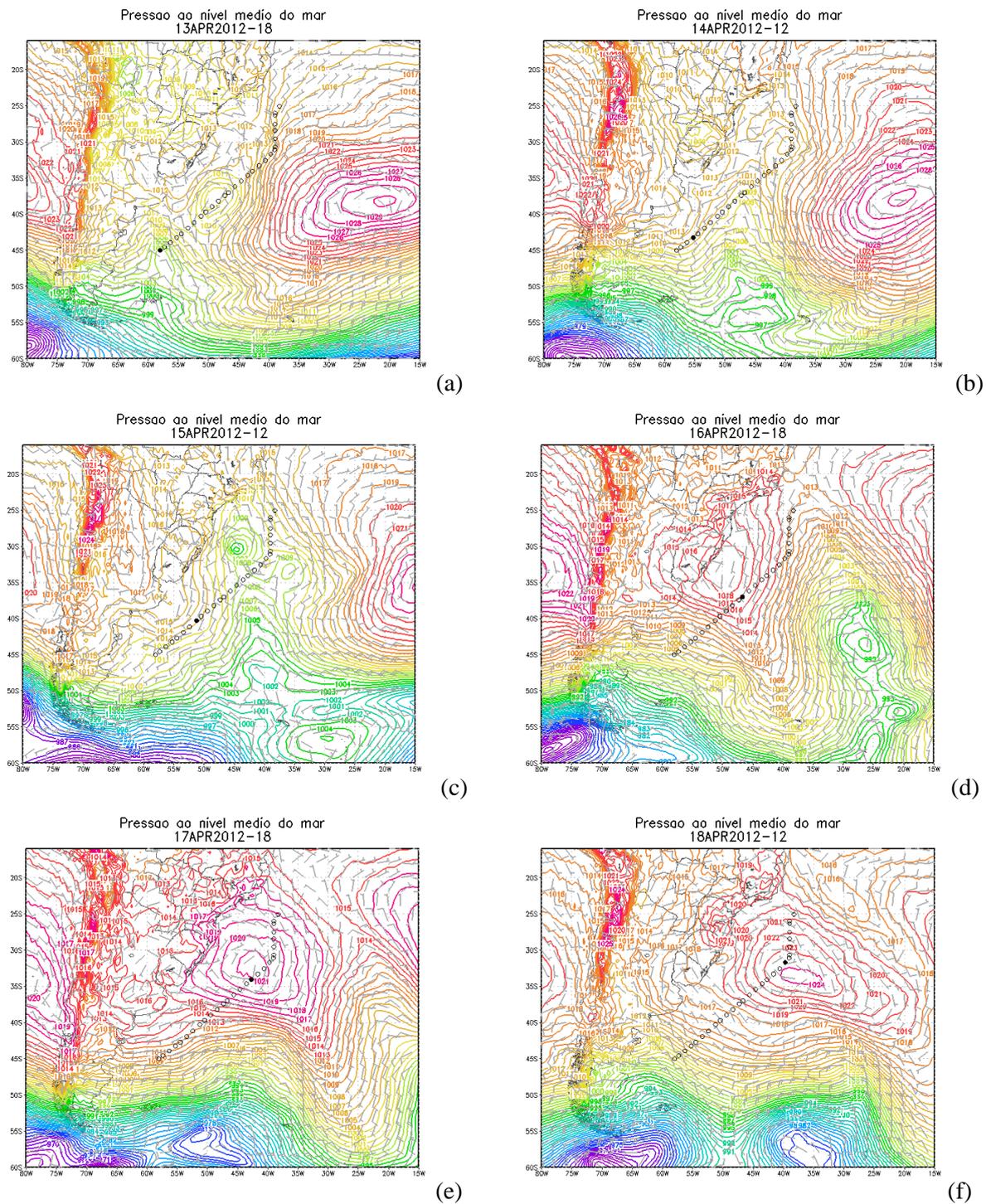


Figura 8: Campos de pressão e vento em superfície para: (a) 13 de Abril de 2012 as 18h UTC, (b) 14 de Abril de 2012 as 12h UTC, (c) 15 de Abril de 2012 as 12h UTC, d) 16 de Abril de 2012 as 18h UTC, (e) 17 de Abril de 2012 as 18h UTC, (f) 18 de Abril de 2012 as 12h UTC, (g) 19 de Abril de 2012 as 12h UTC, (h) 20 de Abril de 2012 as 06h UTC. Os círculos vazados representam a posição do navio durante todo o transecto nos horários sinóticos (0 6 12 18 h), e os círculos preenchidos representam a posição do navio no horário da análise.(continua)

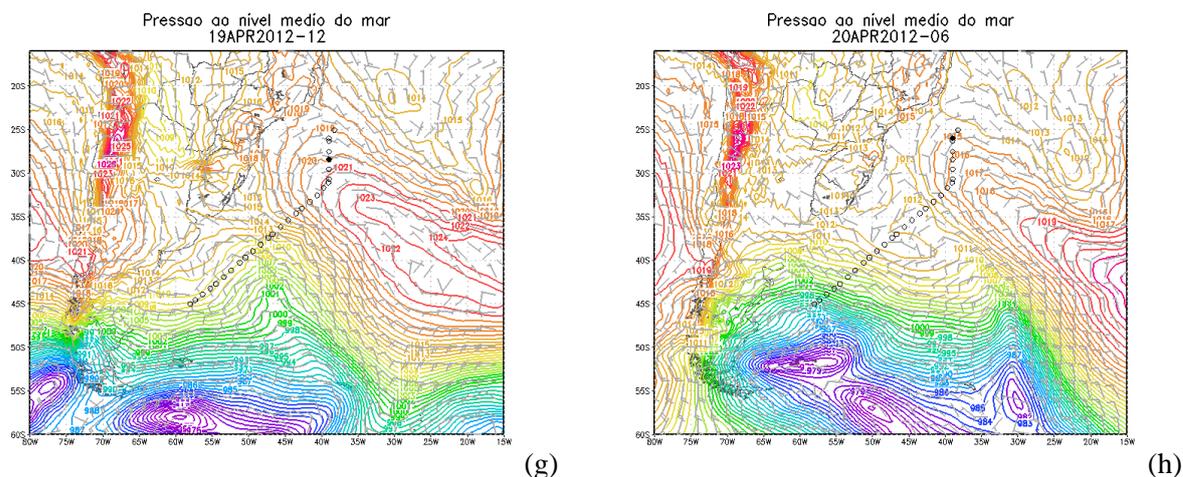


Figura 8: Campos de pressão e vento em superfície para: (a) 13 de Abril de 2012 as 18h UTC, (b) 14 de Abril de 2012 as 12h UTC, (c) 15 de Abril de 2012 as 12h UTC, d) 16 de Abril de 2012 as 18h UTC, (e) 17 de Abril de 2012 as 18h UTC, (f) 18 de Abril de 2012 as 12h UTC, (g) 19 de Abril de 2012 as 12h UTC, (h) 20 de Abril de 2012 as 06h UTC. Os círculos vazados representam a posição do navio durante todo o transecto nos horários sinóticos (0 6 12 18 h), e os círculos preenchidos representam a posição do navio no horário da análise.

Analisando-se o estado superficial da atmosfera (Figura 8) nota-se que no começo da série (fim do dia Juliano 103 - 13/abril/2012) o navio se encontra no centro de um cavado, se deslocando depois para a região oeste desse no dia 104 e depois entrando em uma região entre um cavado e uma crista, Esse padrão segue até o dia 106 as 12h quando se forma uma região de baixa pressão no continente que se desloca para o oceano e o navio no dia 107 as 6h entra no centro dessa região de alta pressão e se desloca junto com ela até o dia 108 as 18h. A partir do dia 19 o navio começa a se afastar da região do centro da alta. O vento até o dia 17 foi de sudoeste e a partir do dia 18 o mesmo começou a ser de nordeste.

Observando-se os valores de w_e (Figura 9 c) para todo o período do cruzeiro nota-se que são uma ordem de grandeza menores que os encontrados em outros cruzeiros variando entre $2,77 \times 10^{-6}$ e $-5,15 \times 10^{-6}$

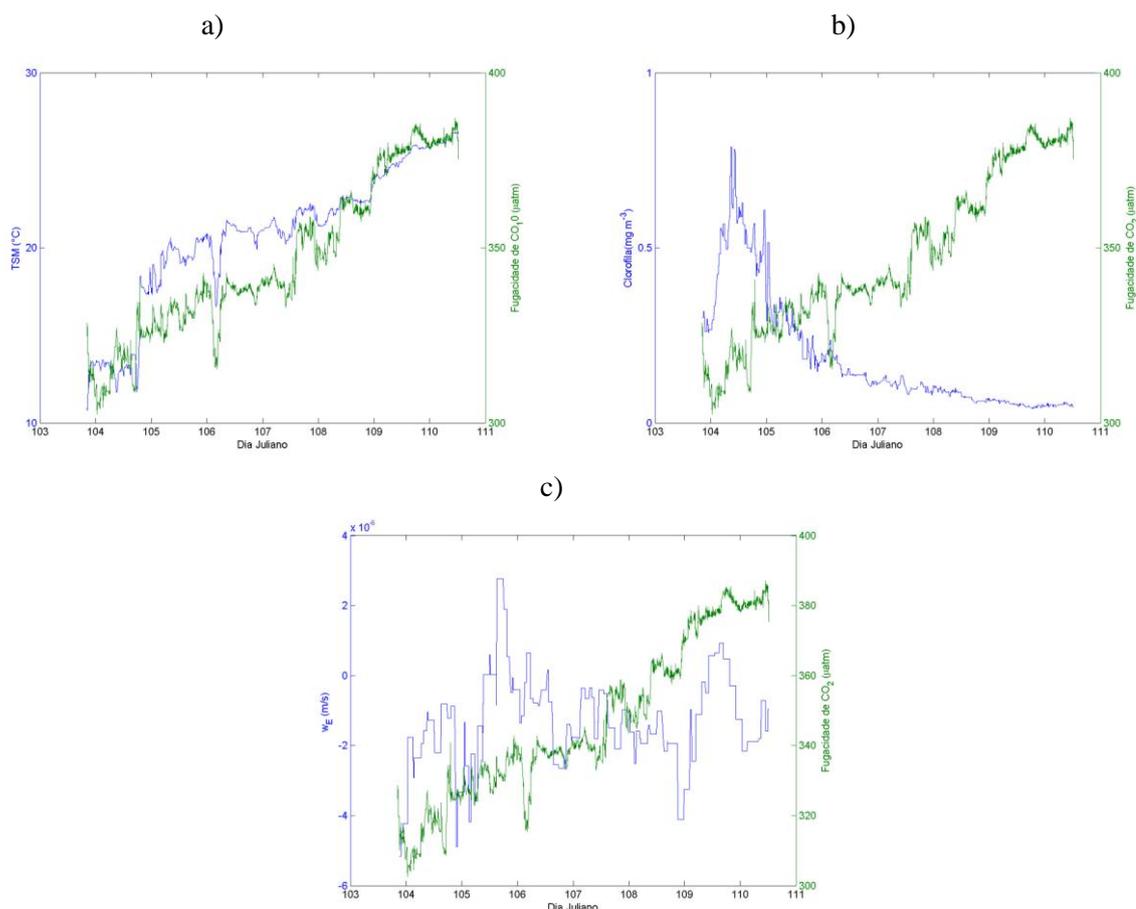


Figura 9: Perfil de $f\text{CO}_2$ e de (a) TSM, (b) clorofila e (c) w_e durante todo o período do cruzeiro 10.

Os valores de $f\text{CO}_2$ durante o cruzeiro variaram entre 302-387 μatm , tendo esse seu mínimo em uma região onde estava havendo ressurgência de águas subsuperficiais e seu máximo na porção mais ao norte do cruzeiro. Assim como nos cruzeiros anteriores, é possível notar a diferença da TSM e da $f\text{CO}_2$ quando o navio atravessa a frente oceanográfica da CBM. Na região de domínio da CM temos um valor de TSM de aproximadamente 12 °C e na região da CB de 18 °C e valores de $f\text{CO}_2$ variando de 315 μatm para 330 μatm .

A compreensão de como a $f\text{CO}_2$ se comporta nessa região e em outras regiões de frentes oceanográficas é de suma importância para o estudo dos fluxos globais de carbono ,pois esse contraste termal é capaz de modular a CLAM e os fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera (Pezzi *et al.* 2009, Acevedo *et al.* 2010 e Camargo *et al.* 2013). No entanto esse contraste termal dificulta a capacidade dos modelos em representar a região (Arruda *et al.* 2015).

