



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

THIAGO DE OLIVEIRA CAMINHA

**CARACTERIZAÇÃO DO CARBONO INORGÂNICO DISSOLVIDO NA REGIÃO PELÁGICA DO
ATLÂNTICO SUL: A ELEVAÇÃO DO RIO GRANDE**

Recife

2022

THIAGO DE OLIVEIRA CAMINHA

**CARACTERIZAÇÃO DO CARBONO INORGÂNICO DISSOLVIDO NA REGIÃO PELÁGICA DO
ATLÂNTICO SUL: A ELEVAÇÃO DO RIO GRANDE**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito para a obtenção do título de Mestre em Oceanografia.
Área de Concentração: Oceanografia Abiótica

Orientador: Prof. Dr. Manuel de Jesus Flores Montes

Coorientador: Dr. Juan Severino Pino Ibanez

Recife

2022

Catálogo na fonte
Bibliotecário Gabriel Luz CRB-4 / 2222

- C183c Caminha, Thiago de Oliveira.
Caracterização do carbono inorgânico dissolvido na região pelágica do atlântico sul: a Elevação do Rio Grande / Thiago de Oliveira Caminha. 2022.
76 f: il.
- Orientador: Prof. Dr. Manuel de Jesus Flores Montes.
Coorientador: Prof. Dr. Juan Severino Pino Ibanez.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Recife, 2022.
Inclui referências.
1. Oceanografia. 2. Elevação do Rio Grande. 3. Oceano Atlântico Sul. 4. Efeito monte submarino. 5. Perturbação de fluxos. 6. Processos bioquímicos. 7. Sistema de CO₂. I. Montes, Manuel de Jesus Flores (Orientador). II. Ibanez, Juan Severino Pino (Coorientador). III. Título.

551.46 CDD (22. ed.)

BCTG / 2023 - 75

THIAGO DE OLIVEIRA CAMINHA

**CARACTERIZAÇÃO DO CARBONO INORGÂNICO DISSOLVIDO NA REGIÃO PELÁGICA DO
ATLÂNTICO SUL: A ELEVAÇÃO DO RIO GRANDE**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito para a obtenção do título de Mestre em Oceanografia.
Área de Concentração: Oceanografia Abiótica

Aprovada em: 13/12/2022.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Manuel de Jesus Flores Montes (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Profa. Dra. Dóris Veleda (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Profa. Dra. Letícia Cotrim (Examinador Externo)
Universidade do Estado do Rio de Janeiro

AGRADECIMENTOS

Devo a muitos a realização deste trabalho. Contribuições das mais diversas naturezas de pessoas muito importantes o tornaram possível.

Primeiramente, aos meus orientadores, Manuel e Severino, agradeço por terem me guiado, me escutado, me entendido e tornado desta em uma experiência a mais leve possível. Me sinto realizado em tê-la dividido com vocês.

Aos meus pais, por serem mais que isso, meus melhores amigos. Pelo apoio, pela torcida, pelo amor.

Aos meus tios, também pela torcida, apoio, amor. Em especial, aos tios Agostinho e Suelly, pelo compartilhamento de suas experiências acadêmicas em forma de conselho e de conversa boa.

As amigas e amigos, Amanda, Sara, Breno, Léo, por bons momentos, conversas (fofocas), trocas e referências.

Por fim, aos “Felipes” da minha vida. Felipe Gaspar, pela amizade, bons conselhos e forte apoio durante quase três anos de moradia conjunta. Felipe Galdino, apesar de recém-chegado, por ter sido base para uma nova fase de vida.

A todos vocês, meu mais profundo obrigado.

RESUMO

Montes submarinos interagem com a circulação local afetando a distribuição vertical de importantes solutos como nutrientes, parâmetros do sistema carbonato e oxigênio, promovendo diversas alterações na biogeoquímica local. Entretanto, a compreensão do impacto de montes submarinos sobre o sistema carbonato local ainda é insipiente. Este trabalho investiga estes efeitos impostos pela Elevação do Rio Grande, um monte submarino intermediário (atinge a base da picnoclina permanente, mas não a zona eufótica) com topografia complexa. A hidrologia vertical e a distribuição de propriedades físicas e químicas são estudadas em três campanhas oceanográficas sobre a Elevação do Rio Grande em 2018 e 2020, as quais geraram dois desenhos amostrais discutidos em dois capítulos separadamente. Os resultados mostram que mudanças da estrutura hidrológica e das propriedades biogeoquímicas da coluna d'água do fortemente estratificado Oceano Atlântico Sul estão claramente associadas com a presença desta proeminência topográfica complexa, principalmente nos entornos de seus picos alongados e rifte. As perturbações rasas da estrutura termohalina observadas aparentam serem causadas por ondas internas geradas localmente. Soerguimentos de águas em profundidade seguindo as cristas das ondas internas transportam águas ricas em CO₂ para a subsuperfície e superfície. Este processo afeta a dinâmica de CO₂ da interface oceano-atmosfera. São mostrados sinais de ressurgência de águas de subsuperfície nas imediações dos picos da Elevação do Rio Grande, as quais são suficientemente ricas em CO₂ para mudar o caráter de águas superficiais de sumidouro para fonte de CO₂ para a atmosfera. Ademais, uma célula de circulação fechada similar a um cone de Taylor foi detectada próximo a um dos picos, estendendo-se até a base da picnoclina permanente. Devido à proximidade desta perturbação hidrodinâmica com o fundo do pico, nós hipotetizamos que a resuspensão e retenção de materiais de fundo dentro da célula de circulação fechada promove condições favoráveis para um consumo de alcalinidade total via nitrificação e consequente enfraquecimento da capacidade de tamponamento da água. Além disso, considerando os soerguimentos claros de isopícnas e padrões de circulação opostos indicativos do desenvolvimento de um cone de Taylor, estas alterações biogeoquímicas podem estar sujeitas a ser introduzidas na base da picnoclina via advecção vertical e mistura diapícnal, com possíveis mudanças para a remineralização da matéria orgânica comumente retida nestes níveis. Por fim, a canalização da corrosiva Água Profunda Circumpolar Superior através do rifte principal da Elevação do Rio Grande a profundidades de aproximadamente 1500 m representa um possível importante papel para a biogeoquímica profunda local. A exposição de sedimentos calcáreos de fundo a estas águas acelera a reciclagem de carbono do fundo, atuando como uma fonte adicional de carbono para as águas profundas do Oceano Atlântico Sul. Nós propomos que a Elevação do Rio Grande pode representar papel importante na compreensão da troca de carbono entre os diversos compartimentos do Oceano Atlântico Sul. Isto, aliado à grande complexidade ambiental da região, evidencia a necessidade de realização de mais estudos para investigar os processos aqui descritos.

Palavras-chave: Elevação do Rio Grande; Oceano Atlântico Sul; efeito monte submarino; perturbação de fluxos; processos biogeoquímicos; sistema de CO₂.

ABSTRACT

Seamounts interact with the local circulation affecting the vertical distribution of important solutes such as nutrients, carbonate system parameters or oxygen, promoting a series of local biogeochemical changes. Nevertheless, the impact of seamounts over the local carbonate system is poorly understood. Here, we investigate those effects posed by the Rio Grande Rise, an intermediate level seamount (i.e. reaches the base of the permanent pycnocline, but not the euphotic zone) with complex topographic features. The vertical hydrology and the distribution of physical and chemical properties are studied during three oceanographic campaigns over the Rio Grande Rise in 2018 and 2020, which generated two sampling designs, each of them discussed in a separate chapter. Results show that shifts of the hydrological structure and biogeochemical properties in the water column of the highly stratified South Atlantic Ocean are clearly associated with the presence of such complex topographic feature, especially around its elongated summits and ridge. The observed shallow disturbances of the thermohaline structure seem to be promoted by locally generated internal waves, which in turn drive vertical shifts in subsurface biogeochemistry. Uplifts of intermediate waters following the internal tides crests transport CO₂-rich waters to subsurface layers. This process affects the CO₂ dynamics of the ocean-atmosphere interface. We show signs of upwelling of subsurface waters in the vicinities of the Rio Grande Rise summits, which are sufficiently richer in CO₂ to shift surface waters behavior from sink to source of CO₂ to the atmosphere. Furthermore, a closed circulation cell resembling a Taylor cone is detected near one of the summits, extending up to the base of the permanent pycnocline. Due to the closeness of the disturbed hydrodynamics to the summit's seabed, we hypothesize that resuspension and entrapment of bottom materials inside the closed circulation cell creates favorable conditions for Total Alkalinity drawdown via nitrification and consequently weakening of water buffer capacity. Furthermore, given the clear uplifts of isopycnals and opposing flow patterns indicative of the development of a Taylor cone, those biogeochemical shifts are prone to be introduced in the base of the pycnocline via vertical advection and diapycnal mixing, with possible changes in the remineralization of organic matter commonly retained at those levels. Lastly, channeling of the highly corrosive Upper Circumpolar Deep Water through the main ridge of the Rio Grande Rise at depths of around 1500 m presents a possible important driver of the deep local biogeochemistry. Exposure of bottom calcareous sediments to those waters accelerates carbon recycling from the seabed and pose an additional source of carbon to deep waters of the South Atlantic Ocean. We propose that the Rio Grande Rise may pose an important role in understanding the exchange of carbon between the various compartments in the western South Atlantic Ocean. This, along with its environmental complexity, calls for more efforts to further investigate the processes here described.

Keywords: Rio Grande Rise; South Atlantic Ocean; seamount-effect; flow disruption; biogeochemical processes; CO₂ system; benthic carbonate dissolution.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	8
2	HIPÓTESE	13
3	OBJETIVOS.....	14
3.1	OBJETIVO GERAL.....	14
3.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	14
3.3	METAS	14
4	METODOLOGIA.....	15
4.1	ÁREA DE ESTUDO	15
4.2	AMOSTRAGEM	17
4.3	ANÁLISES LABORATORIAIS	19
4.5	VISUALIZAÇÃO DE DADOS E ANÁLISES	19
5	ARTIGO 1 - WATER COLUMN HYDROLOGY AND CARBONATE SYSTEM BIOGEOCHEMISTRY UNDER THE INFLUENCE OF AN INTERMEDIATE SEAMOUNT (RIO GRANDE RISE, SOUTHWESTERN ATLANTIC).	20
6	ARTIGO 2 – O PAPEL DA ELEVAÇÃO DO RIO GRANDE SOBRE A VARIABILIDADE DE CURTO PRAZO DA DINÂMICA DO CO₂ DE SUPERFÍCIE NO OESTE DO OCEANO ATLÂNTICO SUI	48
7	CONCLUSÃO	70
	REFERÊNCIAS.....	72

1 INTRODUÇÃO

Os oceanos atuam como sumidouros de CO₂ atmosférico excedente (LE QUÉRÉ et al., 2018) e portanto atenuam os efeitos das intensas emissões das atividades humanas (GRUBER et al., 2019; IPCC, 2021), absorvendo cerca de um quarto destas emissões (DONEY et al., 2020; FRIEDLINGSTEIN et al., 2022). Como consequência, os oceanos vêm se tornando mais saturados em dióxido de carbono, diminuindo seu pH e estado de saturação de materiais carbonáticos, como também a própria capacidade de sequestro de CO₂ (IPCC, 2021). Perda de biodiversidade, alterações comportamentais e fisiológicas de organismos e perturbação da dinâmica de populações e comunidades são respostas biológicas já bem postuladas desta problemática (AGOSTINI et al., 2018; COMEAU et al., 2019; PEÑA et al., 2021). Estas perdas ameaçam serviços ecossistêmicos importantes para a sociedade, tais como a pesca, aquicultura e proteção costeira, afetando economia, segurança alimentar, saúde e bem-estar humano (DONEY et al., 2020; IPCC, 2021; SANDIFER & SUTTON-GRIER, 2014). Para o período de 2008 a 2017, $9,4 \pm 0,5$ e $1,5 \pm 0,7$ Gt C a⁻¹ foram emitidos para a atmosfera, pela queima de combustíveis fósseis e uso e alteração do solo, respectivamente, com crescimento do inventário de CO₂ atmosférico de $4,7 \pm 0,02$ Gt C a⁻¹ e absorção de $2,4 \pm 0,5$ Gt C a⁻¹ pelos oceanos (LE QUÉRÉ et al., 2018). Estes crescimentos tendem a se manter para as próximas décadas caso medidas não sejam tomadas. O embasamento científico necessário para a criação de políticas vem sendo consolidado com o bloom de publicações sobre este tema nas últimas décadas, o que reforça o reconhecimento de sua importância pela comunidade científica (DONEY et al., 2020; RIEBESELL & GATTUSO, 2015; RUDD, 2014). Entretanto, lacunas do conhecimento ainda precisam ser preenchidas, de modo que a problemática seja compreendida como um mecanismo multifatorial (RIEBESELL & GATTUSO, 2015), possibilitando a criação de novas políticas mais eficientes e manutenção das já existentes.