5. CONCLUSÃO

Neste trabalho foi possível verificar que a TSM, assim como o esperado, é a principal variável relacionada com a $f\text{CO}_2$ (correlação positiva e normalmente superior a 0,8). Ainda assim, em certos momentos, essa relação se inverte. Numa análise mais detalhada, como a realizada nesse trabalho, mostrou pela primeira vez na região de estudo que, onde ocorre a inversão na correlação positiva entre TSM e $f\text{CO}_2$, temos um movimento divergente em superfície (w_e negativo no HS). Isso, por sua vez, gera um movimento ascendente (ressurgência) de massas d'água de subsuperfície que são mais frias e ricas em dióxido de carbono.

É possível notar a diferente distribuição da $f\text{CO}_2$ em distintas massas d'água, sendo que as mais quentes (AT e ASTP) tem uma maior concentração de clorofila, com a AT tendo valores mais elevados que variam entre 340-400 μatm , enquanto as ASTP tem sua variação entre 300-370 μatm . As águas da ASAP tem uma $f\text{CO}_2$ menor, variando entre 250-365 μatm , e são as regiões onde principalmente ocorreram as relações inversas entre a TSM e a $f\text{CO}_2$. A PRP apresentou a maior $f\text{CO}_2$ (variando entre 300 e 550 μatm). Essa constatação aponta para a importância de se melhor estudar a região costeira do OAS. É importante que se melhor compreenda o impacto do deságue das águas provenientes do Rio da Prata e de sua variabilidade espacial e temporal sobre a fugacidade e os fluxos de CO_2 na região costeira do OAS.

Apesar de ainda não ser possível identificar por que em certos casos quando se tem uma divergência ocorre essa inversão e em outros momentos não, ainda sim esse é um trabalho inédito na região com resultados muito importantes para o estudo dos fluxos de CO_2 na região de estudo. Os mecanismos que controlam a fugacidade de CO_2 , como demonstrado nesse trabalho, podem ser não somente processos físicos e biogeoquímicos oceânicos mas também atmosféricos. O vento, através do bombeamento de Ekman, é capaz de modificar a $f\text{CO}_2$ na superfície oceânica.

Para trabalhos futuros sugere-se (1) a utilização de outros bancos de dados oceânicos e o aumento na amostragem da região; (2) um estudo mais aprofundado da frequência e duração desses eventos de ressurgência e como esses afetam a fugacidade e os fluxos de CO_2 ; (3) uma

expansão desse estudo para outras regiões oceânicas para saber se existe um padrão regional ou se isso se reproduz por toda a bacia oceânica e; (4) analisar se os modelos regionais ou globais acoplados ou os modelos regionais de ciclos biogeoquímicos são capazes de reproduzir as relações entre $f\text{CO}_2$, TSM, concentração de clorofila e regime de ventos.

6. BIBLIOGRAFIA

Acevedo, O. C.; Pezzi, L. P.; Souza, R. B.; Anabor, V.; Degrazia G. Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil-Malvinas Confluence South Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 115(D22107), doi:10.1029/2009JD013785, 2010.

Archer, D.; Kheshgi, H.; Maier-Reimer, E. Multiple timescales for neutralization of fossil fuel CO₂, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 405–408, 1997.

Arruda, R.; Calil P. H. R.; Bianchi, A. A.; Doney, S. C.; Gruber, N.; Lima, I.; Turi, G. Air– sea CO₂ fluxes and the controls on ocean surface pCO₂ variability in coastal and open-ocean southwestern Atlantic Ocean: a modeling study, *Biogeosciences Discuss.*, 12, 7369–7409, 20, doi:10.5194/bgd-12-7369-2015, 2015.

Bauer, J. E., Cai, W.-J., Raymond, P. A., Bianchi, T. S., Hopkinson, C. S., and Regnier, P. A. G.: The changing carbon cycle of the coastal ocean, *Nature*, 504, 61–70, doi:10.1038/nature12857, 2013.

Bianchi, A. A.; Hernn, D. R. P.; Perlender, G. I.; Osiroff, A. P.; Segura, V.; Lutz, V.; Clara, M. L.; Balestrini, C. F.; Piola, A. R. Annual balance and seasonal variability of sea-air CO₂ fluxes in the Patagonia Sea: Their relationship with fronts and chlorophyll distribution. *J. Geophys. Res.*, 114 (C03018), doi:10.1029/2008JC004854, 2009.

Cai, W.-J.: The role of marsh-dominated heterotrophic continental margins in transport of CO₂ between the atmosphere, the land–sea interface and the ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1849, doi:10.1029/2003GL017633, 2003.

Camargo, R.; Todesco, E.; Pezzi, L. P.; Souza, R. B. Modulation mechanisms of marine atmospheric boundary layer at the Brazil-Malvinas Confluence region, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, doi:10.1002/jgrd.50492, 2013.

Chelton, D. B., M. G. Schlax, D. L. Witter, and J. G. Richman. GEOSAT altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean, *J. Geophys. Res.*, 95, 17,877– 17,903, doi:10.1029/JC095iC10p17877, 1990

Cooper, D. J.; Watson, A. J.; Ling, R. D. Variations of pCO₂ along a North Atlantic shipping route (UK to the Caribbean): A year of automated observations, *Mar. Chem.*, 60, 147–164, 1998.

Dickson, A. G.; Sabine, C. L.; Christian, J. R. (Eds.): Guide to best practices for ocean CO₂ measurements, PICES Special Publication 3, IOCCP Report 8, 191 pp., 2007.

Doney, S. C.; Fabry, V. J.; Feely, R. A.; Kleypas, J. A. Ocean acidification: the other CO₂ problem. *Annual Review of Marine Science* 1:169– 192, 2009.

Farias, P. C. Fluxos de calor e dióxido de carbono entre o oceano e a atmosfera na região costeira e oceânica ao sul do Brasil. PPGMET, UFSM, 91p. 2014.

Farias, P. C.; Souza, R. B.; Pezzi, L. P.; Dias, F. G.; Rossato, F.; Alves, R. C. M. Análise do acoplamento oceano-atmosfera em escala sinótica ao longo de 33 °S nos dias 19 e 20 de junho de 2012. *Ciência e Natura*, VOL. 37, Ed. Especial SIC, p. 39-45. doi:10.5902/217946, 2015.

Findlater J A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer; *Q. J. Meteorol. Soc.*, 95 362--380, 1969

Findlater J The low-level cross-equatorial barrier between the Indian and Pacific Oceans and a likely cause for Wallace's line; *Unesco Technical Papers in Marine Science*, 49 84--97, 1974

Gordon, A. L. Brazil–Malvinas confluence—198, *Deep Sea Res., Part A*, 36, 359–384, doi:10.1029/2000JC000396, 1989.

HOSKINS, B. J., HODGES, K. I. A New Perspective on Southern Hemisphere Storm Tracks. *Journal of Climate*, VOL. 18, 4108---4129, 2005.

Ito, R. G ; Garcia, C. A. E.; Tavano, V. M. Net sea-air CO₂ fluxes and modeled pCO₂ in the southwestern subtropical Atlantic continental shelf during spring 2010 and summer 2011. *Continental Shelf Research* 119 p. 68-84, DOI: 10.1016/j.csr.2016.03.013, 2016

Knauss, J. A. *Introduction to Physical Oceanography*. Second Edition. Prentice-Hall, New Jersey. 309 p , 1997

Körtzinger, A. A significant CO₂ sink in the tropical Atlantic Ocean associated with the Amazon River plume *Geophysical Research Letters*, 30 (24), p. 2287 <http://dx.doi.org/10.1029/2003GL018841>, 2003.

Landschützer, P.; Gruber, N.; Bakker, D. C. E.; Schuster, U.; Nakaoka, S.; Payne, M. R.; Sasse, T. P.; and Zeng, J. A neural network-based estimate of the seasonal to inter-annual variability of the Atlantic Ocean carbon sink, *Biogeosciences*, 10, 7793–7815, doi:10.5194/bg-10-7793-2013, 2013.

Landschützer, P.; Gruber, N.; Bakker, D. C. E. A 30 Years Observation-Based Global Monthly Gridded Sea Surface pCO₂ Product from 1982 Through 2011 (Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, TN, 2015.

Laruelle, G. G., Dürr, H. H., Lauerwald, R., Hartmann, J., Slomp, C. P., Goossens, N., and Regnier, P. A. G.: Global multiscale segmentation of continental and coastal waters from the watersheds to the continental margins, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 2029–2051, doi:10.5194/hess-17-2029-2013, 2013.

Le Quéré, C.; Rödenbeck, C.; Buitenhuis, E. T.; Conway, T. J.; Langenfelds, R.; Gomez, A.; Labuschagne, C.; Ramonet, M.; Nakazawa, T.;

Metzl, N.; Gillett, N.; Heimann, M. Saturation of the southern ocean CO₂ sink due to recent climate change. *Science* 316, 1735–1738, doi:10.1126/science.1136188 pmid:17510327, 2007.

Lefevre, N.; Ciabrini, J. P.; Michard, G.; Brient, B.; Duchaffaut, M.; Merlivat, L. A new optical sensor for pCO₂ measurements in seawater, *Mar. Chem.*, 42, 189–198, 1993.

Lenton, A.; Tilbrook, B.; Law, R. M.; Bakker, D.; Doney, S. C.; Gruber, N.; Ishii, M.; Hoppema, M.; Lovenduski, N. S.; Matear, R. J.; McNeil, B. I.; Metzl, N.; Mikaloff Fletcher, S. E.; Monteiro, P. M. S.; Rödenbeck, C.; Sweeney, C.; Takahashi T. Sea–air CO₂ fluxes in the Southern Ocean for the period 1990–2009. *Biogeosciences* 10,4037–4054, doi:10.5194/bg-10-4037-2013, 2013.

Lovenduski, N.S.; Gruber, N. *Global Biochem. Cyc.* 22, GB3016, doi:10.1126/science.1136188 pmid:17510327, 2008.

Matano, R. P.; Schlax, M. G.; Chelton, D. B. Seasonal variability in the southwestern Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 98, 18,027–18,035, 1993.

Mendonça, L. F., Souza, R. B., Assef, C.R.C., Pezzi, L.P., Möller, O.O., Alves, R. C. M. Regional modeling of the water masses and circulation annual variability at the Southern Brazilian Continental Shelf, *Journal of Geophysical Research*, sob revisão.

Möller, O. O.; Piola, A. R.; Freitas, A. C.; Campos, E. J. D. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Continental Shelf Research*, 28, 1607-1624, 2008.

Muller-Karger, F. E., Varela, R., Thunell, R., Luerssen, R., Hu, C., and Walsh, J. J. The importance of continental margins in the global carbon cycle, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L01602, doi:10.1029/2004GL021346, 2005.

Olson, D. B.; Podestá, G. P.; Evans, R. H., Brown, O. B. Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas currents. *Deep-Sea Research*, VOL. 35, 1971-- 1990. 1988.

Palma, E. D.; Matano, R. P.; Piola, A. R. A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Stratified ocean response to local and offshore forcing, *J. Geophys. Res.*, 113, C11010, doi:10.1029/2007JC004720, 2008.

Peterson, R. G., and Stramma, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 26, 1- 73, 1991

Pezzi, L. P., Souza, R. B.; Dourado, M. S.; Garcia, C. A. E.; Mata, M. M.; Silva Dias M. A. F. Ocean-atmosphere in-situ observations at the Brazil-Malvinas confluence region, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L22603, doi:10.1029/2005GL023866, 2005.

Pezzi, L. P.; Souza, R. B.; Acevedo, O.; Wainer, I.; Mata, M. M.; Garcia, C. A. E.; Camargo R. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil Malvinas confluence region, *J. Geophys. Res.*, 114, D19103, doi:10.1029/2008JD011379, 2009.

Pezzi, L. P.; Souza, R. B.; Farias, P.C.; Acevedo, O.; Miller, S. Air-sea interaction at the Southern Brazilian Continental Shelf - Part 1: In situ observations, *Journal of Geophysical Research.*, 121, 6555-6556, doi:10.1002/jgrc.21409, 2016a.

Pezzi, L. P.; Souza, R. B.; Quadro, M.F.L. Uma revisão sobre a interação oceano-atmosfera no Oceano Atlântico Sul caracterizada a partir de dados observacionais, *Revista Brasileira de Meteorologia.*, 31, 428-453, doi: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778631231420150032>, 2016b.