Dentre os vários esforços já realizados para descrever e explicar processos relacionados ao sistema carbonato dos oceanos (CHUNG et al., 2003; WOOSLEY et al., 2016; YU et al., 2016), estudos com medições diretas de pH ainda são escassos (LAUVSET et al., 2015) e poucos estudos procuraram investigar acerca da influência de feições de fundo

sobre a distribuição destes parâmetros (SILVA et al., 2019). De acordo com White et al. (2007a), a interação física gerada pela presença de um monte submarino pode causar variabilidades nos processos biogeoquímicos pelágicos sobrejacentes, como fluxos verticais de nutrientes e matéria orgânica a partir da quebra da estratificação, bem como a retenção de matéria orgânica nas proximidades dos montes submarinos. Estes processos podem influenciar significativamente a distribuição dos parâmetros do sistema carbonato através da produtividade biológica, relacionada ao balanço entre a produção e o consumo das espécies de carbono inorgânico dissolvido (CO_2 , bicarbonato, carbonato).

Montes submarinos são feições topográficas elevadas a mais de 100 m do fundo do mar, mantendo-se ainda abaixo da superfície dos oceanos (PITCHER et al., 2007). A complexidade de fundo determinada pela presença dos montes submarinos intensifica a interação do assoalho oceânico com o meio pelágico, de forma a alterar sua configuração física e produzir padrões específicos não observados sobre planícies abissais (WHITE et al., 2007). Dentre estes, destacam-se a geração de colunas de Taylor (LAVELLE & MOHN, 2010; RODEN, 1987; WHITE et al., 2007), alteração no fluxo de correntes (RODEN, 1994), enfraquecimento da estratificação termohalina (READ & POLLARD, 2015; RODEN, 1994) e geração de vórtices (LAVELLE & MOHN, 2010). A partir disso, variabilidades singulares podem ser implicadas para outros fatores oceanográficos a nível local e regional, tais como o ressurgimento de águas ricas em nutrientes e o consequente aumento da produção primária, biodiversidade e biomassa (MA et al., 2019; SONNEKUS et al., 2017). Este efeito, conhecido como “efeito de monte submarino” (*seamount-effect*), atribui a estes locais o título de oásis dos oceanos (MORATO et al., 2010).

A Elevação do Rio Grande (ERG) é uma feição do assoalho oceânico encontrada na borda oeste do Atlântico Sul. Está situada a aproximadamente 1500 km da costa sudeste do Brasil e possui profundidades que variam de 4000 m no assoalho oceânico circundante e aproximadamente 650 m em seu topo (CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL, 2020; FLORINDO et al., 2015). De forma geral, espera-se que as águas superficiais sobrejacentes à ERG, o Oceano Atlântico Sul, sejam marcadas por caráter oligotrófico (BRANDINI et al., 2000; SCHMID et al., 2000), uma vez que os padrões de circulação do grande giro subtropical

restringem o fornecimento de nutrientes inorgânicos de origem continental. Entretanto, para a determinação de uma linha de base ambiental sólida, torna-se indispensável a compreensão de possíveis efeitos físicos locais sobre correntes causados pela colisão com a ERG, que podem acarretar alterações dos padrões físicos da área e modificar as taxas de produção primária e o estado trófico da região (MA et al., 2019).

O Oceano Atlântico Sul (OAS) pode apresentar variabilidades do sistema do CO_2 ao longo da coluna d'água que podem ser acarretadas por processos já descritos. Em um período de 19 anos (1995-2003) as águas superficiais da região sul e tropical do Atlântico Sul sofreram um processo de acidificação devido as emissões antrópicas de CO_2 para a atmosfera (KITIDIS et al., 2017). Esta problemática também vem alterando os balanços do sistema carbonato de suas águas profundas. A Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), durante sua formação em altas latitudes do Oceano Atlântico norte, sequestra principalmente o CO_2 gerado pelos países mais populosos e industrializados do planeta localizados no hemisfério norte. A Água de Fundo Antártica (AFA), mesmo sendo formada mais ao sul da área de estudos, é mais impactada pelo CO_2 antrópico (RÍOS et al., 2012) por ser formada no Oceano Austral, reportado como o maior contribuinte para o sequestro de CO_2 pelos oceanos no período de 1775 a 2008 (KHATIWALA et al., 2009). Ambas acumulam CO_2 antrópico em camadas profundas do Oceano Atlântico Sul (RÍOS et al., 2012, 2015). Já a menores escalas espaço-temporais, hidrografia local (que pode advectar CO_2) e produção líquida da comunidade (NCP, sigla em inglês, relacionada ao balanço entre produção e consumo de CO_2) também foram identificadas como possíveis controladores da fugacidade de CO_2 ($f\text{CO}_2$) superficial no Oceano Atlântico Sul (KITIDIS et al., 2017). Alterações na NCP, a depender da composição das comunidades locais, também podem estar relacionadas a variabilidades nos teores de carbonato ao longo de toda a coluna d'água, com a assimilação de carbonato por produtores calcificantes na zona fótica e dissolução em águas profundas do carbonato de cálcio (CaCO_3) de carapaças decantadas. Ademais, a formação de vórtices também se mostra importante para as variabilidades de CO_2 nas águas do AS, uma vez que possuem cerca de 20% mais carbono antrópico que em águas próximas circundantes (WOOSLEY et al., 2016) e foram reportados por possivelmente contribuir com a acidificação

da Água Central do Atlântico Sul (ORSELLI et al., 2019) previamente reportada por (RÍOS et al., 2015).

A presença da ERG sob as águas da borda oeste do Oceano Atlântico Sul pode acarretar processos singulares sobre a dinâmica do CO_2 ao longo da coluna d'água. Contudo, a escassez de estudos a nível local sobre a temática nesta área dificulta a confirmação de tais inferências. Dados de alcalinidade total (A_T) e carbono inorgânico dissolvido (C_T) de alguns transectos do World Ocean Circulation Experiment (WOCE) distribuídos no Oceano Atlântico possibilitam a observação do comportamento destes parâmetros nas imediações da ERG sob a perspectiva de estudos de escala global. A partir de perfis de seção do transecto A16, Key et al. (2004) demonstraram que a A_T apresentou tendência de diminuição partindo da superfície em direção a profundidades intermediárias, reforçando o balanço evaporação-precipitação e a mistura como principais processos controladores da A_T (juntamente a salinidade) e justificando seus altos valores em águas superficiais próximas do centro do grande giro do Atlântico Sul. Para a mesma parcela de água, o C_T aumenta com a profundidade devido a produção de CO_2 por remineralização do carbono orgânico na zona afótica. Já através do transecto A10 do programa Blue Earth Global Expedition 2003 (BEAGLE), o qual possui estações realizadas sobre a ERG, MURATA et al. (2008) evidencia que a distribuição de C_T está de acordo com a distribuição das principais massas de água presentes no Atlântico Sudoeste Subtropical. Seus maiores valores são compreendidos pela Água Profunda Circumpolar Superior (APC_S) que corresponde ao mínimo de oxigênio da região (FLORINDO et al., 2015), as quais tem menor pH em comparação à APAN e águas superficiais (GONZÁLEZ-DÁVILA et al., 2011). Em escala local, (MONTSERRAT et al., 2019) avaliaram o pH e a A_T de fundo modelados ao redor e sobre ERG a partir de dados de um transecto do Global Ocean Data Analysis Project (GLODAP) versão 2. Seus resultados mostraram comportamento similar aos estudos em maior escala previamente mencionados. Deve-se, entretanto, inferir informações destes resultados com cautela, uma vez que são modelados e tratam de parâmetros sensíveis a processos biogeoquímicos e possivelmente aos efeitos promovidos pela complexidade de fundo local.

O presente trabalho visa o estudo da dinâmica do CO₂ em águas sobrejacentes e adjacentes a ERG, buscando identificar processos pelágicos relacionados a complexidade de fundo local atuantes sobre esta dinâmica. Este documento é composto por dois capítulos, sendo o primeiro, submetido para a revista “Deep Sea Research Part I”, destinado a avaliação destes efeitos em profundidade, e o segundo destinado a avaliação destes efeitos na interface oceano-atmosfera.

2 HIPÓTESE

- Hipótese H_1 : A presença da Elevação do Rio Grande influencia na distribuição dos parâmetros do CO_2 , bem como na produtividade superficial e nos fluxos de CO_2 na interface oceano-atmosfera.
- Hipótese H_0 : A distribuição dos parâmetros do CO_2 , na área da ERG, depende principalmente da circulação e estratificação oceânica.

3 OBJETIVOS

3.1 OBJETIVO GERAL

Descrever a distribuição vertical e horizontal dos parâmetros do sistema carbonato nas diferentes massas d'água sobre a Elevação do Rio Grande, bem como em águas adjacentes.

3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Investigar a variabilidade espacial de dados físicos e químicos oceanográficos;
- Investigar padrões de estratificação e de circulação das massas d'água da região;
- Investigar a variabilidade espacial dos parâmetros do sistema carbonato;
- Investigar a variabilidade espacial dos fluxos de CO₂ na interface oceano-atmosfera.

3.3 METAS

- Contribuir com a base global de dados dos parâmetros do carbono do Oceano Atlântico Sul;
- Utilizar bases de dados meteoceanográficos (in situ e sensoriamento remoto) públicas a fim de complementar descrição e interpretação dos padrões observados para a região;
- Utilizar de programação computacional em Python para o tratamento de dados;
- Produzir no mínimo um artigo científico com os resultados obtidos em revista de circulação internacional.

4 METODOLOGIA

4.1 ÁREA DE ESTUDO

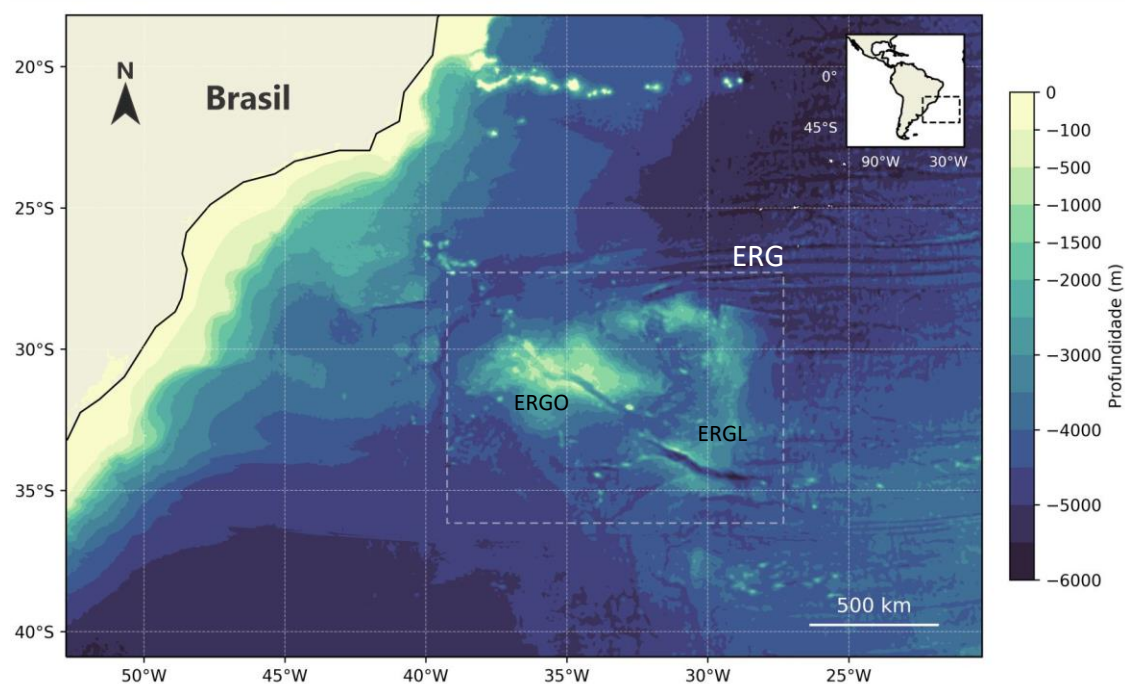
A Elevação do Rio Grande é um conjunto de feições do assoalho oceânico localizado na borda oeste do Oceano Atlântico Sul, entre as latitudes 28°05'S e 35°20'S e as longitudes 27°05'O e 39°02'O (Figura 1). Delimitada a nordeste e a sudoeste pelas bacias brasileira e argentina, respectivamente (MOHRIAK et al., 2010), e a noroeste pelo Canal da Vema, separando-a do platô de São Paulo (SANTOS et al., 2019), a Elevação do Rio Grande pode ser subdividida em duas regiões (CAMBOA & RABINOWITZ, 1984): (i) o setor Oeste (ERGO), que compreende uma proeminência elíptica em sua porção noroeste marcada pela presença de um graben orientado no sentido Noroeste-Sudeste e um guyot ao leste da proeminência elíptica; e (ii) o setor Leste (ERGL), que compreende duas cordilheiras separadas pela continuação do graben Sudeste-Noroeste e um arco de montes submarinos. Discussões sobre sua origem geológica ainda permeiam nos dias de hoje, tendo sido em geral atribuída a processos vulcânicos associados a formação do Oceano Atlântico (MOHRIAK et al., 2010; SANTOS et al., 2019).