Pfeil, B.; Olsen, A.; Bakker, D. C. E.; Hankin, S.; Koyuk, H.; Kozyr, A; Malczyk, J; Manke, A; Metzl, N; Sabine, C. L; Akl, J; Alin, S. R; Bates, N; Bellerby, R. G. J; Borges, A; Boutin, J; Brown, P. J; Cai, W.-J; Chavez, F. P; Chen, A; Cosca, C; Fassbender, A. J; Feely, R. A; González-Dávila, M; Goyet, C; Hales, B; Hardman-Mountford, N; Heinze, C; Hood, M; Hoppema, M; Hunt, C. W; Hydes, D; Ishii, M; Johannessen, T; Jones, S. D; Key, R. M; Körtzinger, A; Landschützer, P; Lauvset, S. K; Lefèvre, N; Lenton, A; Lourantou, A; Merlivat, L; Midorikawa, T; Mintrop, L; Miyazaki, C; Murata, A; Nakadate, A; Nakano, Y; Nakaoka, S; Nojiri, Y; Omar, A. M; Padin, X. A; Park, G.-H; Paterson, K; Perez, F. F; Pierrot, D; Poisson, A; Ríos, A. F; Santana-Casiano, J. M; Salisbury, J; Sarma, V. V. S. S; Schlitzer, R; Schneider, B; Schuster, U; Sieger, R; Skjelvan, I; Steinhoff, T; Suzuki, T; Takahashi, T; Tedesco, K; Telszewski, M; Thomas, H; Tilbrook, B; Tjiputra, J; Vandemark, D; Veness, T; Wanninkhof, R; Watson, A. J; Weiss, R; Wong, C. S; and Yoshikawa-Inoue, H. A uniform, quality controlled Surface Ocean CO₂ Atlas (SOCAT), *Earth Syst. Sci. Data*, 5, 125–143, doi:10.5194/essd-5-125-2013, 2013.

Pierrot, D.; Neill, C.; Sullivan, K.; Castle, R.; Wanninkhof, R.; L'uger, H.; Johannessen, T.; Olsen, A.; Feely, R. A.; Cosca, C. E. Recommendations for autonomous underway pCO₂ measuring systems and data reduction routines, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 56, 512–522, doi:10.1016/j.dsr2.2008.12.005, 2009.

Pimenta, F. M.; Campos, E. J. D.; Miller, J. L.; Piola, A. R. Numerical study of the river discharge and wind effects over the Plata River plume intrusion the southeastern South American Shelf. *Brazilian Journal of Oceanography* 53 (3–4), 129–146, 2005.

Piola, A. R.; Campos, E. J. D.; Möller, O. O.; Charo, M.; Martinez, C. Subtropical Shelf Front off eastern South America. *J. Geophys. Res.*, 105 (C3):6565–6578, 2000.

Piola, A. R. and Matano, R. P. The South Atlantic Western Boundary Currents Brazil/Falkland (Malvinas) Currents. *Encyclopedia of Ocean Sciences*. edited

by: Steele, J. M., Thorpe, S. A., and Turekian, K. K., Academic Press, 1, 340–349, 2001.

Rödenbeck, C.; Keeling, R. F.; Bakker, D. C. E.; Metzl, N.; Olsen, A.; Sabine, C.; Heimann, M. Global surface-ocean pCO₂ and sea-air CO₂ flux variability from an observation-driven ocean mixed-layer scheme, *Ocean Sci.*, 9, 193–216, doi:10.5194/os-9-193-2013, 2013

Sabine, C. L.; Feely, R. A.; Gruber, N.; Key, R. M.; Lee, K.; Bullister, J. L.; Wanninkhof, R.; Wong, C. S.; Wallace, D. W. R.; Tilbrook, B.; Millero, F. J.; Peng, T. H.; Kozyr, A.; Ono T.; Rios A. F. The oceanic sink for anthropogenic CO₂, *Science*, 305, 367–371, 2004.

Saraceno, M.; Provost, C.; Piola, A. R.; Bava, J.; Gagliardini, A. Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data, *J. Geophys. Res.*, 109, C05027, doi:10.1029/2003JC002127, 2004.

Sarma, V. V. S. S.; Kumar, M. D.; George, M. D. and Rajendran, A. Seasonal variations in inorganic carbon components in the central and eastern Arabian Sea, *Curr. Sci.* 71 852-856, 1996.

Sarma V. V. S. S.; Kumar, M. D. and George, M. D. The central and eastern Arabian Sea as a perennial source to atmospheric carbon dioxide, *Tellus* 50B, 179-184, 1998

Sarma, V.V.S.S.; Kumar, M.; Gauns, M. and Madhupratap, M. Seasonal controls on surface pCO₂ in the central and eastern Arabian Sea, *Proceedings of Indian Academy of Science (Earth and Planetary Science)*, 109, p 471-479, 2000

Sarmiento, J. and Gruber, N. *Ocean Biogeochemical Dynamics*, Princeton University Press, Princeton, NJ, USA, 2006. Shchepetkin, A. and McWilliams, J.: The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model, *Ocean Model.*, 9, 347–404, 2005.

Strub, P. T., C. James, V. Combes, R. P. Matano, A. R. Piola, E. D. Palma, M. Saraceno, R. A. Guerrero, H. Fenco, and L. A. R.- Etcheverry. Altimeter-derived seasonal circulation on the southwest Atlantic shelf: 278– 438S, *J. Geophys. Res. Oceans*, 120, 3391–3418, doi:10.1002/2015JC010769, 2015.

Takahashi, T. Carbon dioxide in the atmosphere and in Atlantic Ocean water, *J. Geophys. Res.*, 66, 477–494, 1961.

Takahashi, T.; Sutherland, S. G.; Sweeney, C.; Poisson, A. P.; Metzl, N.; Tilbrook, B.; Bates, N. R.; Wanninkhof, R.; Feely, R. A.; Sabine, C. L.; Olafsson, J.; Nojiri, Y. Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 49, 1601– 1622, 2002.

Takahashi, T.; Sutherland, S. C.; Wanninkhof, R.; Sweeney, C.; Feely, R. A.; Chipman, D. W.; Hales, B.; Friederich, G.; Chavez, F.; Sabine, C.; Watson,

A.; Bakker, D. C. E.; Schuster, U.; Metzl, N.; Yoshikawa-Inoue, H.; Ishii, M.; Midorikawa, T.; Nojiri, Y.; Körtzinger, A.; Steinhoff, T.; Hoppema, M.; Olafsson, J.; Arnarson, T. S.; Tilbrook, B.; Johannessen, T.; Olsen, A.; Bellerby, R.; Wong, C. S.; Delille, B.; Bates, N. R.; Baar, H. J. W. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea–air CO₂ flux over the global oceans, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 56, 554–577, 2009.

Tokinaga, H.; Tanimoto, Y.; Xie, S.-P. SST-induced wind variations over Brazil-Malvinas confluence: Satellite and in-situ observations, *J. Clim.*, 18, 3470–3482, doi:10.1175/JCLI3485.1, 2005.

Wainer, I.; Gent, P; G. Goni. The Annual Cycle of The Brazil- -Malvinas Confluence Region in the NCAR Climate System Model. *Journal of Geophysical Research*, v. 105, p. 26167-26177, 2000.

Walsh, J.: Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen, *Nature*, 350, 53–55, 1991.

Wanninkhof, R.; Thoning, K. Measurement of fugacity of CO₂ in surface water using continuous and discrete sampling methods, *Mar. Chem.*, 44, 189–204, 1993.

Wanninkhof, R.; Bakker, D. C. E.; Bates, N.; Olsen, A.; Steinhoff, T.; Sutton, A. J. Incorporation of alternative sensors in the SOCAT database and adjustments to dataset quality control flags, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, US Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, doi:10.3334/CDIAC/OTG.SOCAT_ADQCF, 2013a.

Weiss, R. F. Determinations of carbon dioxide and methane by dual catalyst flame ionization chromatography and nitrous oxide by electron capture chromatography, *J. Chromatogr. Sci.*, 19611– 19616, 1981.

ANEXO A

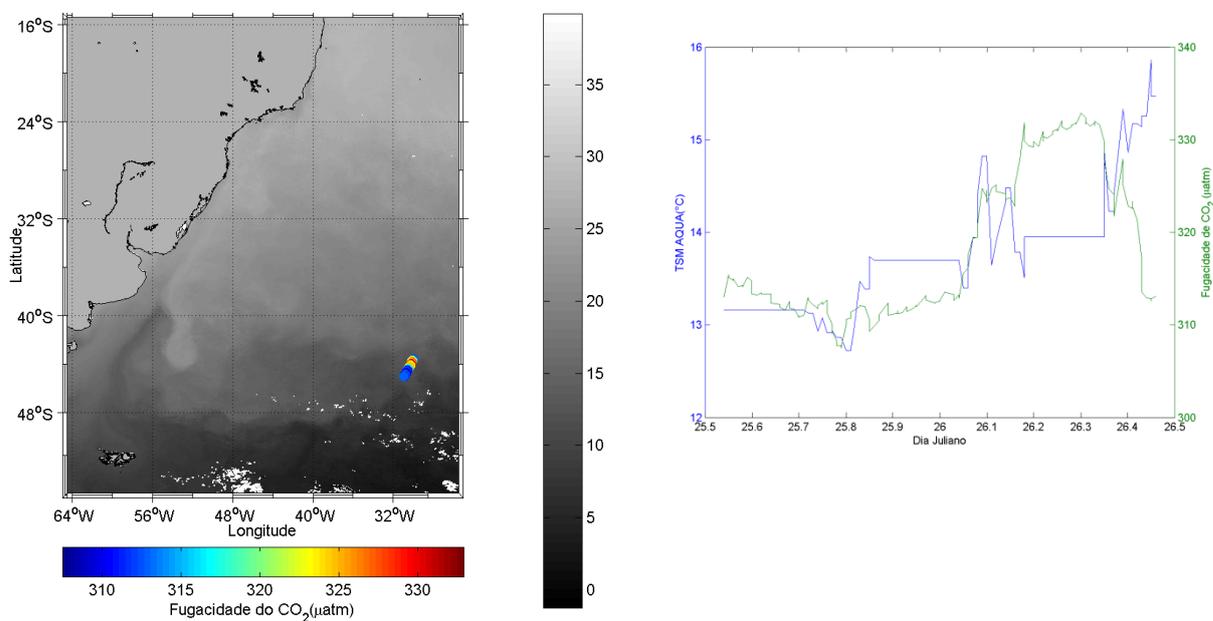


Figura A1: Fugacidade de CO₂ sobre o campo médio mensal de temperatura da superfície do mar correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 1 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

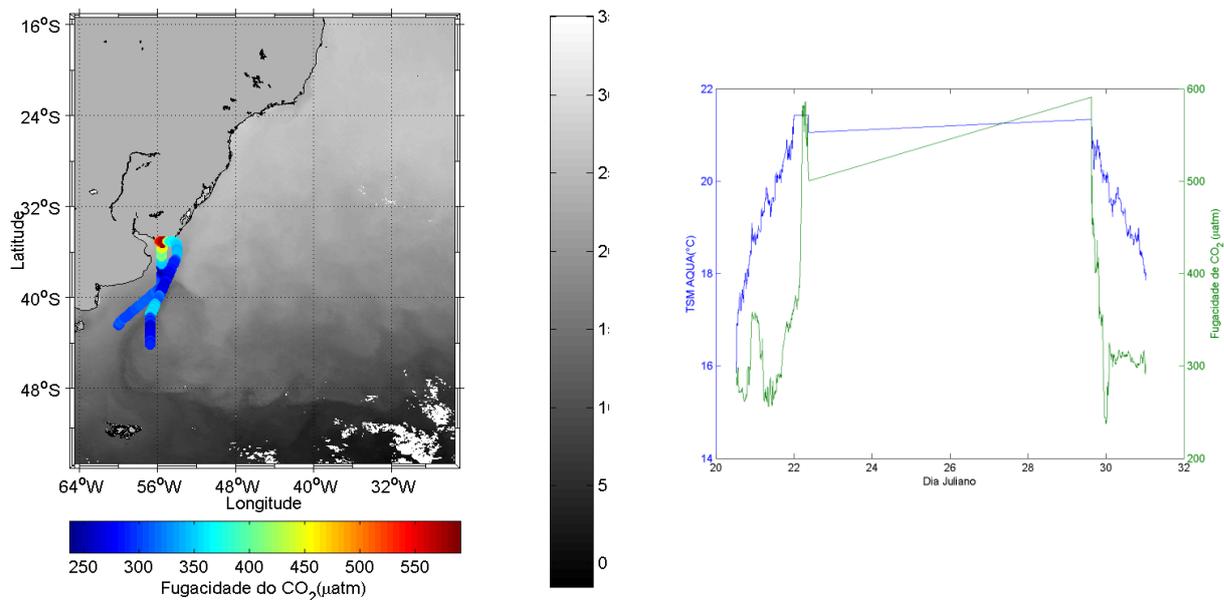


Figura A2: Fugacidade de CO₂ sobre o campo médio mensal de temperatura da superfície do mar correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 2 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

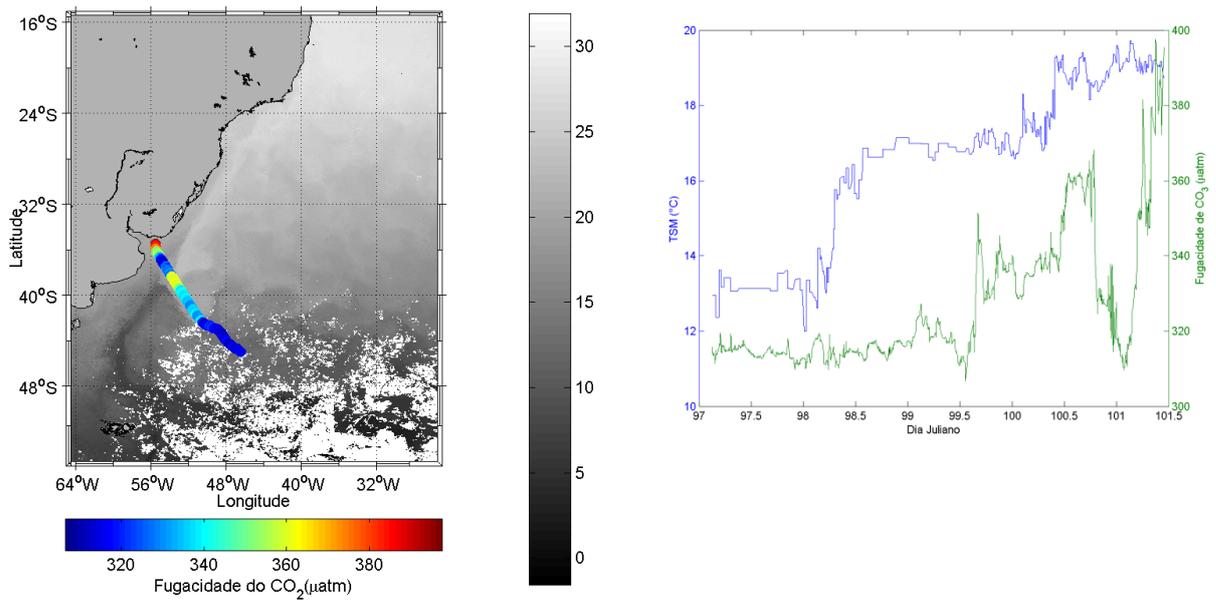


Figura A3: Fugacidade de CO_2 sobre o campo médio mensal de temperatura da superfície do mar correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 3 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

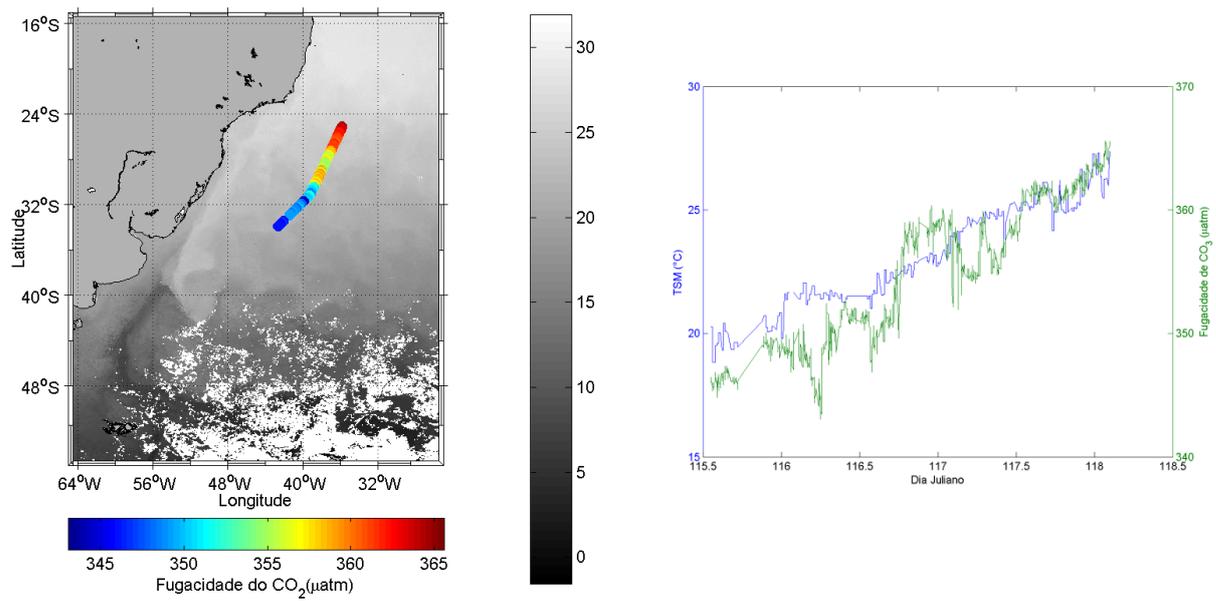


Figura A4: Fugacidade de CO_2 sobre o campo médio mensal de temperatura da superfície do mar correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 4 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

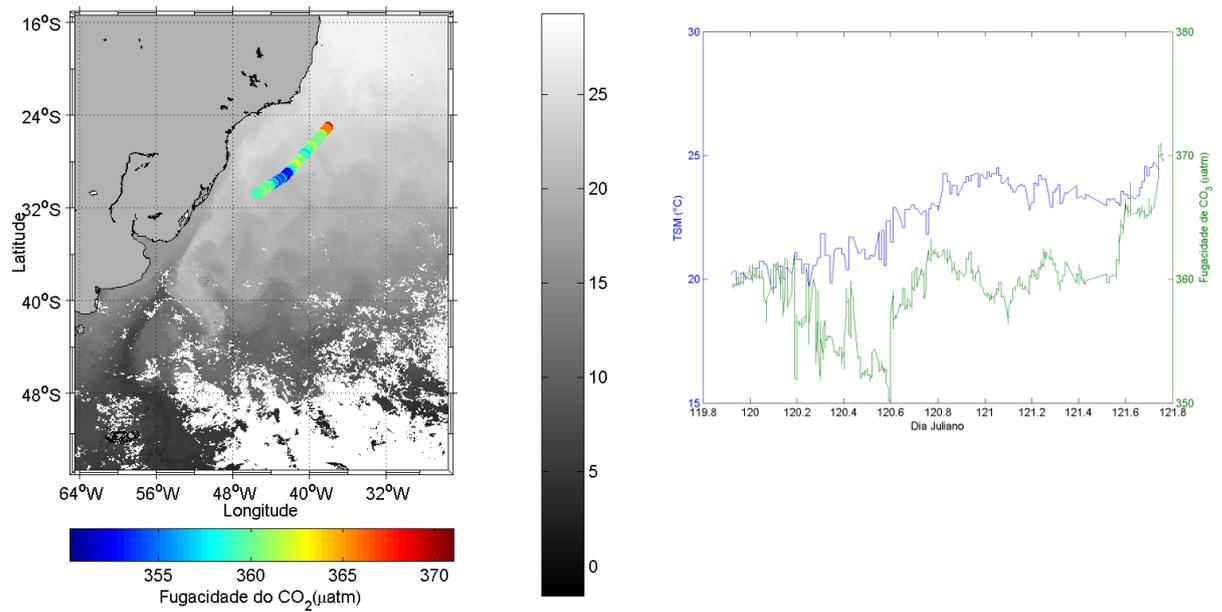


Figura A5: Fugacidade de CO₂ sobre o campo médio mensal de temperatura da superfície do mar correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 5 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

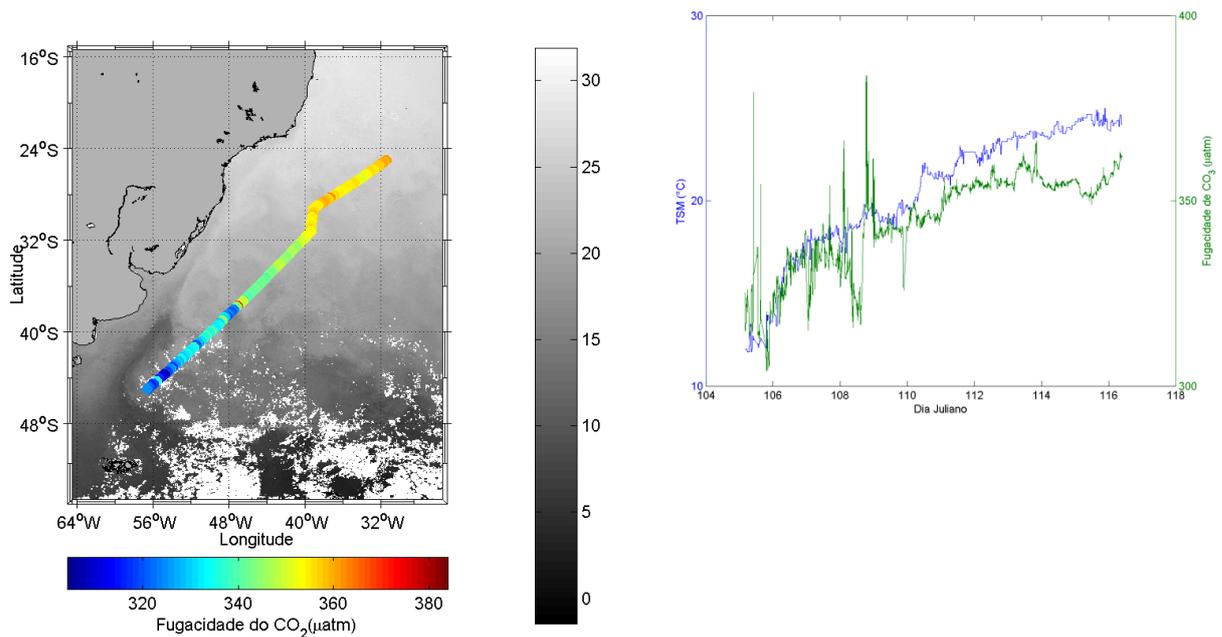


Figura A6: Fugacidade de CO₂ sobre o campo médio mensal de temperatura da superfície do mar correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 6 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

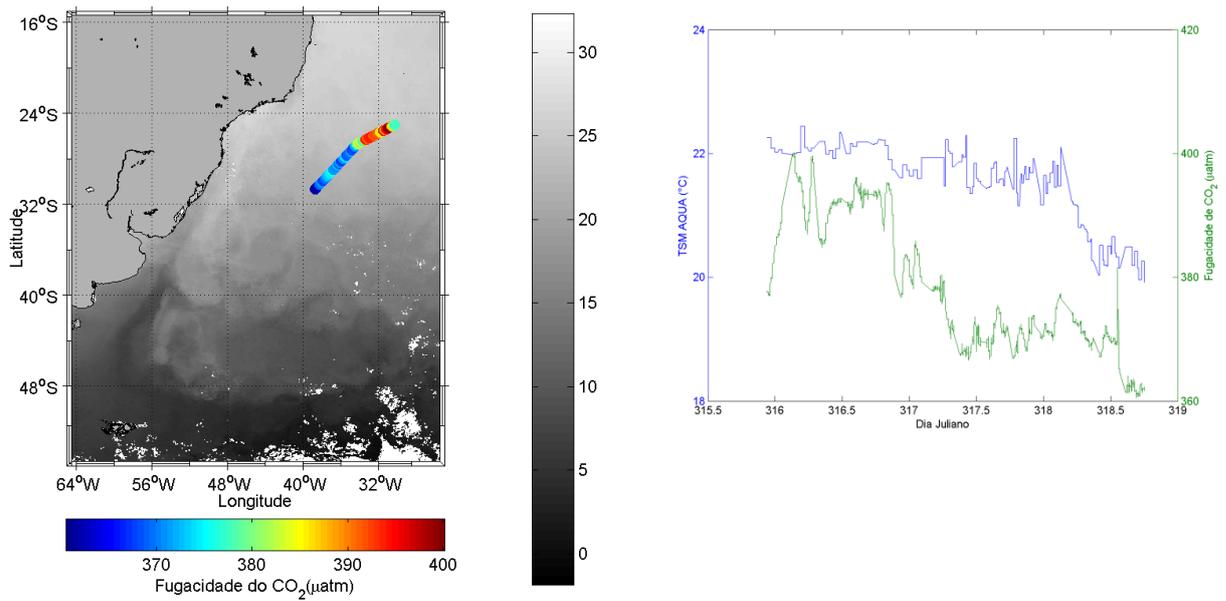


Figura A7: Fugacidade de CO₂ sobre o campo médio mensal de temperatura da superfície do mar correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 7 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