O perfil pelágico de massas d'água na região revela a presença da Água Tropical Superficial (ATS), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Profunda Circumpolar Superior (APCs), Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), Água Profunda Circumpolar Inferior (APCi) e Água de Fundo Antártica (AFA) (EMERY, 2003; FLORINDO et al., 2015; STRAMMA & ENGLAND, 1999).

A região da ERG sofre influência de correntes em diversos níveis de profundidade (Figura 2). Correntes superficiais fluem predominantemente sobre a ERG no sentido leste-oeste (STRAMMA & ENGLAND, 1999), mesmo sentido que a AIA flui na região a profundidades intermediárias (700-1150 m) (BOEBEL et al., 1997, 1999). Dois padrões principais de circulação são dispostos de maneira oposta para águas profundas: a Corrente Profunda de Borda Oeste (CPBO) transporta a APAN (1600-3600 m) no sentido sul (MEINEN et al., 2017; SANTOSO et al., 2006) ao encontro das APCs e APCi, que fluem no sentido norte. Estas são derivadas da Água Profunda Circumpolar (APC), a qual é advinda da passagem de Drake através da Corrente das Malvinas (CM) (SANTOSO et al., 2006). Por fim, a AFA é trazida

do Mar de Weddel por correntes de fundo no sentido norte e é bifurcada, sendo canalizada a oeste da ERG pelo Canal da Vema e a leste pelo Canal de Hunter (MURRAY & REASON, 1999). Dessa forma, através da comparação da distribuição vertical de massas d'água com a batimetria da ERG (600-4000 m), espera-se que águas intermediárias e profundas interajam diretamente com o relevo nesta região. Ademais, tal configuração vertical caracteriza a área como importante componente da circulação meridional de revolvimento do Atlântico (AMOC, sigla em inglês) (CRIVELLARI et al., 2019; LIPPOLD et al., 2016; LIU et al., 2017) e consequente importância para regulação de processos climáticos a nível global.

Figura 1 – Batimetria da borda oeste do Oceano Atlântico Sul. Elevação do Rio Grande destacada por retângulo branco tracejado, com seus setores Oeste (ERGO) e Leste (ERGL) destacados por teto. *Fonte de dados: GEBCO 2020 Gridded Bathymetry Data (https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/)*.



Fonte: O autor.

Possíveis influências de vórtices de mesoescala sobre os parâmetros do CO₂ na área de estudo devem ser considerados (Figura 2 - a). (ANGEL-BENAVIDES et al., 2016) demonstraram, através da utilização de um banco de dados de trajetórias de vórtices

publicamente disponível (CHELTON et al., 2011), que vórtices ciclônicos e anticiclônicos originados na Confluência Brasil-Malvinas (CBM) podem ser transladados até a região da ERG. Vórtices, através do mecanismo de bombeamento vortical, são capazes de induzir processos de ressurgência/subsidência em seu interior (ANGEL-BENAVIDES et al., 2016; FALKOWSKI et al., 1991) e alterar o conteúdo de CO₂ da coluna d'água (MURATA et al., 2008; ORSELLI et al., 2019). Além disso, variabilidades dos fluxos de calor na interface oceano-atmosfera causadas pelos vórtices também são capazes de perturbar a bomba física de CO₂, invertendo os fluxos de CO₂ de suas águas superficiais e as configurando como fontes para a atmosfera (SOUZA et al., 2021), oposto ao que se espera para as águas oceânicas de média e altas latitudes (PEZZI et al., 2021). Por fim, a bomba biológica de CO₂ também pode ser afetada pela presença de vórtices, uma vez que seu interior pode exibir anomalias positivas (vórtices ciclônicos) e negativas (vórtices anticiclônicos) de concentração de clorofila *a* em seu interior (ANGEL-BENAVIDES et al., 2016).

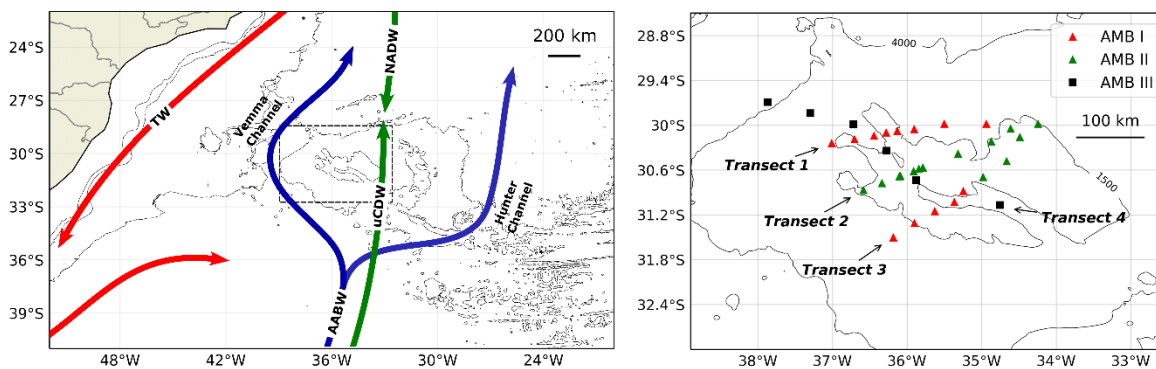
Processos de interação oceano-atmosfera em escala de bacia oceânica também podem representar componente importante sobre a dinâmica do CO₂ nas águas superficiais sobre a ERG. Na borda oeste do Oceano Atlântico Sul subtropical encontra-se um dos centros de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM), o qual, juntamente com outro centro localizado no Oceano Atlântico Sul tropical, compõe o Dipolo do Atlântico Sul (DAS) (BOMBARDI et al., 2014). Nesta região as anomalias de TSM estão associadas as variabilidades da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), seja como uma resposta oceânica direta à forçante atmosférica (CHAVES & NOBRE, 2004) ou como uma forçante oceânica inicial que desencadeia um mecanismo de feedback negativo entre o oceano e a atmosfera (ALMEIDA et al., 2007).

4.2 AMOSTRAGEM

Duas comissões oceanográficas foram realizadas para a composição de 4 transectos sobre a ERG. Três transectos de 27 estações oceanográficas realizadas no período de abril e junho de 2018 (PROERG AMB I e AMB II) estão dispostos de maneira quase-transversal ao graben da ERG. Um quarto transecto de 6 estações foi realizado em março de 2020 (PROERG AMB III) e distribuído sobre o graben de maneira longitudinal ao mesmo (Figura 3). As três

expedições foram coordenadas pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) a bordo do Navio de Pesquisa Hidroceanográfico (NPqHo) Vital de Oliveira, da Marinha do Brasil. Para cada estação até 15 profundidades foram amostradas ao longo da coluna d'água com garrafas Niskin acopladas a roseta. Esta também contou com perfilador CTD para a geração de perfis de temperatura (T), salinidade (S), oxigênio dissolvido (O_2), clorofila-a (Chla) e turbidez, e ADCP (75 e 150 kHz) fixos à embarcação para a geração de perfis de correntes. Dados de fugacidade de CO_2 de superfície (fCO_{2sw}) e fugacidade de CO_2 da atmosfera (fCO_{2atm}) foram obtidos *in situ* através de equipamento de medição *underway* (modelo 8050 pCO, General Oceanics, com analisador infravermelho Licor 7000) instalado no navio de pesquisa (Capítulo 2, figura). Estes foram utilizados para os cálculos dos fluxos de CO_2 na interface oceano-atmosfera.

Figura 2 – Mapas da circulação geral do Oceano Atlântico Sudoeste (a) e área de estudo com a distribuição espacial das estações de coleta e transectos realizados, classificados por expedição (b). Setas vermelha, verde e azul representam os fluxos de massa d'água de superfície, profundas e de fundo, respectivamente. Linhas de contorno representam as isóbnatas de 4000 e 1500 m. Acrônimos: TW – Água Tropical; NADW – Água Profunda do Atlântico Norte; uCDW – Água Profunda Circumpolar Superior; AABW – Água de Fundo Antártica.



Fonte: O autor (adaptado do Capítulo 1).

4.3 ANÁLISES LABORATORIAIS

Amostras de água foram destinadas para a análise de alcalinidade total (A_T) e pH (DICKSON et al., 2007), O_2 , nitrito (NO_2^-) (STRICKLAND & PARSONS, 1972), nitrato (NO_3^-) (GARCÍA-ROBLEDO et al., 2014), nitrogênio amoniacal (NH_3-N), silicato total dissolvido ($Si(OH)_4$), fósforo inorgânico dissolvido (PO_4^{3-}) e clorofila a (Chla) (GRASSHOFF et al., 1999). Análises de A_T , pH e oxigênio dissolvido (OD) foram realizadas a bordo logo após procedimento de coleta. A_T foi medida por titulação automática potenciométrica com célula aberta e pH por espectrofotometria com indicador roxo *m-cresol*, ambos seguindo metodologia descrita por (DICKSON et al., 2007), com precisões de $1.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ e 0.002, respectivamente. Calibrações e validações das análises de A_T e pH foram realizadas com material de referência certificado fornecido por Andrew Dickson (Scripps Institution of Oceanography, San Diego, USA).

4.5 VISUALIZAÇÃO DE DADOS E ANÁLISES

Gráficos pertinentes a visualização e interpretação dos dados físicos e químicos – tais como diagrama TS, gráficos de dispersão, perfis dos parâmetros, perfis de transecto, distribuição espacial dos parâmetros, entre outros -, bem como análises e cálculos dos parâmetros do sistema carbonato performados através da programação em linguagem Python.

5 ARTIGO 1 - WATER COLUMN HYDROLOGY AND CARBONATE SYSTEM BIOGEOCHEMISTRY UNDER THE INFLUENCE OF AN INTERMEDIATE SEAMOUNT (RIO GRANDE RISE, SOUTHWESTERN ATLANTIC).

Submetida para: Deep Sea Research Part I

Abstract

Seamounts interact with the local circulation affecting the vertical distribution of important solutes such as nutrients or oxygen, promoting a series of local biogeochemical changes. Nevertheless, the impact of seamounts on the surrounding carbonate system is still poorly understood. Here, we investigate those effects posed by an intermediate level seamount (i.e., reaches the base of the permanent pycnocline, but not the euphotic zone) with complex topographic features. The vertical hydrology and the distribution of physical and chemical properties are studied during three oceanographic campaigns over the Rio Grande Rise in 2018 and 2020. Results show that shifts of the hydrological structure and biogeochemical properties in the water column of the highly stratified South Atlantic Ocean are clearly associated with the presence of such complex topographic feature, especially around its elongated summits and ridge. The observed shallow disturbances of the thermohaline structure seem to be promoted by locally generated internal waves, which in turn drive vertical shifts in subsurface biogeochemistry. Uplifts of intermediate waters following the internal tides crests transport CO₂-rich waters to subsurface layers. Furthermore, a closed circulation cell resembling a Taylor cone is detected near one of the summits, extending up to the base of the permanent pycnocline. Due to the closeness of the disturbed hydrodynamics to the summit's seabed, we hypothesize that resuspension and entrapment of bottom materials inside the closed circulation cell creates favorable conditions for Total Alkalinity drawdown via nitrification and consequently weakening of water buffer capacity. Furthermore, given the clear uplifts of isopycnals and opposing flow patterns indicative of the development of a Taylor cone, those biogeochemical shifts are prone to be introduced in the base of the pycnocline via vertical advection and diapycnal mixing, with possible changes in the remineralization of organic matter commonly retained at those levels. Lastly, channeling of the highly corrosive Upper Circumpolar Deep Water through the main ridge of the Rio Grande Rise at depths of around 1500 m presents a possible important driver of the deep local biogeochemistry. Exposure of bottom calcareous sediments to those waters accelerates carbon recycling from the seabed and pose an additional source of carbon to deep waters of the South Atlantic Ocean.

Highlights

- Locally generated internal tides affect subsurface thermohaline structure and carbonate system parameters;
- Water and solute uplifts at intermediate depths are promoted by a closed circulation cell resembling a Taylor cone and impaired by the local permanent pycnocline;
- A local weakening of buffer capacity is hypothesized to be triggered by bottom materials resuspension and entrapment into the closed circulation cell resembling a Taylor Cone;

- A large NW-SE oriented rift permits the contact of the corrosive Upper Circumpolar Deep Water with bottom carbonate sediments, accelerating benthic carbon processing.

Keywords

South Atlantic Ocean, seamount effect, flow disruption, biogeochemical processes, CO₂ system, benthic carbonate dissolution.