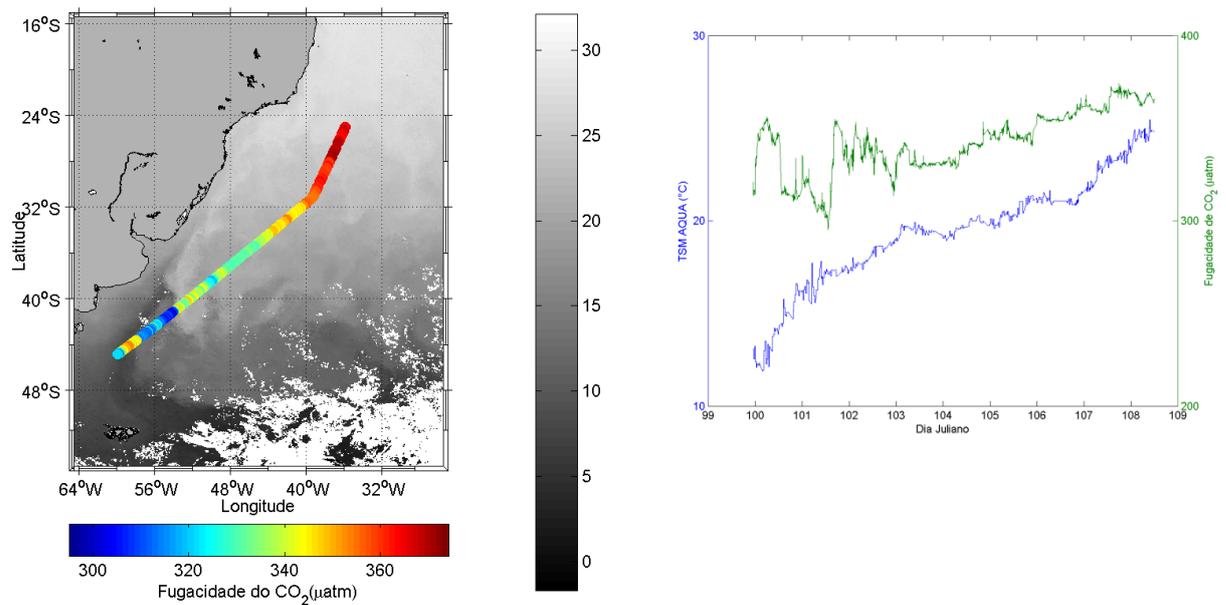


Figura A8: Fugacidade de CO₂ sobre o campo médio mensal de temperatura da superfície do mar correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 8 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

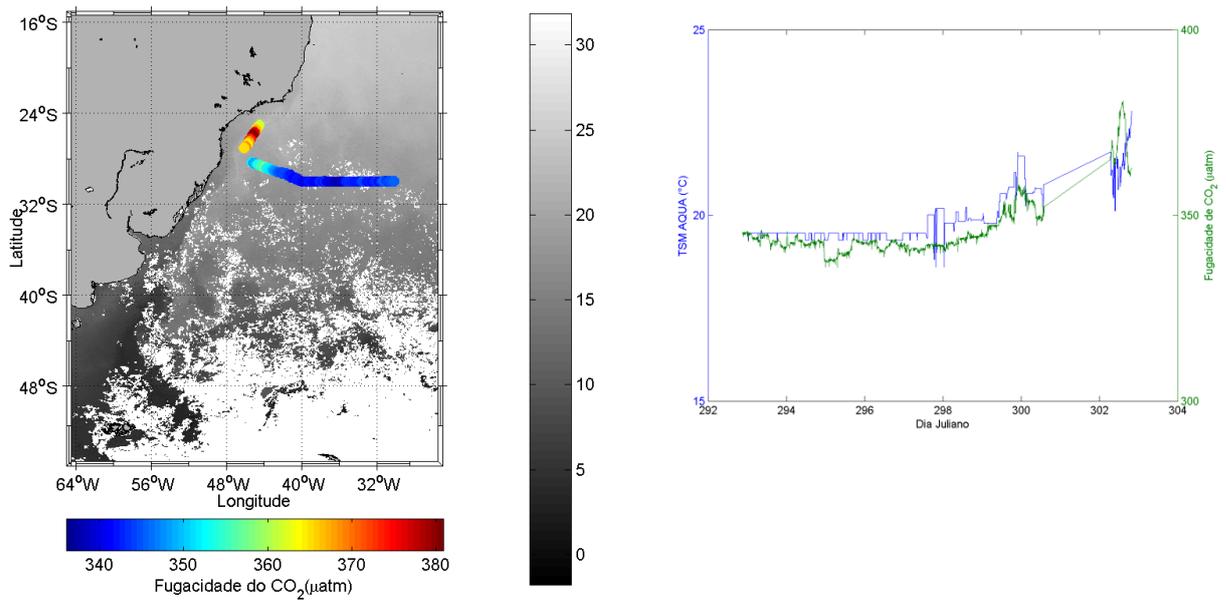


Figura A9: Fugacidade de CO₂ sobre o campo médio mensal de temperatura da superfície do mar correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 9 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

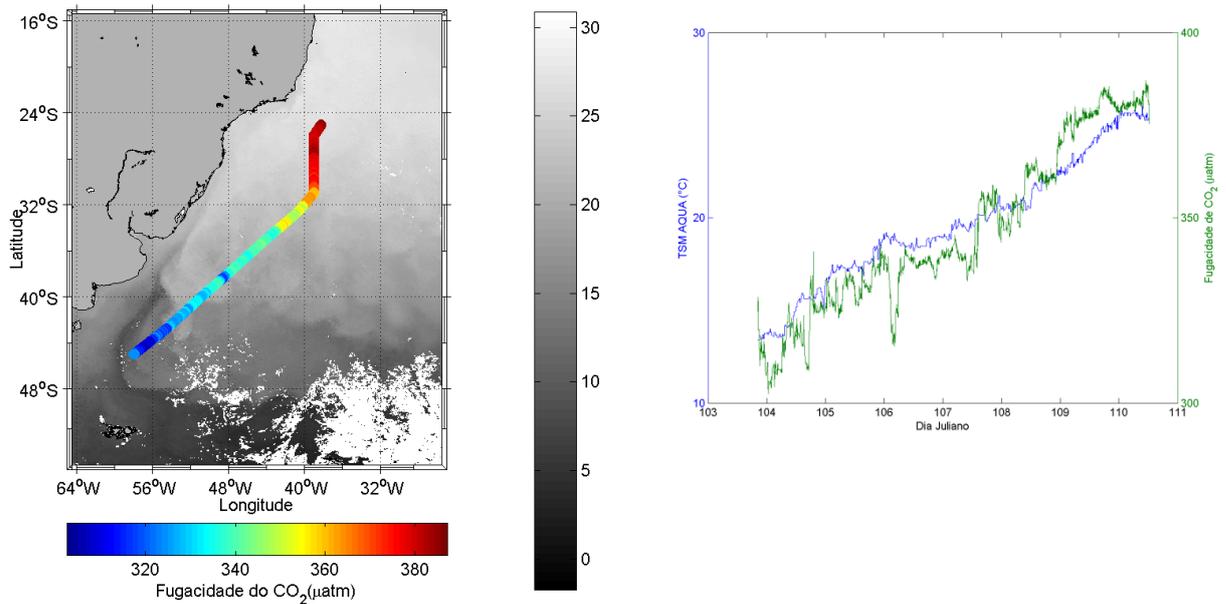


Figura A10: Fugacidade de CO₂ sobre o campo médio mensal de temperatura da superfície do mar correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 10 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

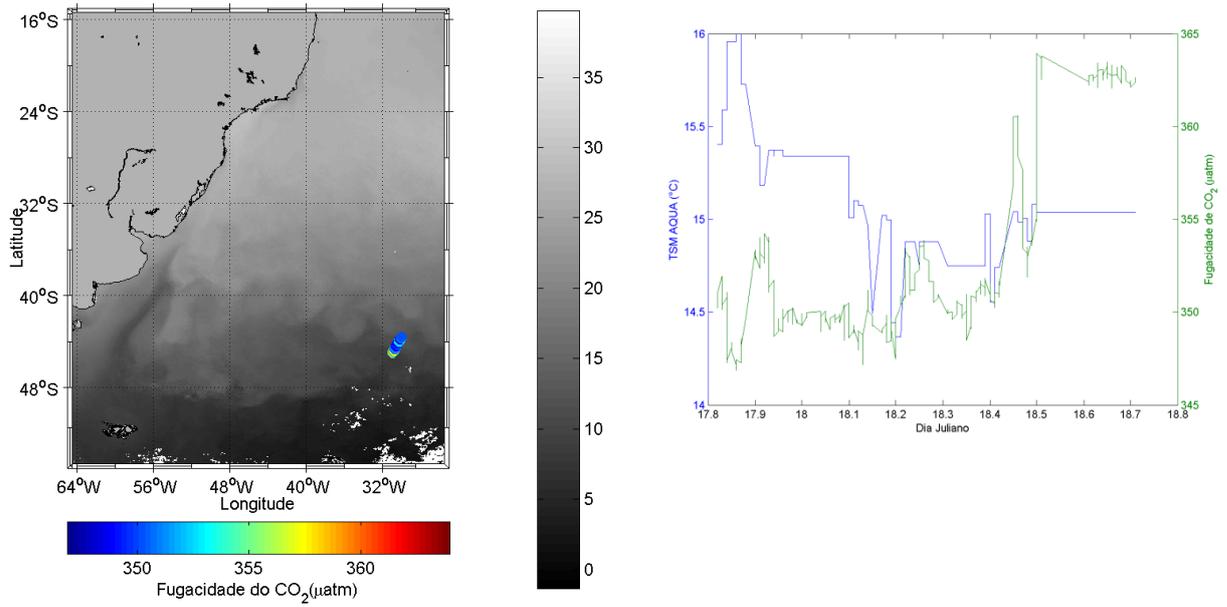


Figura A11: Fugacidade de CO₂ sobre o campo médio mensal de temperatura da superfície do mar correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 11 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

ANEXO B

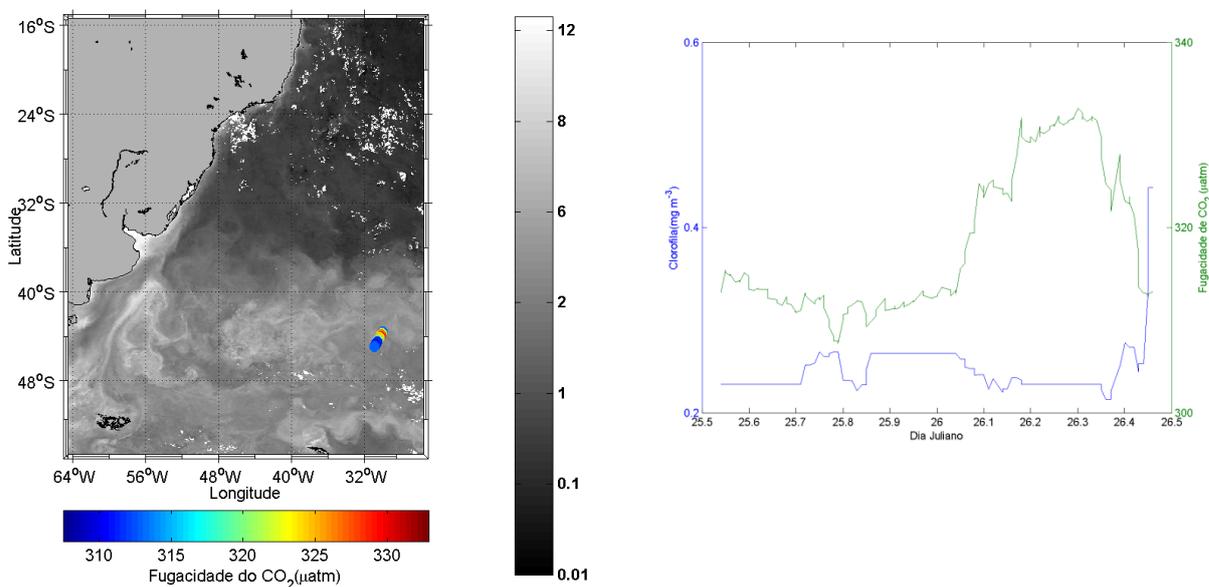


Figura B1: Fugacidade de CO_2 sobre o campo médio mensal de concentração de clorofila correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 1 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

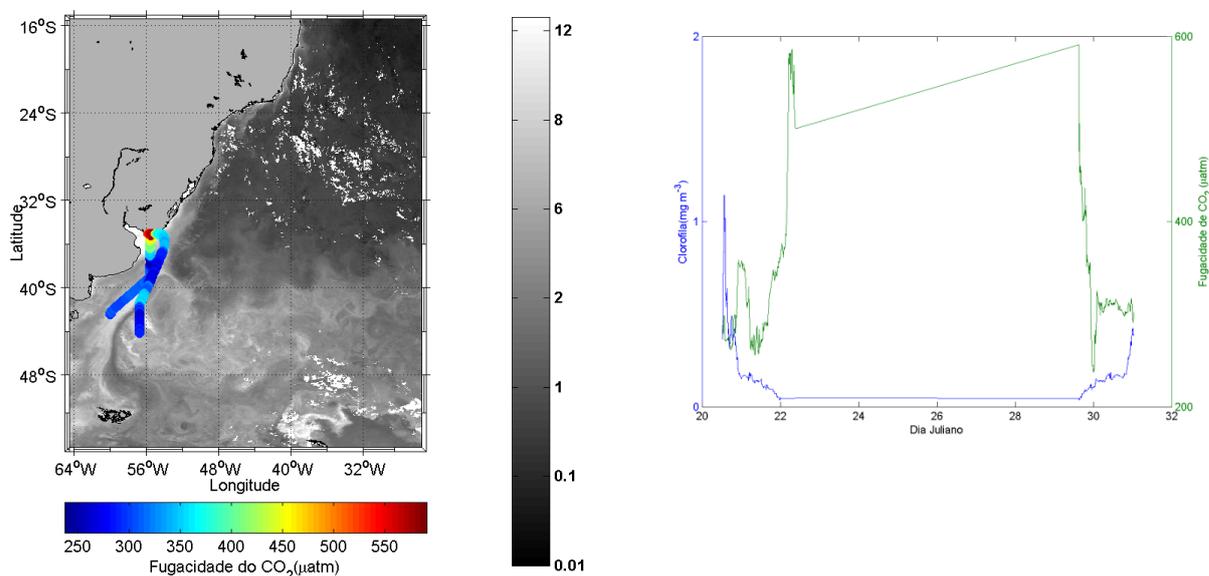


Figura B2: Fugacidade de CO_2 sobre o campo médio mensal de concentração de clorofila correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 2 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

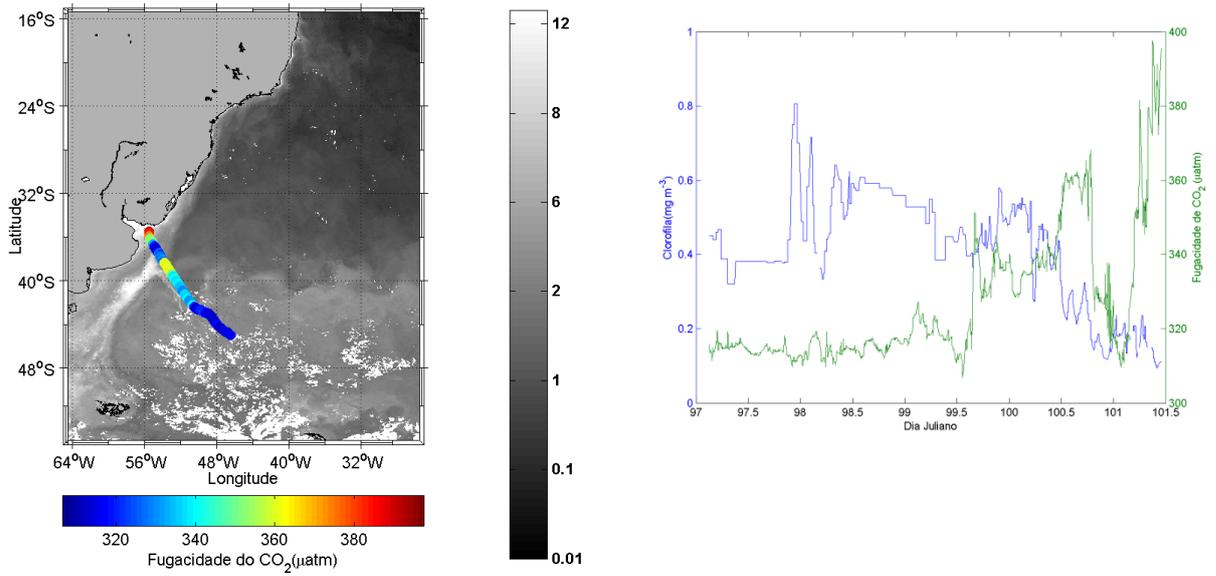


Figura B3: Fugacidade de CO_2 sobre o campo médio mensal de concentração de clorofila correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 3 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

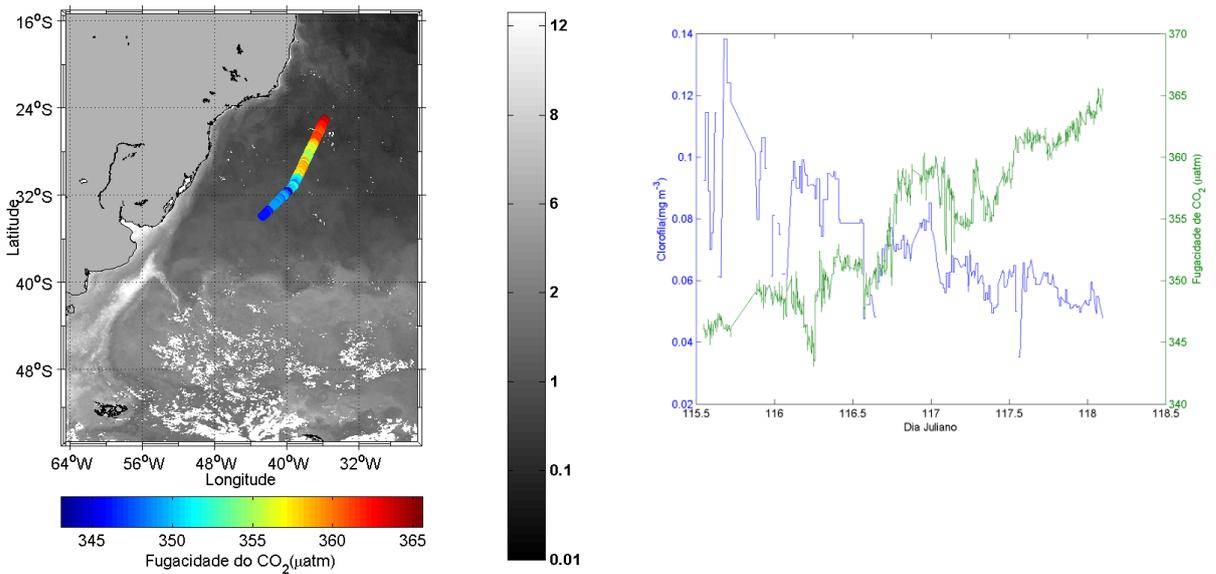


Figura B4: Fugacidade de CO_2 sobre o campo médio mensal de concentração de clorofila correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 4 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

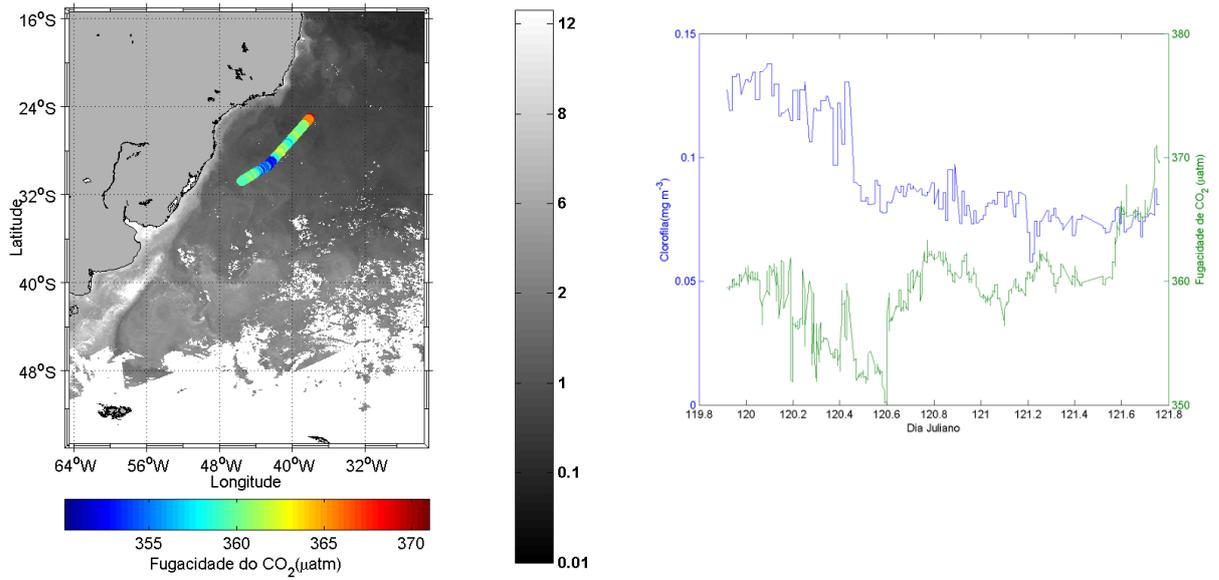


Figura B5: Fugacidade de CO₂ sobre o campo médio mensal de concentração de clorofila correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 5 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

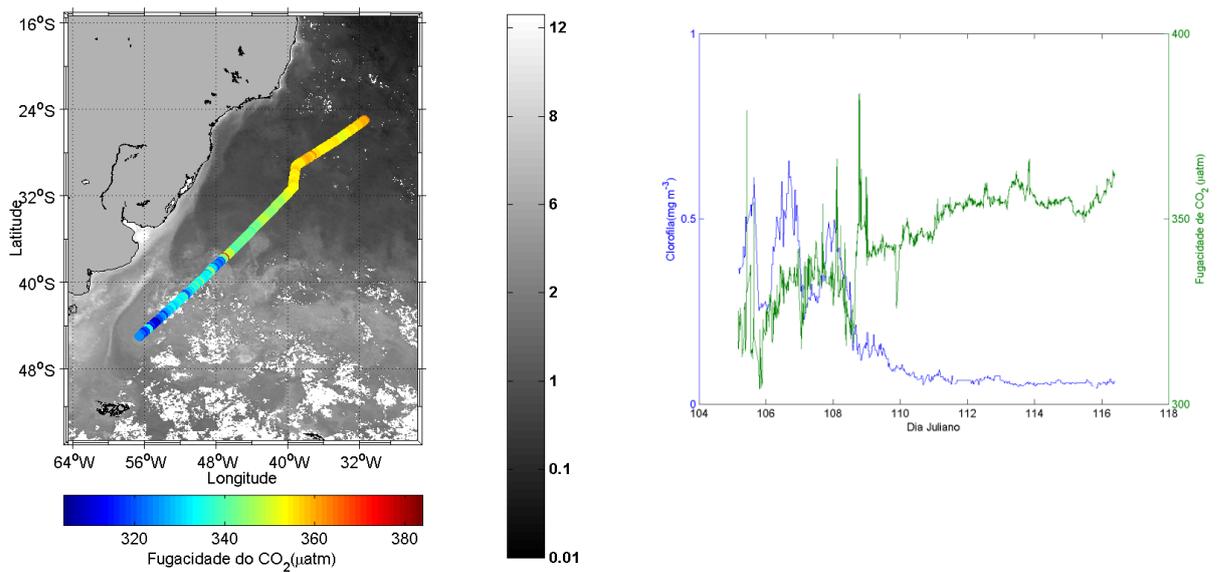


Figura B6: Fugacidade de CO₂ sobre o campo médio mensal de concentração de clorofila correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 6 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