1 Introduction

Seamounts are topographic features risen over 100 m off the seafloor, while still keeping its summits beneath the ocean's surface (Pitcher et al., 2007). The seafloor complexity determined by the presence of a seamount intensifies the interaction between the seabed and the pelagic environment, altering the pelagic physical configuration and generating specific patterns not observable over abyssal plains (White et al., 2007). The most commonly studied phenomena are the generation of Taylor Columns (Lavelle & Mohn, 2010; G. I. Roden, 1987; White et al., 2007), followed by the generation of internal waves (Turnewitsch et al., 2016), shifts in fluxes (Roden, 1994), weakening of the thermohaline stratification (Read & Pollard, 2015; Roden, 1994), and generation of eddies. Therefore, unique variabilities can be imposed by those processes over other oceanographic features at local and regional scales, namely the upwelling of nutrient-rich waters and the consequent enhancement of primary productivity, biomass and biodiversity (Ma et al., 2019; Sonnekus et al., 2017), as well as changes in CO₂ dynamics and its lateral and vertical distribution (Ma et al., 2020). Such phenomenon, commonly addressed as “seamount-effect”, credits the seamounts the title of “oasis of the oceans” (Morato et al., 2010). However, because of the higher susceptibility of shallow seamounts (i.e. summits reach the euphotic zone) to promote the “seamount-effect”, the attention and efforts of the scientific community are drawn to the investigation of those types of seamounts. This leaves the intermediate seamounts (i.e. summits reach the base of the permanent pycnocline, but not the euphotic zone) understudied regarding effects over the physical environment and the biogeochemical properties in the surrounding waters.

Oceanic CO₂ dynamics and distribution in the South Atlantic Ocean (SAO) are governed by an array of processes, including the physical, chemical and biological pumps, the formation and distribution of water masses (Murata, Kumamoto, Sasaki, Watanabe, et al., 2008; Ríos et al., 2015) and eddies (Orselli et al., 2019). Furthermore, these processes are suffering shifts for the last decades caused by atmospheric CO₂ dissolution and ocean acidification (Kitidis et al., 2017; Ríos et al., 2015). Adding to these, the SAO presents important topographic features that may also influence to some extent the distribution and biogeochemistry of oceanic CO₂ properties, such as the Abrolhos and Trindade archipelagos, Walvis and Mid Atlantic Ridge, and the Rio Grande Rise (RGR). However, very few studies directly address this issue worldwide (Silva et al., 2019). Ma et al. (2020) show that the Y3 seamount, a shallow seamount in the western Pacific Ocean, promotes uplifts of intermediate waters with higher total dissolved inorganic carbon (C_T) content close to the seamount summit. Furthermore, Parard et al. (2014), which is the only study on topography-related effects over CO₂ properties distribution in the SAO, observe shifts in the C_T content of the uppermost water column due to the generation of internal waves by the Mid Atlantic Ridge. Meanwhile, no

investigations on the effects of intermediate seamounts over the overlying water column CO_2 properties are reported to date.

Key et al. (2004), using the A16 transect from the World Ocean Circulation Experiment (WOCE), show that the C_T increases with depth because of CO_2 production by organic carbon remineralization in the aphotic zone in the vicinities of the RGR. Murata et al. (2008), using the A10 transect from the Blue Earth Global Expedition 2003 (BEAGLE), further show that the vertical C_T distribution is closely related to the distribution of the main water masses of the SAO. The highest C_T values correspond to the Upper Circumpolar Deep Water (uCDW), which is the oxygen minimum of the region (Florindo et al., 2015) and presents the lowest pH in comparison with the North Atlantic Deep Water (NADW) and the uppermost waters (González-Dávila et al., 2011). Within the water column overlying the RGR, Montserrat et al. (2019) modelled bottom pH and total alkalinity (A_T) using data interpolation from a transect of the Global Ocean Data Analysis Project version 2 (GLODAPv2). In their results, pH and A_T distribution over the RGR show little changes compared with the abovementioned studies at a broader scale. However, as part of a large baseline study, their modeling results must be taken with caution as the interactions of the RGR with the local hydrology or benthic-pelagic biogeochemical processes are not considered. Thus, large uncertainties remain on the impact of the largest intermediate seamount in the SAO, the RGR, over the local hydrology and inorganic carbon circulation as no direct explorations were performed to date. The present work aims to fill this knowledge gap by studying the hydrology and carbonate system dynamics in the water column over the RGR to identify benthic-pelagic processes linked to the local topographic complexity.

2 Methods

2.1 Study Area

The RGR is a set of geological features located at the western SAO, approximately 1500 km away from the southeastern Brazilian coast, between the latitudes $28^{\circ}05'S$ - $35^{\circ}20'S$ and longitudes $27^{\circ}05'W$ - $39^{\circ}02'W$ (figure 1). The RGR region is marked by an oceanic transitional character, as it sits in subtropical latitudes and near the Brazil-Malvinas confluence. Camboa & Rabinowitz (1984) propose a subdivision of the RGR into two main regions, the western and eastern RGR. The western RGR, the main area of interest in this work (addressed as RGR hereafter), is an elliptical seabed prominence marked by a 30 km wide northwest-southeast oriented rift (Lisniewski et al., 2017). It rises from ~ 4500 m to depths of ~ 650 m, making it an intermediate level seamount according to the definitions of Genin (2004).

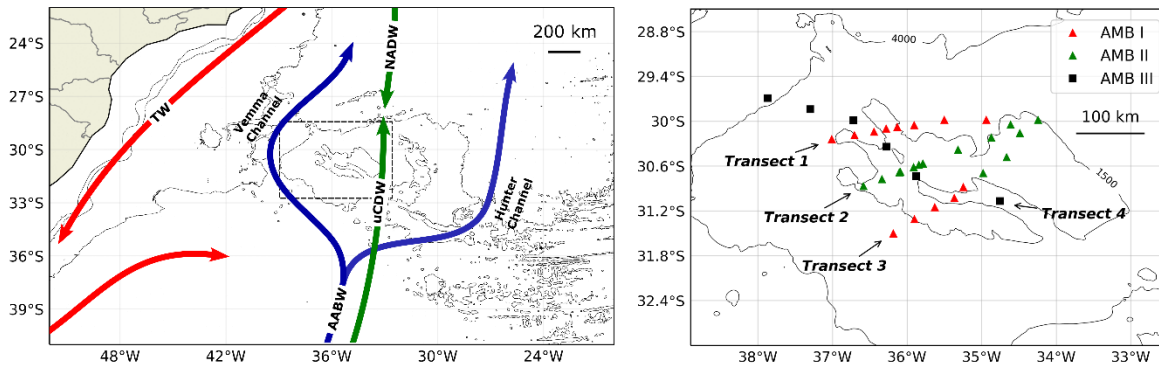


Figure 1. Maps of the general circulation of the western SAO (a) and study site with the spatial distribution of sampling stations and transects performed, organized by cruise (b). Red, green and blue arrows represent fluxes of surface, deep and bottom water masses, respectively. Contourlines represent the isobaths of 1500 and 4000 m. Acronyms: TW – Tropical Water, NADW – North Atlantic Deep Water; uCDW – Upper Circumpolar Deep Water; AABW – Antarctic Bottom Water.

The vicinities of the RGR show an array of varying flow patterns and water masses throughout the water column. Currents flow mainly in a westerly direction at the surface (Stramma & England, 1999) and intermediate levels, the latter corresponding to the Antarctic Intermediate Water (AAIW) resting at a depth band of 700-1100 m (Boebel et al., 1997; 1999). At deeper layers, the Deep Western Boundary Current (DWBC) flows southward bringing mostly the NADW at 1600-3600 m to the western SAO (Meinen et al., 2017; Santoso et al., 2006), whereas the Circumpolar Deep Water (CDW) flows northward from the Drake Passage through the Malvinas Current (MC) (Santoso et al., 2006). The encounter of the NADW with the CDW flowing in opposing directions promotes the split of the CDW into the uCDW and Lower Circumpolar Deep Water (LCDW) at latitudes of around 40°S (Álvarez et al., 2014). Bottom currents transport the Antarctic Bottom Water (AABW) to the western SAO and flows northward from the Weddel Sea. Reaching the RGR vicinities, those currents are then bifurcated and channeled west and east of the RGR through the Vema Channel and Hunter Channel, respectively (Murray & Reason, 1999). The vertical distribution of CO₂ parameters around the RGR is thus strongly determined by the water masses configuration of the western SAO, as reported by a number of works addressing decadal acidification in this ocean (Ríos et al., 2003; 2012; 2015; Woosley et al., 2016).

Despite being a complex topographic feature in a transitional oceanic region, very few studies describe the local hydrology of the RGR. Harlamov et al. (2016) performed a preliminary study on the matter using data acquired from a hull-mounted ADCP in a hydrographic expedition carried in 2011, focusing on depths of 300-700 m. They found complex and intense flow patterns at those depths over the RGR, which are close to and encompass the summits (up to 650 m). They discuss that, although the region is not influenced by strong boundary currents, flow intensification is promoted by the interaction with local topography. In fact, locally generated internal waves with tidal frequency (i.e. internal tides) were the main source of variability of the measured currents,

generating density perturbations of up to 100 m. Thus, the complex hydrology found by the authors corroborates with the hypothesis that implications to the local stratification and water column biogeochemistry (e.g. CO₂ dynamics) may take place over the RGR.

2.2 Sampling

Three oceanographic campaigns were conducted to compose 4 transects over the RGR. Three transects with 27 oceanographic stations and positioned quasi-transversally to the RGR main rift were carried out during April (AMB I) and June (AMB II) of 2018 (Figure 1). The fourth transect composed of 6 stations was conducted during March 2020 (AMB III) and distributed longitudinally to the main rift. All the expeditions were counseled by the Serviço Geológico do Brasil (CPRM) onboard the Hydroceanographic Research Ship Vital de Oliveira, from the Brazilian Navy. At each station, water samples from up to 15 different depths were taken with Niskin bottles attached to a rosette. The rosette also contained a CTD profiler to generate vertical profiles of potential temperature (θ), salinity (S), dissolved oxygen (DO), chlorophyll-a (Chla), and turbidity. Upper ocean currents were studied using a hull-mounted ADCP of 150 and 75 kHz during the expeditions of 2018 and 2020, respectively.

2.3 Laboratorial Procedures

Water samples collected with Niskin bottles were used for the determination of total alkalinity (A_T) and pH (Dickson et al., 2007), DO, nitrite (NO_2^-) (Strickland & Parsons, 1972), nitrate (NO_3^-) (García-Robledo et al., 2014), ammonium (NH_3), total dissolved silicate (Si(OH)_4), dissolved inorganic phosphorous (PO_4^{3-}) and Chla (Grasshoff et al., 2007). During the AMB III campaign, samples for nutrient analysis could not be well preserved until analysis in the lab and thus, only nutrients determinations from the AMB I and II campaigns are presented. A_T , pH and DO analysis were conducted onboard right after sampling. A_T was measured by automatic potentiometric titration with open cell and pH by spectrophotometry with indicator m-cresol purple, both following (Dickson et al., 2007), with precisions of $1.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ and 0.002, respectively. Analysis calibrations and validations of A_T and pH were conducted with certified reference material provided by Andrew Dickson (Scripps Institution of Oceanography, San Diego, USA). Water samples for nutrient analysis were stored at -20°C until analysis.

2.4 Calculations

Calculations of CO₂ parameters were performed using the software PyCO2SYS (Humphreys et al., 2021) using A_T and pH along with ancillary data, such as T, S, Pressure, NO_3^- , Si(OH)_4 and PO_4^{3-} , with carbonic acid dissociation constants described by (Sulpis et al., 2020). Salinity-normalized C_T ($C_{T,N}$) and A_T ($A_{T,N}$) were calculated following equation:

$$X_N = \frac{X_{obs}}{S_{obs}} \times S_{ref} \quad (1)$$

where X_N is the normalized C_T or A_T , X_{obs} is the observed value of C_T or A_T , S_{obs} is the observed value of salinity and S_{ref} is the reference salinity, set at 35 psu.

3 Results

3.1 Oceanographic setting

Maximum water column depths at the sampled stations range from 2400 m in 2018 to 4200 m in 2020, when the outer and westernmost station were sampled (figure 1). The water column in the area of the RGR exhibits a well-defined permanent thermocline and halocline resting at between 200 and 750 m. Thus, the crests associated with the ridge of the RGR are sufficiently shallow (~ 650 m during the cross-ridge transects) to reach the base of the pycnocline (figure 2). During the second expedition of 2018 (AMB II), strong winds associated with large scale ocean-atmosphere processes advected colder and more saline, oxygenated, productive and turbid waters from the Brazil-Malvinas Confluence to the RGR region, as θ , S , $Chl-a$ and DO values at the uppermost 60 m are clearly different when comparing both expeditions of 2018 (AMB I and AMB II; figure 2). Therefore, surface and subsurface waters (uppermost 60 m depth) must be carefully analyzed in the cross-ridge transects performed since transects 1 and 3 include stations sampled during both expeditions of 2018 (figure 1).