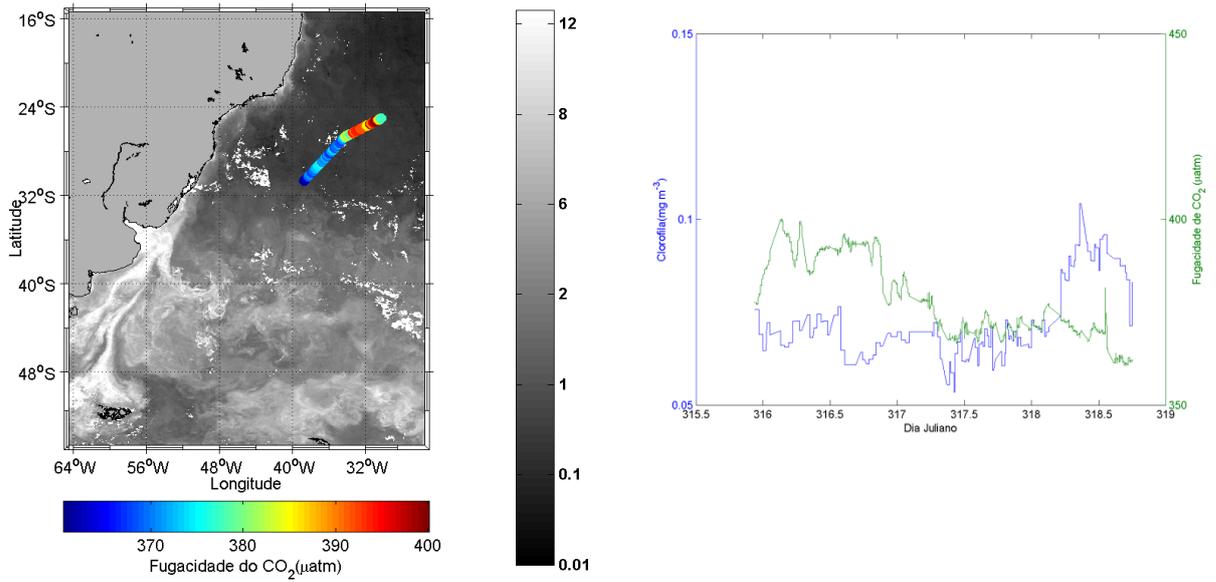


Figura B7: Fugacidade de CO₂ sobre o campo médio mensal de concentração de clorofila correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 7 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

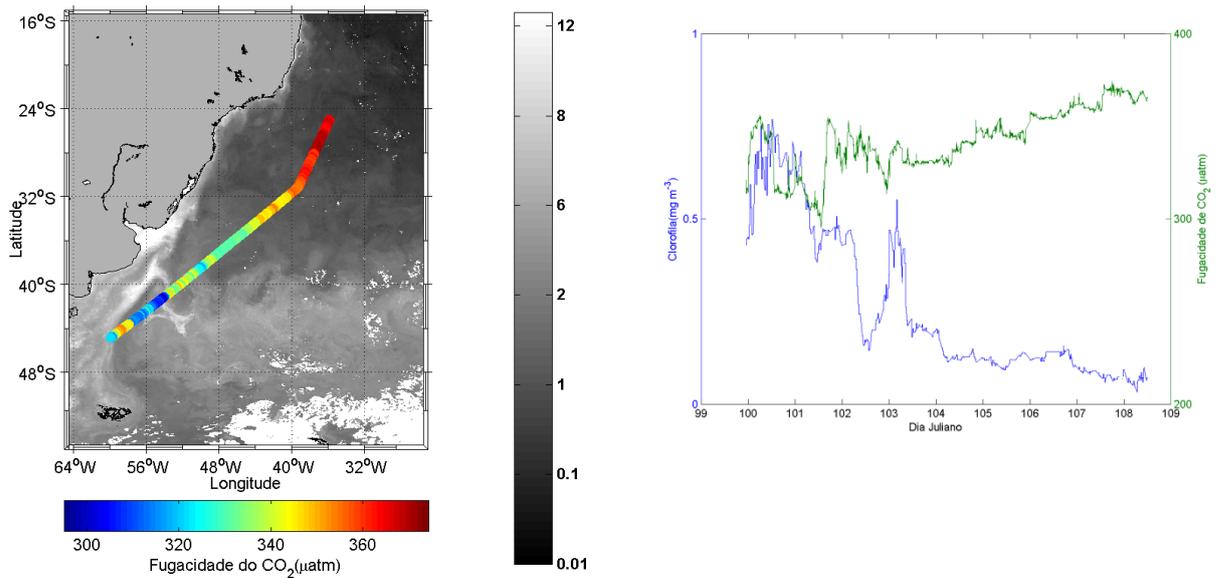


Figura B8: Fugacidade de CO₂ sobre o campo médio mensal de concentração de clorofila correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 8 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

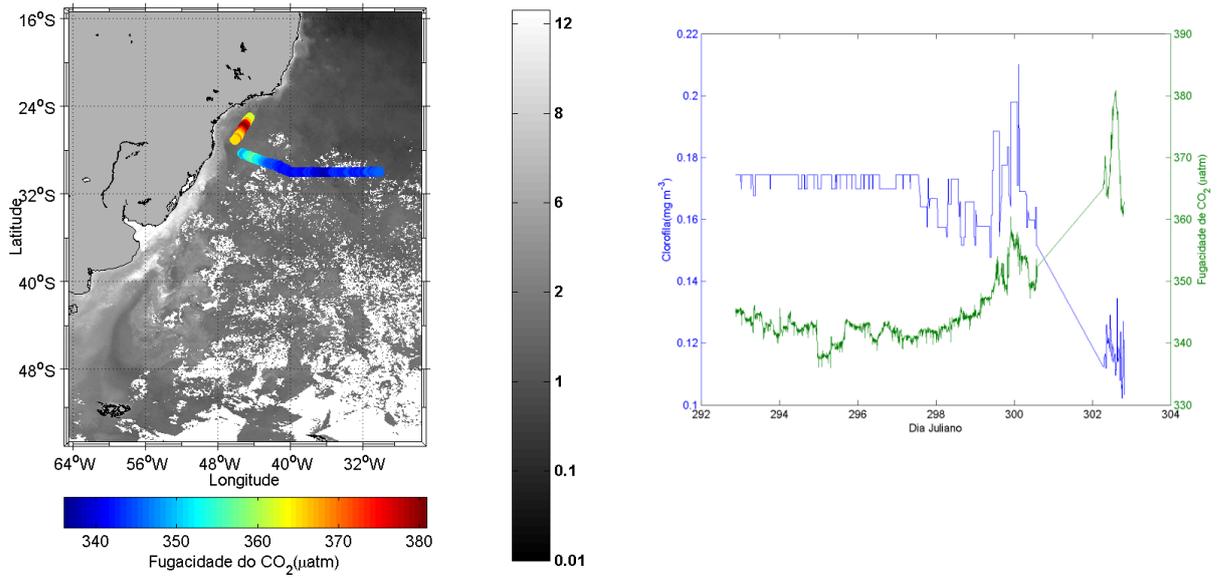


Figura B9: Fugacidade de CO₂ sobre o campo médio mensal de concentração de clorofila correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 9 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

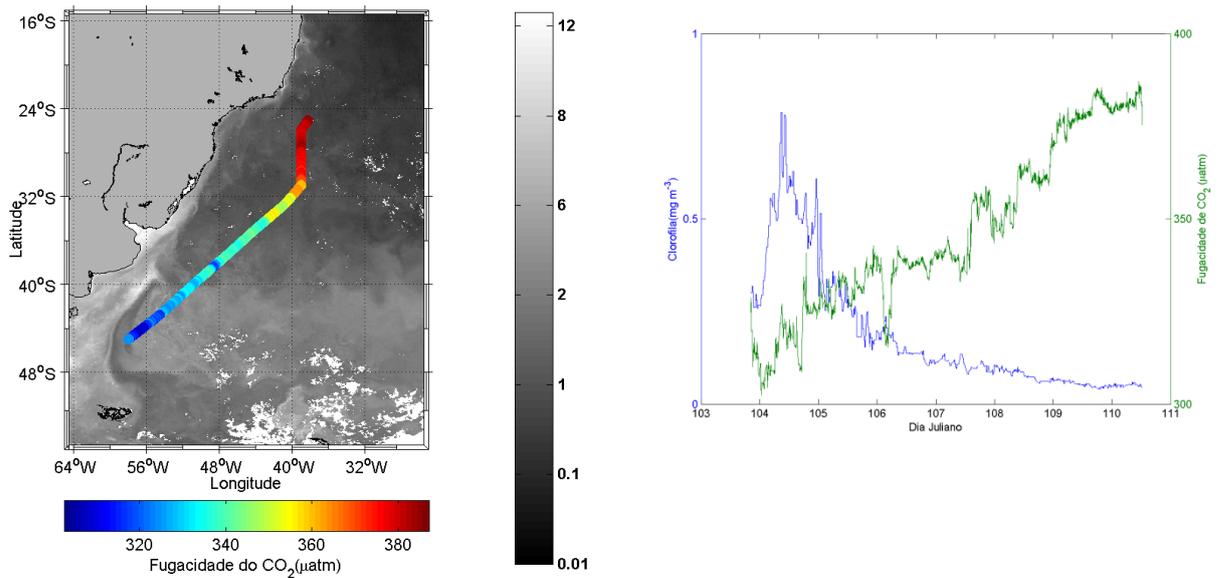


Figura B10: Fugacidade de CO₂ sobre o campo médio mensal de concentração de clorofila correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 10 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

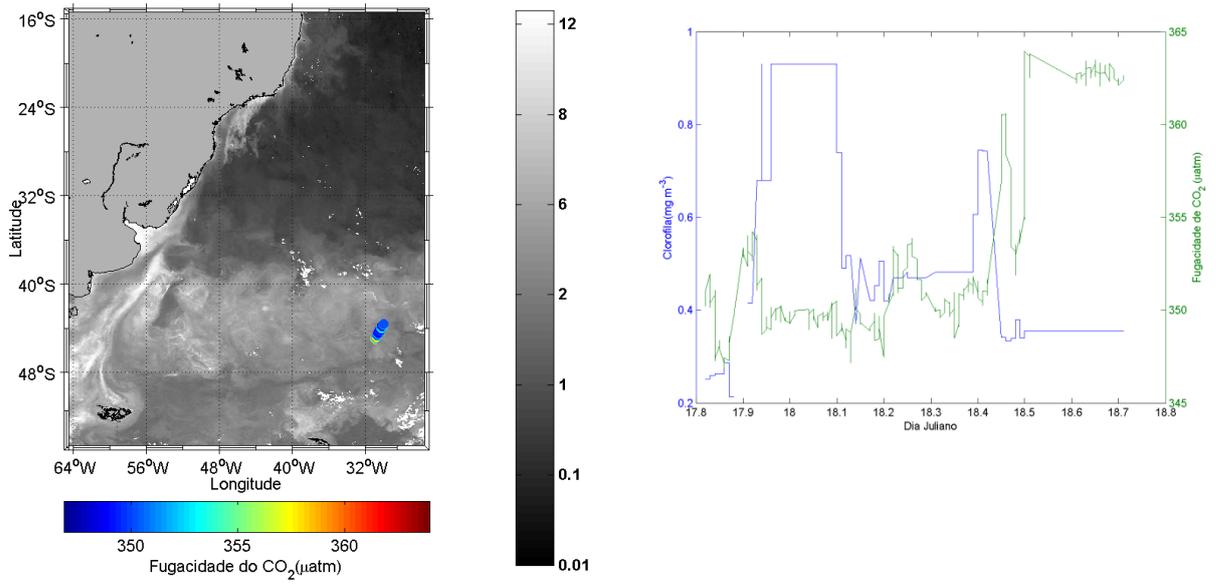


Figura B11: Fugacidade de CO₂ sobre o campo médio mensal de concentração de clorofila correspondente ao mês da coleta dos dados do cruzeiro 11 (esq.) e plot dos mesmos ao longo do tempo de coleta(dir.).