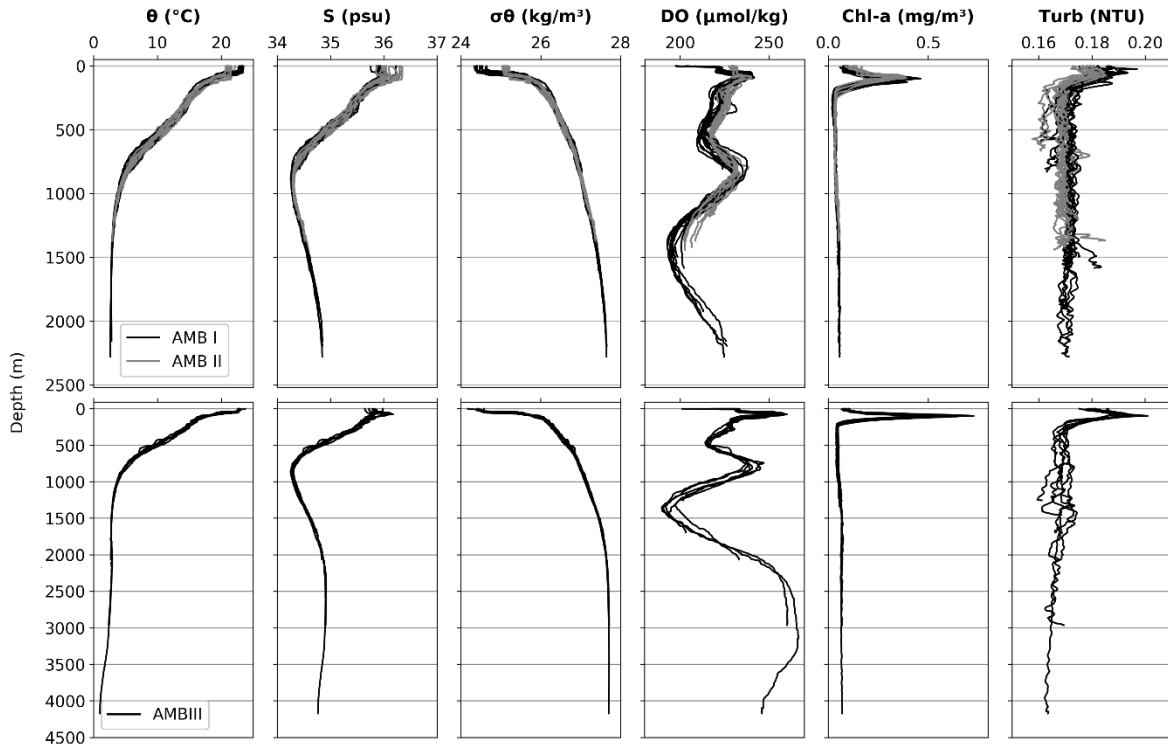


Figure 2 - Vertical CTD profiles obtained during the three cruises performed. Upper panels show the CTD profiles obtained during the two expeditions performed during 2018 (transects 1 to 3), whereas those shown in the lower panels correspond to the CTD profiles obtained during 2020 (transect 4). Note the different vertical scale of the upper and lower panels.

Three dissolved oxygen maxima and three minima are identified in the CTD profiles obtained (figure 2). A subsurface DO maximum at ~100 m depth is coupled with both Chla and turbidity peaks and is therefore indicative of the deep chlorophyll maximum (DCM), the most productive layer of the study area. The along-ridge transect 4 showed the highest subsurface dissolved oxygen, Chla concentrations and turbidity of all transects. An intermediate DO minimum rests at ~650 m, the base of the pycnocline, where respiration processes are strongest. In depth, two DO maxima (at ~800 m and 2500-3000 m depth, respectively) and a deep DO minimum and local oxygen minimum zone at about 1500 m depth are present.

Water masses in the study region are analyzed by a θ -S diagram (figure 3). Because surface processes (i.e. evaporation, precipitation) disrupt the conservative behavior of θ and S preserved by mixing and advection of water masses, the upper 120 m waters were not considered in this analysis. Physical and chemical properties of Source Water Types (SWT) were obtained from the literature and plotted in Figure 3, prioritizing studies that extensively describe the water masses configuration in the SAO (Álvarez et al., 2014; Brea et al., 2004; Maamaatuaiahutapu et al., 1992; Mémery et al., 2000). The θ -S diagram shows the typical thermohaline configuration of the SAO, although we do not observe the presence of bottom water masses due to the shallowness of the RGR. The identified water masses can be grouped into central, intermediate, and deep waters: South Atlantic Central Water (SACW), AAIW, uCDW, and NADW. The SACW is marked by a steep change in temperature and salinity resting between 300 and 800 m depth (Figure 2). In the western SAO, the SACW is mainly formed (by order of contribution) by the Equatorial 13 °C Water (EQW), Subtropical South Atlantic Central Water (SACW-T), and Subtropical Mode Water (STMW). Both the EQ13 and SACW-18 are formed in the eastern SAO between 18 and 20°S and carried to the western SAO by the South Equatorial Current and Brazil Current (BC), where they are present within the depth band of 400-800 m at the latitudes of the RGR (Gordon & Bosley, 1991; Tsuchiya, 1986). The STMW-18, however, is formed in the vicinity of the RGR, in the southern area of the BC by subduction of the thermocline (Mémery et al., 2000). The AAIW is marked by the salinity minimum of the entire water column associated with a local oxygen maximum that rests at about 1000 m depth in the studied region. AAIW encompasses a mixture of AAIW-5 and AAIW-3, which are formed north of the Subantarctic Front and west and east of the Drake passage, respectively, and carried to the SAO by the Malvinas Current (MC) (Talley, 1996). Derived from the Circumpolar Deep Water (CDW), the uCDW is the first deep water bottomward and is located at about 1500 m depth in the RGR region. As it is formed by a mixture of the deep waters that are recirculated by the Antarctic Circumpolar Current (ACC), the uCDW is marked by low levels of oxygen and high levels of nutrients (Emerson & Hedges, 2008), being the oxygen minimum zone in the western SAO (Florindo et al., 2015; Figure 3). The NADW can be defined as a mixture of the SWTs NADW-4.6, which represents both upper and middle NADW, and NADW-2, that represents the lower NADW (Álvarez et al., 2014), and is marked by a deep salinity and silicate minimum and oxygen maximum (Figure 3). It is formed at high latitudes of the

North Atlantic Ocean and carried to the SAO by the Deep Western Boundary Current (DWBC), where at the vicinities of the RGR rests at around 2400 m depth (Álvarez et al., 2014).

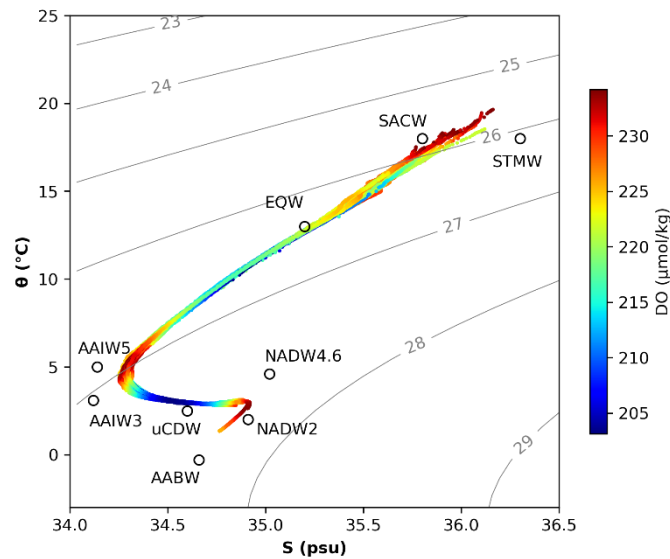


Figure 3 – θ -S diagrams in the study region. The color scale represents dissolved oxygen concentrations.

The RGR influence the thermohaline structure as observed in the cross-ridge transects 2 and 3 around the summits (Figure 4 – a, b, c). Doming of isopycnals up to 80 m are observed at stations of the western and eastern crests in transect 2 and at the eastern crest in transect 3. Uplifts of isopycnals are also depicted at intermediate levels extending to 450 m from near the seabed of the western crest during transect 2 and both crests during transect 3, while in the 250-450 m and 500-800 m depth bands in transects 2 and 3, respectively, the isopycnals are depressed. Those observations suggest that flow at intermediate levels interacts with the RGR resulting in vertical excursions. The turbidity distribution supports these observations, as all cross-ridge transects exhibit minima right above both crests (except for the western crest in transect 1, Figure 4 - f) and local maxima near the bottom at the ridge stations. DO and Chla isolines are also disturbed, with the location of subsurface maxima uplifted about 50 m just above the western crest in transects 2 and 3. Transects 2 and 3 also depict clear vertical displacements of DO isolines between 400 and 1000 m. The colder core of the SACW ($\theta < 12^\circ\text{C}$), which represents the base of the pycnocline, shows doming of DO isolines over the ridge, while the isolines that depicts the AAIW as the local intermediate DO maximum are depressed (Figure 4 – d).

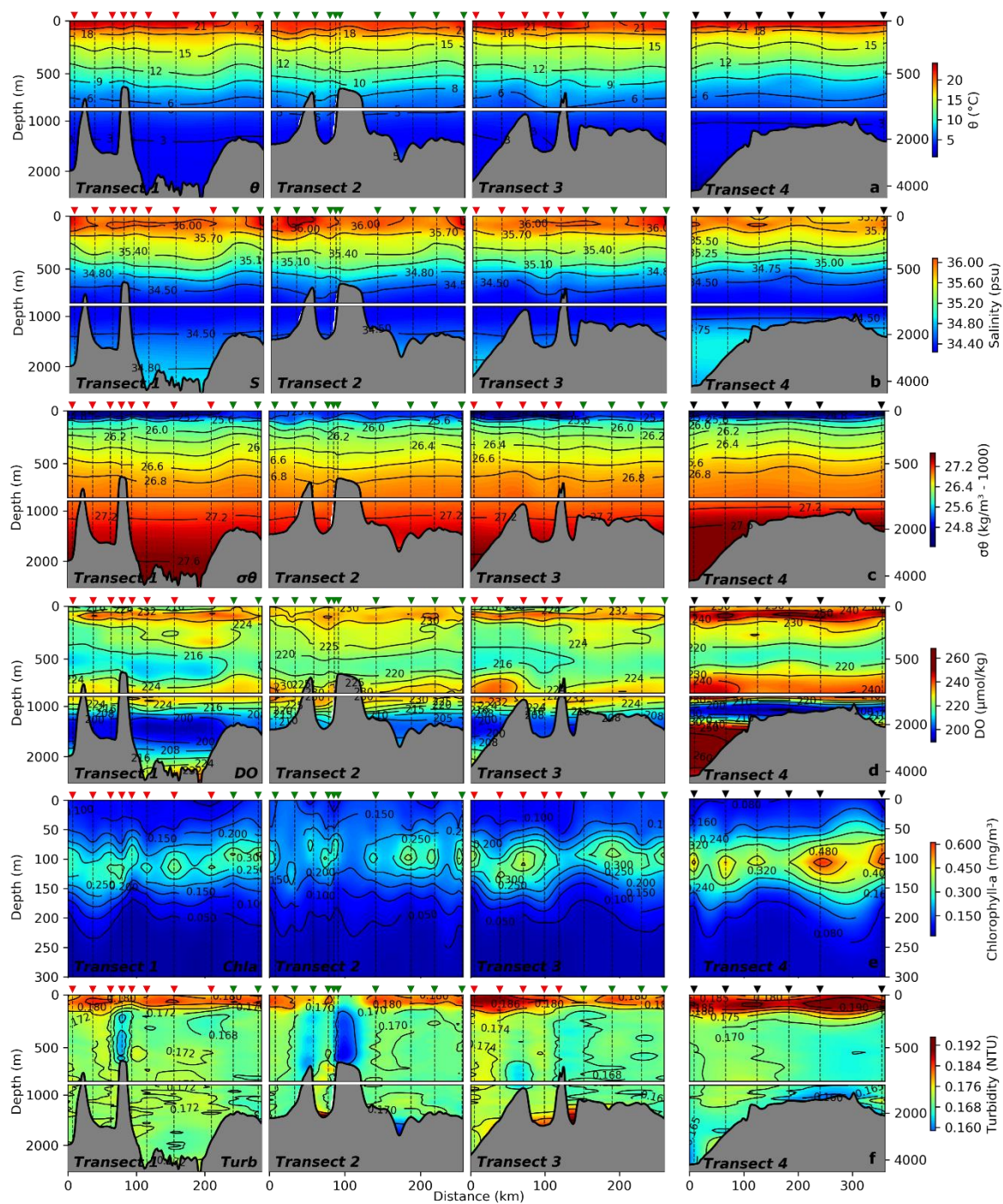


Figure 4 – Section plots of CTD parameters organized by transect. Distance zero is referenced in the westernmost station and increases eastward along each transect. The color code used to mark the sampling stations denotes the sampling campaign (red triangles correspond to AMB I, green to AMB II and black to AMB III). Note the different vertical scale used in transects 1 to 3 compared to transect 4.

3.2 Vertical current's structure

Current velocities and directions measured at depths of 50-550 m in transects 1 to 3 and 10-50 m in transect 4 are displayed in figure 5. Mean velocities in transects 1 to 3 and transect 4 were 0.16 ± 0.09 and 0.2 ± 0.11 m s⁻¹, respectively, although in transect 4 data is available only for the uppermost 150 m. The presence of the RGR seems to disturb flow direction and intensity in the vicinities and above the summits and main ridge. Away from the RGR, waters flow in a northeasterly direction when observing the data obtained to the southwest of the RGR crests and in a northwesterly direction when observing the waters to the west of the RGR crests. Further deep in the southwest section of the study area, however, flow gradually rotates to a southeasterly direction, already showing possible effects of the leeward crests of the RGR. Transect 1 does not show the same pattern, as waters flow away from the study area and do not tend to flow over the shallowest parts of the local topography.

Transect 2 shows the highest current magnitudes, with mean values of 0.18 ± 0.11 m s⁻¹. Direction is strongly shifted with depth, as upper layers (50-100 m) flow mainly southeasterly and below 250 m the current direction is disturbed. At 350 m, a clear pattern of opposing current directions between both ends of the ADCP trajectory can be observed, with southeasterly flow west of the western crest and northwesterly flow over the main ridge. At 450 m and below, however, currents seem to be weakened. Similar disturbances are exhibited in transects 1 in shallow waters, where flow over the ridge is generally opposed to that in the areas over the crests. Contrarily, transect 3 shows the same patterns closer to the seafloor at 550 m depth, indicating the formation of a closed circulation cell over the western crest in this transect.

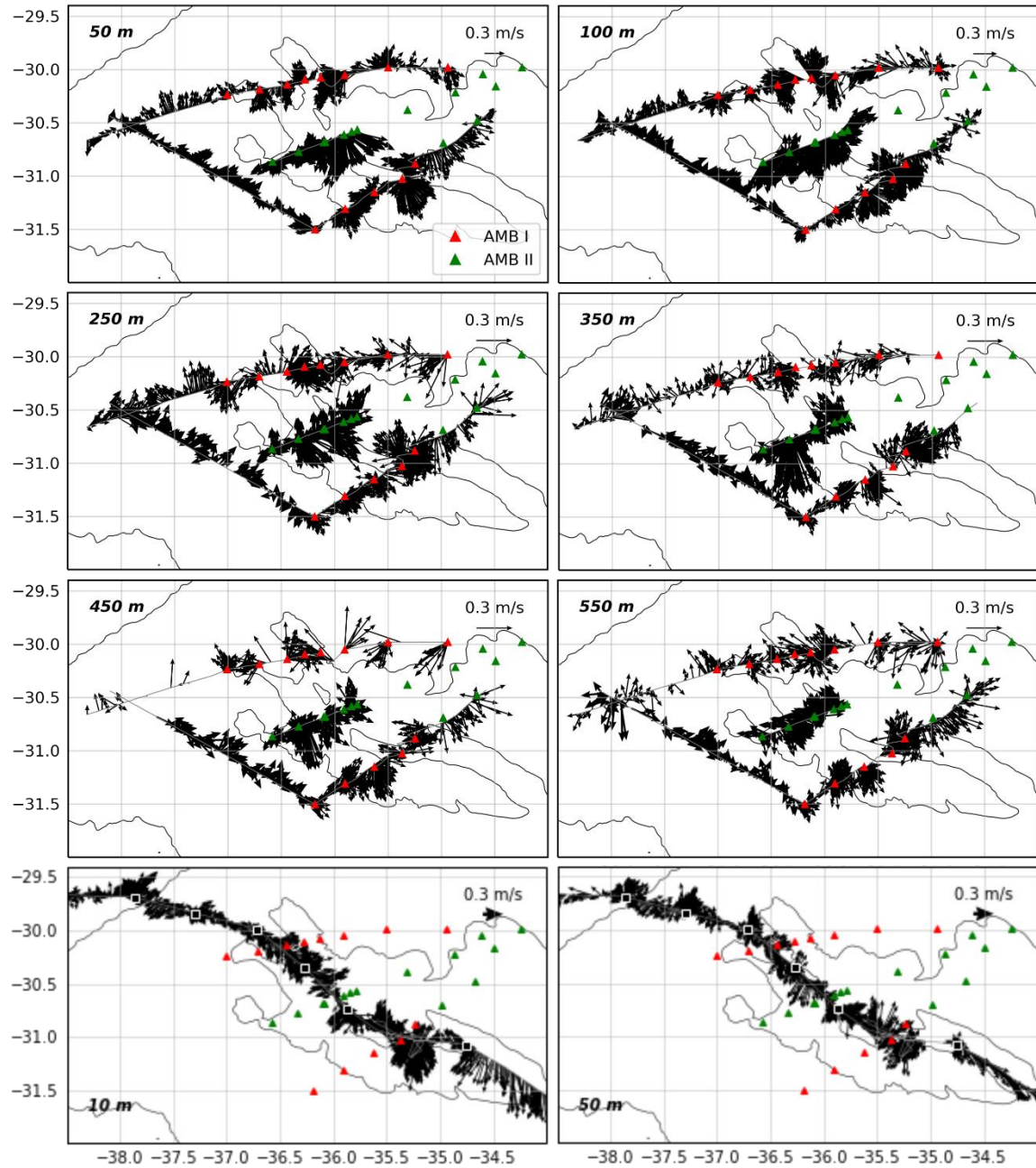


Figure 5 – Water flux direction and intensity at (a to f) 50, 100, 250, 350, 450 and 550 m depth measured during the two campaigns performed in 2018 with a vessel mounted ADCP and (g to h) 10 and 50 m depth during the campaign performed in 2020. Note that, for visualization purposes, arrow scales are set to lowest at 50 m depth, medium at 100 m depth and highest at 250-550 m depth.

3.3 Distribution of biogeochemical properties

At the sea surface, nutrients are depleted due to phytoplankton uptake and distance from significant sources, while intermediate and deep waters are nutrient-rich due to organic matter (OM) remineralization and lack of nutrient uptake by primary producers due to the absence of sunlight (figure 6). At deep waters, the uCDW advects nutrients from the austral ocean to the RGR and defines the nutrients maximum layer of the study region at around 1500 m depth. Therefore, a general pattern of increase in concentrations with depth is inferable, although nutrient vertical gradients seem to be weak throughout the transects, with large domes and depressions of the nutrients isolines. Uplifts of NO_3^- and PO_4^{3-} isolines ($4\text{-}8$ and $0.3\text{-}1.2 \mu\text{mol kg}^{-1}$, respectively; Figure 6 – a, b) to depths ranging from 300 to 400 m are located over the ridge in transect 1 and west of the western crest in transects 2 and 3. Transect 3 shows the shallowest observed domes of nutrient isolines, reaching depths of 100 m for NO_3^- just above the ridge at around 70 km in the transect and up to the surface for PO_4^{3-} at the westernmost stations (figure 6 – a, b). Moreover, wider doming of PO_4^{3-} isolines can be observed for the two furthest stations of the ridge of all cross-ridge transects that reached depths of 200 m.

Local vertical displacements of Si(OH)_4 isolines are consistent with the ones experienced by NO_3^- and PO_4^{3-} in transect 1, with uplifts over the ridge and depressions over the crests (figure 6 – c). The same can be observed for the eastern crest in transect 3. Waters in the vicinities of the ridge and crests in transect 2, however, depict low Si(OH)_4 concentrations in comparison with both transects 1 and 3. Maximum Si(OH)_4 levels (up to $70.9 \mu\text{mol kg}^{-1}$) are found near the seafloor both inside the ridge and the outer parts of the crests in transect 1, and are also associated with the uCDW. In transects 2 and 3, the shallowest transects, Si(OH)_4 maxima are relatively deeper in comparison with transect 1, with the lowest concentrations observed in waters near the bottom of the ridge. Further from the ridge, Si(OH)_4 maxima in transects 2 and 3 reappears, where bottom depths tend to increase again.

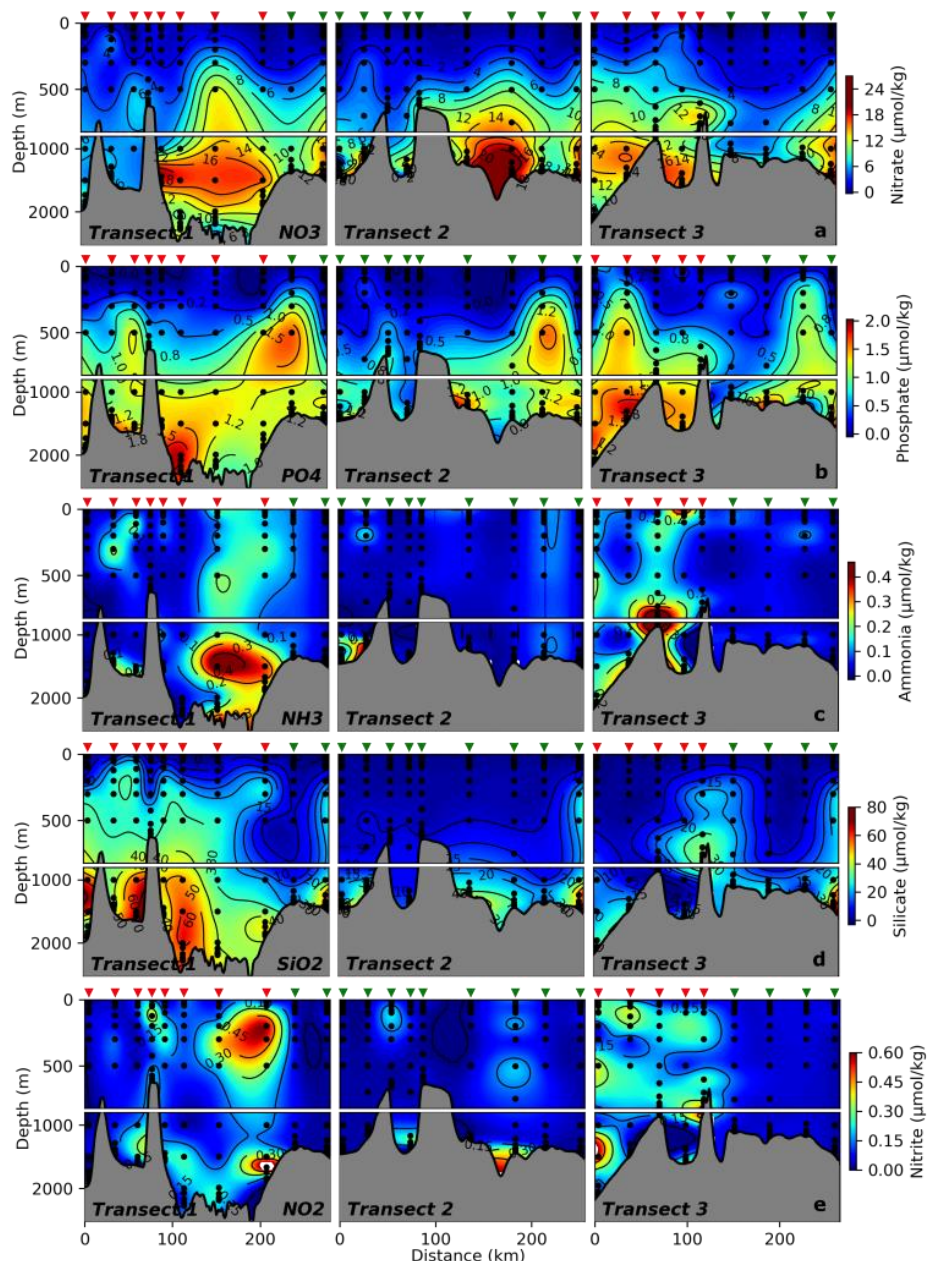


Figure 6 – Section plots of nutrients organized by transects. Distance zero is referenced in the westernmost station and increases eastward along each transect. The color code used to mark the sampling stations denotes the sampling campaign (red triangles correspond to AMB I and green to AMB II).