ANEXO C

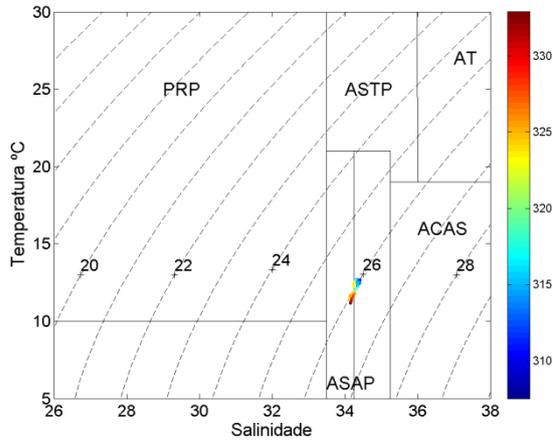


Figura C1: Diagrama T-S com Fugacidade de CO₂ para os cruzeiros: 1. ASAP (Água Subantártica de Plataforma), ASTP (Água Subtropical de Plataforma), AT (Água Tropical) e PRP (Pluma do Rio da Prata), ACAS (Água de Contorno do Atlântico Sul).

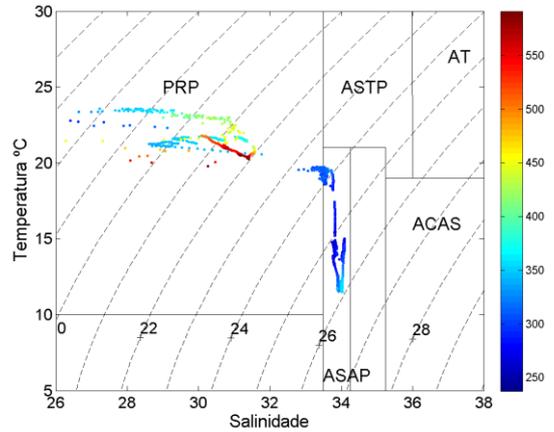


Figura C2: Diagrama T-S com Fugacidade de CO₂ para os cruzeiros: 2. ASAP (Água Subantártica de Plataforma), ASTP (Água Subtropical de Plataforma), AT (Água Tropical) e PRP (Pluma do Rio da Prata), ACAS (Água de Contorno do Atlântico Sul).

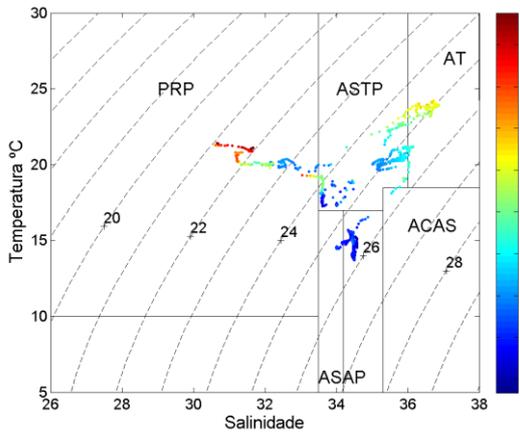


Figura C3: Diagrama T-S com Fugacidade de CO₂ para os cruzeiros: 3. ASAP (Água Subantártica de Plataforma), ASTP (Água Subtropical de Plataforma), AT (Água Tropical) e PRP (Pluma do Rio da Prata), ACAS (Água de Contorno do Atlântico Sul).

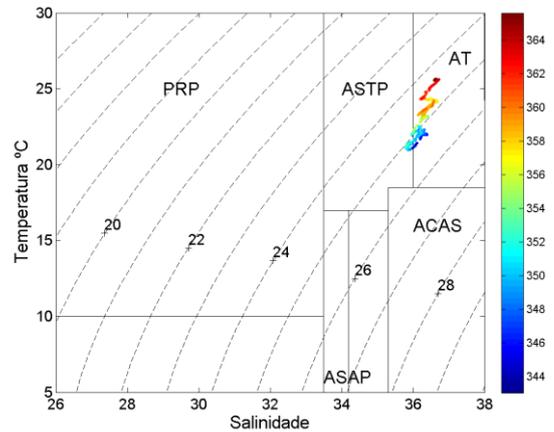


Figura C4: Diagrama T-S com Fugacidade de CO₂ para os cruzeiros: 4. ASAP (Água Subantártica de Plataforma), ASTP (Água Subtropical de Plataforma), AT (Água Tropical) e PRP (Pluma do Rio da Prata), ACAS (Água de Contorno do Atlântico Sul).

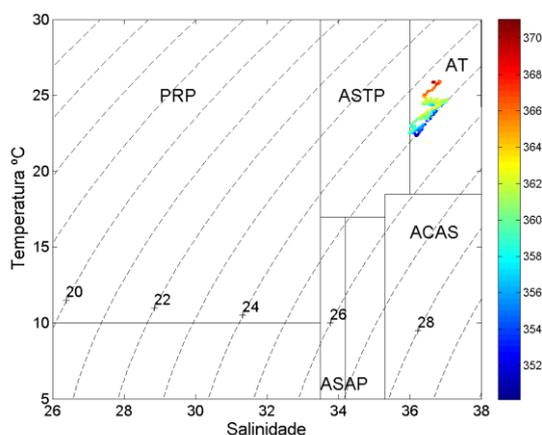


Figura C5: Diagrama T-S com Fugacidade de CO₂ para os cruzeiros: 5. ASAP (Água Subantártica de Plataforma), ASTP (Água Subtropical de Plataforma), AT (Água Tropical) e PRP (Pluma do Rio da Prata), ACAS (Água de Contorno do Atlântico Sul).

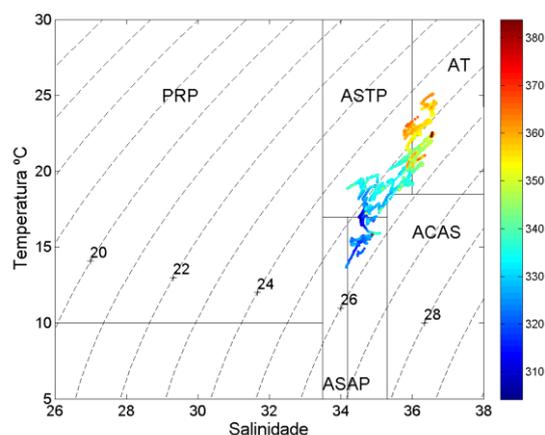


Figura C6: Diagrama T-S com Fugacidade de CO₂ para os cruzeiros: 6. ASAP (Água Subantártica de Plataforma), ASTP (Água Subtropical de Plataforma), AT (Água Tropical) e PRP (Pluma do Rio da Prata), ACAS (Água de Contorno do Atlântico Sul).

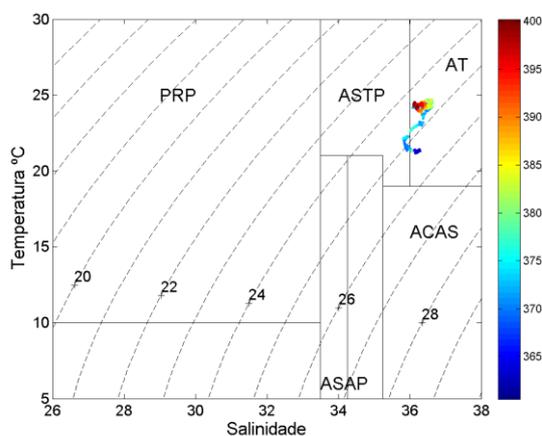


Figura C7: Diagrama T-S com Fugacidade de CO₂ para os cruzeiros: 7. ASAP (Água Subantártica de Plataforma), ASTP (Água Subtropical de Plataforma), AT (Água Tropical) e PRP (Pluma do Rio da Prata), ACAS (Água de Contorno do Atlântico Sul).

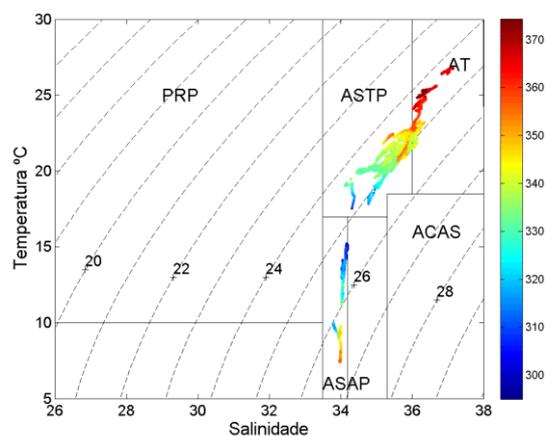


Figura C8: Diagrama T-S com Fugacidade de CO₂ para os cruzeiros: 8. ASAP (Água Subantártica de Plataforma), ASTP (Água Subtropical de Plataforma), AT (Água Tropical) e PRP (Pluma do Rio da Prata), ACAS (Água de Contorno do Atlântico Sul).

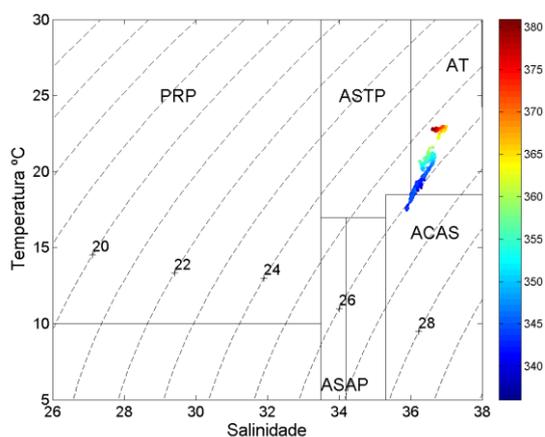


Figura C9: Diagrama T-S com Fugacidade de CO₂ para os cruzeiros: 9. ASAP (Água Subantártica de Plataforma), ASTP (Água Subtropical de Plataforma), AT (Água Tropical) e PRP (Pluma do Rio da Prata), ACAS (Água de Contorno do Atlântico Sul).

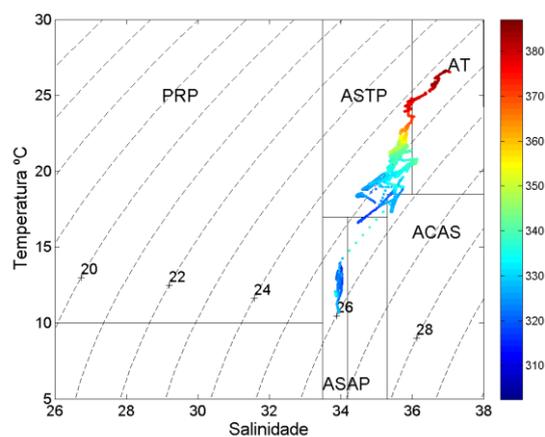


Figura C10: Diagrama T-S com Fugacidade de CO₂ para os cruzeiros: 10. ASAP (Água Subantártica de Plataforma), ASTP (Água Subtropical de Plataforma), AT (Água Tropical) e PRP (Pluma do Rio da Prata), ACAS (Água de Contorno do Atlântico Sul).

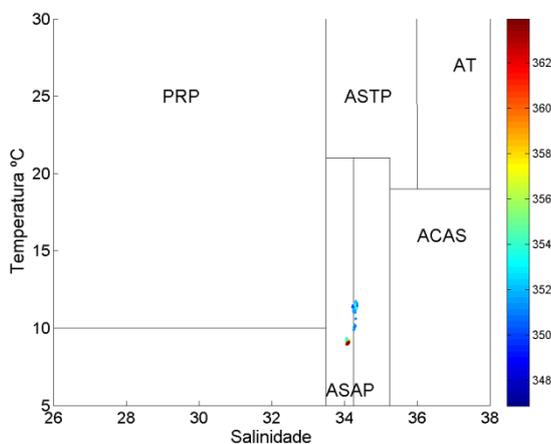


Figura C11: Diagrama T-S com Fugacidade de CO₂ para os cruzeiros: 11. ASAP (Água Subantártica de Plataforma), ASTP (Água Subtropical de Plataforma), AT (Água Tropical) e PRP (Pluma do Rio da Prata), ACAS (Água de Contorno do Atlântico Sul).