CO_2 parameters exhibit a general vertical distribution in accordance with the vertical configuration of water masses in the vicinity of the RGR (figure 7). A_T range from 2242.3 to 2434.3 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, with the highest concentrations at the topmost 250 m in transect 1 and the lowest concentrations at the 400-1500 m depth band in transect 2 at the ridge and crests. Low A_T concentrations are also present over the eastern and western crests of transects 1 and 3, at around

550 and 700 m above seabed, respectively. Despite the strong A_T vertical stratification in the along-ridge transect 4, it showed a discontinuity of the A_T minimum band (500-1200 m) in the westernmost second station, with lowest values within that band both at the west and east ends of the transect. Furthermore, below the A_T minimum band at around 120 km and 370 km in the transect, A_T increases locally near the seabed ($\sim 2350 \mu\text{mol kg}^{-1}$; Figure 7 - a), mainly following an increase of HCO_3^- (data not shown).

pH ranges from 7.53 to 8.10 and is also highest at the sea surface and decreases with depth, with lowest values at depths between 800 and 1700 m (figure 7 - b). Although pH exhibits a strong vertical stratification in all transects, important rises of pH isolines are shown over the eastern crest of transects 1 and 2 and the western crest of transects 2 and 3. Those rises are extended up to the surface layers in transects 1 and 2, and to subsurface layers in transect 3. Similar to A_T , pH shows a discontinuity of the minimum layer at the westernmost second station of transect 4. This feature extends to the surface, where the pH isoline of 8 is sunken from near-surface depths to around 200 m depth. A similar but weaker surface pH pattern is also exhibited by the western end of the transect 3, but no discontinuity is observed at deep layers.

In opposition to A_T and pH, C_T is lowest at the sea surface and highest near the seafloor, with a range of $2015.7\text{-}2339.9 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (figure 7 - c). Once again, the uCDW acts as an important deep layer of reference in the RGR region. Not only it represents the local oxygen minimum layer, but also a pH minimum and a A_T and C_T maximum. C_T isolines are also disturbed in the vicinities of the ridge and crests. Subductions are present over the eastern crest and mid-way of the transect 1. The same is found over and west of the western crest in transects 2 and 3, respectively. Important uplifts are located on top of the eastern crest in transect 2 and western crest in transect 3, both extending to subsurface layers. At the stations located away from the ridge, a strong shoaling of C_T isolines extends to the surface. However, at depths below 100 m, the depicted features are not reliable due to lack of vertical sampling resolution, being prone to misconducting values resulted from interpolation. Along the C_T maximum band in transect 4, an important C_T local maximum is located at around 120 km from the western end of the transect and near the seabed, coincident with an A_T local maximum. pCO_2 and Ω_{Ar} patterns are closely related with one another and with the other CO_2 parameters, increasing and decreasing with depth, with ranges of $352\text{-}1581 \mu\text{atm}$ and $1.22\text{-}3.85$, respectively (figure 7 – d, e).

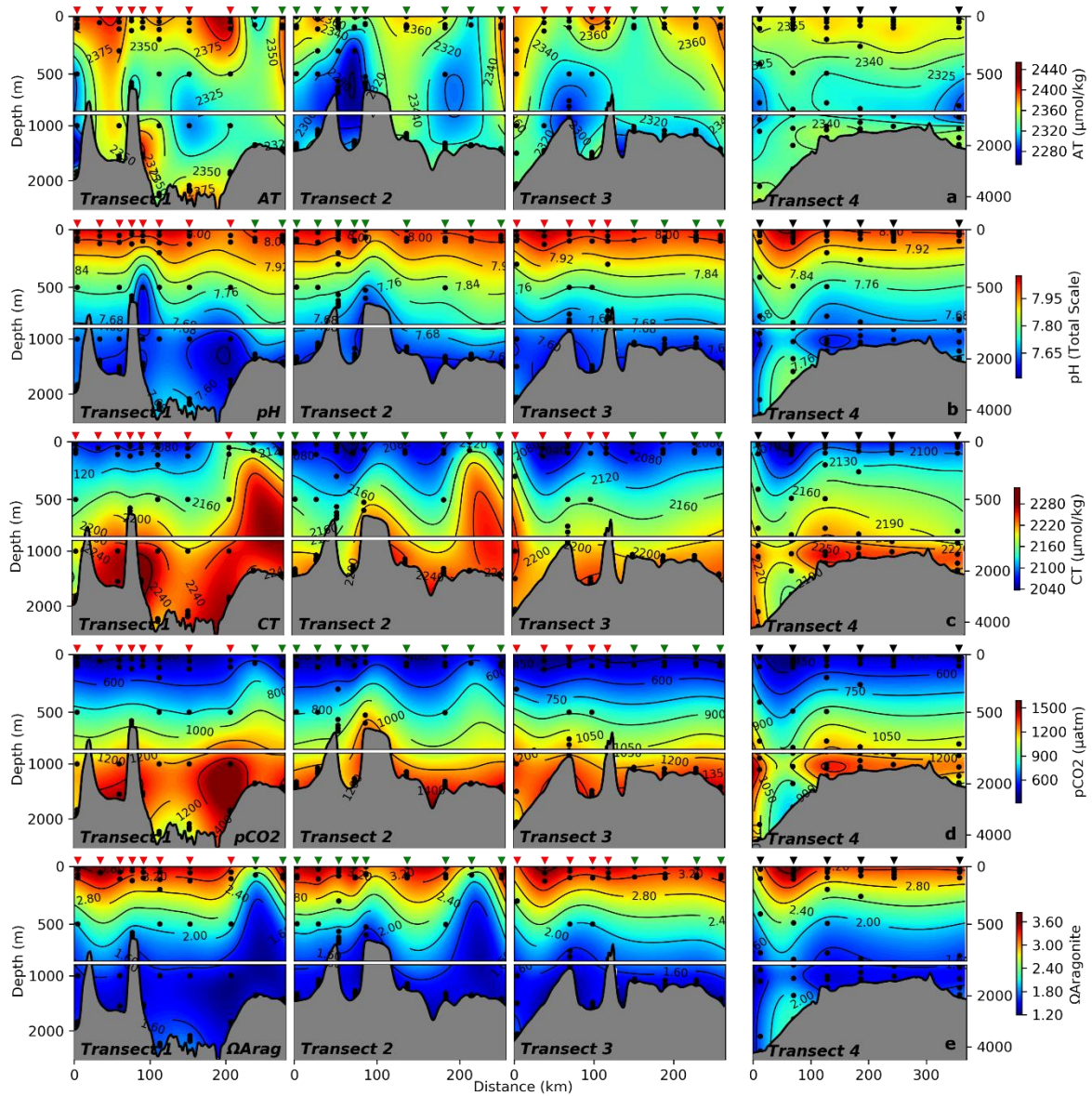


Figure 7 – Section plots of CO₂ parameters organized by transects. Distance zero is referenced in the westernmost station and increases eastward along each transect. The color code used to mark the sampling stations denotes the sampling campaign (red triangles correspond to AMB I, green to AMB II and black to AMB III). Note the different vertical scale used in transects 1 to 3 compared to transect 4.

Insights on the biogeochemical processes controlling the carbonate system parameters can be obtained by analyzing the $C_{T,N}/A_{T,N}$ relationships (Emerson & Hedges, 2008). In this analysis, both parameters are normalized with respect to salinity following equation (1) to remove the influence of mixing processes. In general terms, upper layers exhibit greater OM degradation than CaCO₃ dissolution, which contributes to C_T by CO₂ production and consumes A_T by proton release from the

oxidation of mineralized nitrogen compounds (Emerson & Hedges, 2008; Zeebe & Wolf-Gladrow, 2001). Thus, the $C_{T,N}/A_{T,N}$ ratio tends to assume higher values in the uppermost layers of open ocean waters. In depth, however, an increase in CaCO_3 dissolution leads to the production of CO_3^{2-} , which contributes to A_T by a factor of two in comparison with the parallel increase of C_T and therefore lowers the $C_{T,N}/A_{T,N}$ ratio (Emerson & Hedges, 2008; Zeebe & Wolf-Gladrow, 2001). In our study, we performed two sets of analysis: (i) separating samples above and below 600 m depth, i.e. above and below the summits of the RGR and (ii) using samples within 100 m above the seabed (figure 8). Waters above 600 m depth shows a $C_{T,N}/A_{T,N}$ ratio of ~ 5 for all the transects. Despite the resemblance in ratio values, $C_{T,N}/A_{T,N}$ ratios in the cross-ridge transects are much scattered ($r = 0.55$) than the ones of the along-ridge transect ($r = 0.76$). For waters below the 600 m depth threshold, the $C_{T,N}/A_{T,N}$ ratio becomes 1.41 in the cross-ridge transects. Contrastingly, the along-ridge transect shows a deep $C_{T,N}/A_{T,N}$ ratio of 3.09. The distance from the expected low $C_{T,N}/A_{T,N}$ relationship for deep waters becomes more exacerbated in the along-ridge transect when only considering near bottom samples, where the $C_{T,N}/A_{T,N}$ ratio is 3.63 (figure 8).

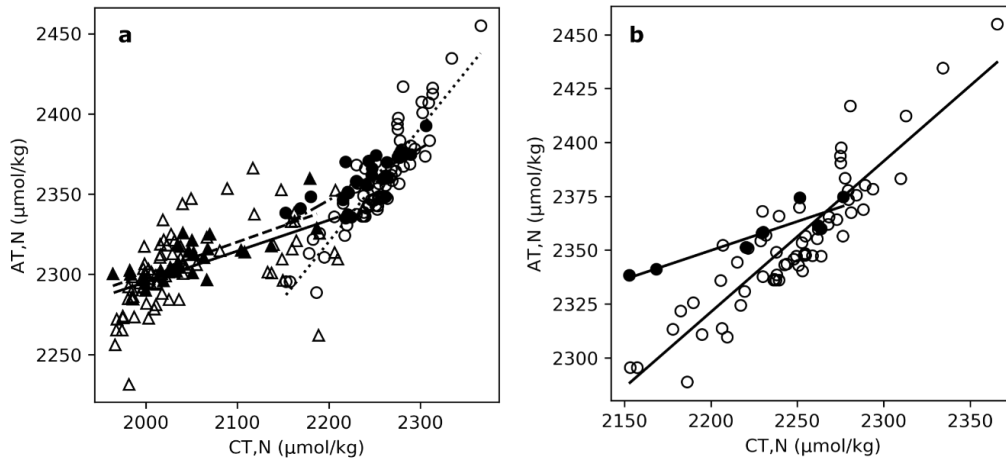


Figure 8 – Dispersion plots of salinity-normalized CT versus salinity-normalized AT for samples (a) over and below 600 m and (b) 100 m above the seafloor. (a) Samples taken from transects 1-3 over ($\triangle$) and below ($\circ$) 600 m show CTN/ATN ratios of 5.19 and 1.41, with R^2 of 0.55 and 0.9, respectively; Samples from transect 4 over ($\blacktriangle$) and below ($\bullet$) 600 m show CTN/ATN ratios of 4.97 and 3.09, with R^2 of 0.76 and 0.78, respectively. (b) Transects 1-3 ($\circ$) show a CTN/ATN ratio of 1.45 with R^2 of 0.9; Transect 4 ($\bullet$) shows a CTN/ATN ratio of 3.63 with R^2 of 0.92.

4 Discussion

4.1 Physical processes affecting solute distribution in the RGR

Vertical displacements of C_T , A_T , pH, nutrients, Chla and oxygen isolines in the vicinities of the RGR are consistent with both thermohaline structure and flow disturbances in the cross-ridge

transect. The same does not occur in the along-ridge transect, either suggesting a transient character of such processes or that the spatial distribution of the stations in relation to the main flow direction is crucial to depict flow-topography interaction and its effects. The latter hypothesis is in accordance with (Ma et al., 2020) and references therein), which reported weaker or null effect of the presence of the Y3 seamount on water column stratification depicted in transects transversal to the local main currents. During all the expeditions presented here, currents windward of the RGR flow mainly in a northeasterly direction (figure 5) possibly associated with the BC recirculation cell (Harlamov et al., 2016) and tidal currents. For that reason, in the cross-ridge transects oriented parallel to the main flow direction, thermohaline disturbances that may advect nutrients and CO₂ system properties are more obviously observed compared to the along-ridge transect.

Several studies report the so-called “seamount effect” over the local water biogeochemistry and attribute those effects to changes in flow dynamics, mainly upwelling, downwelling and the formation of Taylor caps. Although very few studies directly investigate the seamount effect on the distribution of CO₂ parameters (Ma et al., 2020), one can assume that this effect is plausible since the resulting physical processes can induce vertical excursions of waters and their associated properties. In the case of the RGR, however, it is essential to acknowledge its unique topographical features that do not follow the seamount shape reported in theoretical and observational studies (Chapman & Haidvogel, 1992; Roden, 1994; White et al., 2007). The existence of a ridge, elongated crests and canyons, along with its intermediate depth character, may therefore lead to a complex hydrological environment over the RGR.

Although shallow uplifts of C_T, pH, nutrients, Chla, and oxygen isolines along with isopycnals are consistent with an anticyclonic flow pattern at 350 m depth in transect 2, it is unlikely that this is caused by a Taylor cap, as its extension from the seabed towards the surface is impaired by the strong stratification posed by the permanent pycnocline (White et al., 2007). Comparatively, shallow uplifts are also observable in transect 3, except for CO₂ parameters, and are not coupled with anticyclonic flow whatsoever. An alternative hypothesis is that the observed uplifts may be induced by internal tides, as (Harlamov et al., 2016) reported important isopycnal displacements promoted by internal tides in the same region of the RGR with vertical shifts of up to 100 m. In fact, the RGR is a relevant site for the generation of internal tides in the SAO (Zhao et al., 2016) and is only behind the Vitória-Trindade Ridge in terms of energy flux magnitudes (Paiva et al., 2018). If shallow enough, those uplifts can promote mixing at the base of the mixed layer and uplift colder waters enriched in nutrients and C_T to subsurface and surface layers, as discussed by Parard et al. (2014) that used a model to investigate the effects of internal tides on water column C_T over the Mid-Atlantic Ridge in tropical latitudes. Thus, hydrodynamic disturbances promoted by the presence of the RGR can lead to the intrusion of nutrient-rich, more acidic, and C_T-enriched waters into the euphotic zone as observed in Transects 1 and 2.

Vertical displacements of C_T, pH, nutrients, and oxygen are also associated with isopycnal uplifts and closed circulation patterns near the seabed atop the crests of transects 2 and 3 (figure 4 – c, d ; 5; 6 - a; 7 – b, c). Those are indicative of the formation of a Taylor cap. For the Sedlo Seamount, an elongated intermediate depth seamount located in the eastern North Atlantic, Mohn et al. (2009) also detected closed circulation cells at depths similar to those found in this study. The RGR is located far from the western boundary of the SAO anticyclonic gyre and therefore experiences weak geostrophic currents (Harlamov et al., 2016; Montserrat et al., 2019; Reid, 1989) However,

barotropic tides represent the most important forcing of flow variability (Harlamov et al., 2016) and may contribute significantly to current magnitudes. In the RGR, it is not clear whether geostrophic currents, tidally driven flow, or a combination of both induce the formation of a Taylor cap at intermediate levels due to the low spatio-temporal resolution of measured currents. Nevertheless, there is a clear formation of cold-water domes that reach the base of the pycnocline in the form of a Taylor cone (figure 4 - a). Hence, local enhancement of vertical mixing promotes the intrusion of colder, nutrient-rich, and more acid waters to the base of the pycnocline, promoting changes in the local biogeochemistry.

4.2 Biogeochemical processes affecting CO₂ parameters in the vicinity of the RGR

Local shifts in biogeochemical dynamics triggered by flow-topography interactions are largely reported to depths limited to the euphotic zone over shallow seamounts. In that case, the homogeneity of the mixed layer allows the extension of closed circulation cells to near-surface depths (i.e. Taylor columns), resulting in nutrients upwelling to the euphotic zone and entrapment of materials near and downstream of seamount summits (Hamzah et al., 2020; Misic et al., 2012; Sampaio De Souza et al., 2013). In the case of an intermediate depth seamount like the RGR, the extension of vertical transport may be impaired by the overlying pycnocline, thus limiting the impact of seamount effects over the local biogeochemistry to intermediate and deep-water layers. Nevertheless, we find that the effects of the presence of the RGR are not only observable in intermediate and deep levels, but also in the euphotic zone.

Shoaling and sinking of the DCM depths accompanied by dissolved oxygen subsurface maxima are consistent with the crests and troughs of internal tides (figure 4 – c, e), similar to those reported by (Silva et al., 2002) in the Bay of Biscay. Together with the uplift of colder and more acidic waters, topography-generated internal waves often induce pulses of increased primary production driven by the supply of nutrient-replete waters to the mixed-layer (Misic et al., 2012; Parard, 2011; Parard et al., 2014; Turnewitsch et al., 2016). In response, enhanced biological activity counteracts (in the course of several days after a pulse) the vertical transport of C_T through direct advection by gradually consuming C_T (Parard et al., 2014). This may be the result of both increased primary production and, in the case of our study region, the formation of carbonate shells by calcifier haptophytes (e.g. coccolithophores), the dominant phytoplankton group in the study region (Carvalho et al., 2020), and pteropods and foraminifera, the dominant local contributors to the biogenic sediments exported to the seabed (Perez et al., 2018). In our work, despite the observed nitrate uplifts coupled with an internal tide crest in transect 3 and consequent subtle increase in Chla concentrations, actual increases in C_T and pCO₂ can be detected (figure 4, 6, 7 – c, d). This suggests that the phytoplankton growth promoted by internal tides was not sufficient to counteract the direct vertical input of intermediate waters richer in CO₂.

Intermediate levels over the RGR are clearly coupled with the formation of a Taylor cap atop of the western crest in transect 3. Inside the closed circulation cell, a strong A_T consumption is associated with high NH₃ and NO₂⁻ concentrations and lower DO (Figure 5, 6 – d, e, 7 - a). Those suggest active nitrification in place, where NH₃ is oxidized first to NO₂⁻ and then to NO₃⁻ resulting in A_T consumption by free proton production (Middelburg et al., 2020). Although the source of NH₃

remains unclear, a few hypotheses can be drawn: firstly, right above the observed feature, phytoplankton growth seems slightly enhanced as a result of nutrients uplift, which would imply more OM being produced and sunken to deeper levels. Indeed, OM settling has been proposed to be accelerated over shallow seamounts because of aggregation of particles induced by internal waves (Turnewitsch et al., 2016). However, in the absence of any physical mechanism that entraps materials atop the seamount's summits (i.e. Taylor columns), effects in shallow OM concentrations are mainly observable downstream of the summits by several kilometers even for shallow seamounts due to transport by surface and subsurface flow (Misic et al., 2012). Indeed, Vilas et al. (2008) found that in the Sedlo seamount, an intermediate seamount, the increases of shallow local productivity did not justify the observed local OM enhancement at intermediate and deep levels. Thus, for intermediate seamounts as the RGR, shallow lateral transport coupled with underlying strong water column stratification makes it improbable that the slight increase in Chla observed atop the western crest in transect 3 would explain the nutrient enrichment observed underneath. An alternative hypothesis is that the nutrient enrichment observed is originated from resuspended bottom materials. Asymmetric flow fields generated by abrupt topographic features can change local erosion, sediment deposition, and resuspension mechanisms (Turnewitsch et al., 2013). In our work, the proximity of complex and intensified hydrodynamics to the seafloor suggests that resuspension is the most plausible explanation for the observed NH_3 enrichment within the Taylor cone. Furthermore, the observed closed circulation cell might develop favorable conditions for biogeochemical shifts with implications for the CO_2 parameters locally. Along with the previously discussed effects on the thermohaline structure, the observed Taylor cone inputs acidified waters (i.e. high CO_2 content and weakened buffer capacity) to the base of the pycnocline via vertical advection and diapycnal mixing. Consequently, the OM otherwise retained at those levels may experience alterations in its remineralization rates, e.g. the acceleration of bacterial extracellular enzymes degradation (Grossart et al., 2006; Piontek et al., 2010).

Biogeochemical effects of the presence of the RGR over the CO_2 parameters in deep layers are elucidated by the $C_{T,N}/A_{T,N}$ analysis, considering the clear difference in $C_{T,N}/A_{T,N}$ ratios between the along-ridge and the cross-ridge transects (Figure 8). Deep and near-bottom samples in the along-ridge transect are located inside the ridge and are mainly composed by the uCDW, except for the outermost station where near-bottom waters are a mixture of AABW, NADW and ICDW (Figure 2, 3), which is in accordance with (Álvarez et al., 2014) for the same depths and latitudes along the A17 line of the WOCE program. Therefore, higher bottom $C_{T,N}/A_{T,N}$ ratios in the along-ridge transect must be in part linked to the formation history and consequent characteristics of the uCDW. In the Southern Ocean, large quantities of opal shells produced by diatoms are exported to deep layers, plenty enough to form the largest siliceous ooze of the world's oceans, the so-called "opal belt" (Chase et al., 2015). Nonetheless, within the highly corrosive CDW, part of the sunken frustules are mineralized to form C_T and H_4SiO_4 , offering little contribution to A_T in comparison with C_T to the CDW (Emerson & Hedges, 2008). Thus, northward transport and further segmentation of the CDW due to the encounter with the NADW allows the shoaling of C_T -replete and A_T -deplete waters in the form of uCDW that is channeled through the RGR main ridge. In contrast, near-bottom waters of the cross-ridge transects are composed by a variety of water masses, including the uCDW, NADW and AAIW, thus leading to lower $C_{T,N}/A_{T,N}$ ratios as a result of higher allochthonous or autochthonous (i.e. deposition of calcareous shells from the euphotic zone) CaCO_3 supply, its further dissolution and stronger contribution to A_T (figure 8).

Channeling of corrosive waters through the main ridge seems to enable important biogeochemical processes near the sediment-water interface, where sediments are mainly composed by a thick to the thin layer of fine-grained biogenic calcareous ooze (Montserrat et al., 2019; Perez et al., 2018). C_T and A_T production and pH, Ω_{Ar} and DO drawdown at the uCDW core depths are observable downstream of the ridge at around 120 km in transect 4 (Figure 3 – d, 7 – f). To further investigate possible biogeochemical processes, we vertically average these properties within 200 meters above and beneath the uCDW core (i.e. minimum OD value; Figure 9), thus limiting the impact of water mass mixture over the distribution of C_T , A_T , pH, Ω_{Ar} and DO. In fact, an increase of $\sim 20 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in the average CT and AT is observed along the flow path within the ridge (C5 to C6). This may be explained by the exposure of bottom carbonate materials to the corrosive uCDW, boosting CO_3^{2-} production by CaCO_3 dissolution, which further reacts with the exceeding CO_2 to produce the observed increase in C_T along the flow path while over the RGR. Such process may be magnified by sediment resuspension events indicated by bottom turbidity maxima depicted in transects 2 and 3 (figure 4 – f), where the ridge is shallowest and narrowest, as materials deposited below the sediment surface are made available to the water column. According to (St Laurent & Thurnherr, 2007), flow is accelerated as it passes through narrow passages such as rifts and fracture zones, generating turbulence and mixing. In fact, the surface seabed inside the RGR main ridge is marked by ripple marks of > 10 cm in amplitude (Perez et al., 2018), indicative of a near-bottom flow that is sufficiently strong to mold the bottom and resuspend fine-grained calcareous material. However, the existence of turbidity currents in canyons of the RGR, as hypothesized by Harlamov et al. (2016), must not be discarded as a possible contribution to sediment resuspension events. In addition to resuspension, intensified bottom currents are linked to an increase of CaCO_3 dissolution by changes in the CO_3^{2-} mass transfer coefficient (Sulpis et al., 2018). Faster dissolution is promoted by changes in the thickness of the diffusive boundary layer (i.e. the water layer through which solute transport occurs via molecular diffusion), which depends on bottom currents. All that said, bottom OM respiration may also contribute to the observed changes in carbonate system properties along the ridge, once slight but significant drawdown of average DO is depicted for these downstream stations within the ridge. Overall, our results suggest that the presence of the RGR might accelerate carbon recycling from bottom sediments and pose an additional source of carbon to deep waters of the SAO.

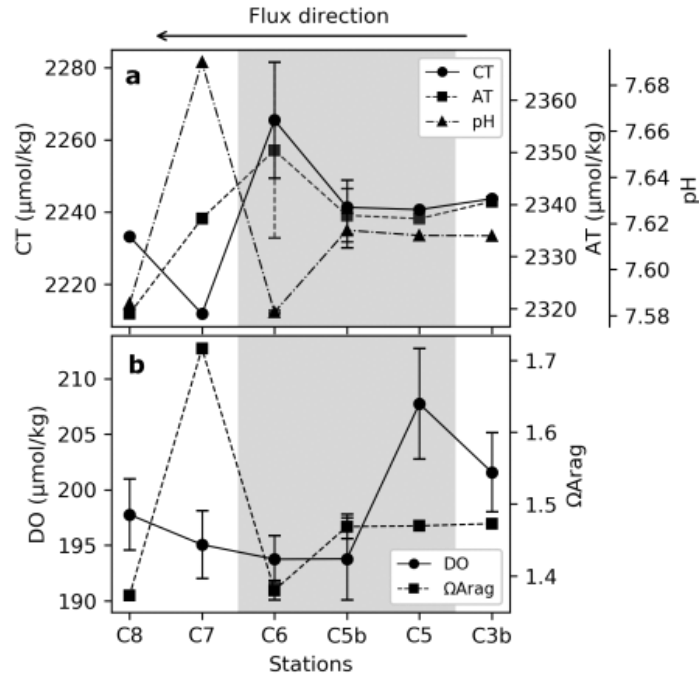


Figure 9 – Along-ridge evolution of carbonate system properties and DO in the core of the uCDW, i.e. the water mass in direct contact with the seafloor within the RGR ridge. Average water properties are calculated by integrating them for 200 m above and beneath the uCDW core (i.e. minimum oxygen value). The stations are arranged in a west-east orientation, with the main water flux depicted towards the opposite direction (arrow). Shaded area represents where the uCDW is in direct contact with the ridge seafloor.

5 Conclusions

The influence of a “seamount-effect” in the vicinities of the Rio Grande Rise - an intermediate level seamount (i.e. summits reaches the base of the permanent pycnocline, but not the euphotic zone) located at the western South Atlantic Ocean - over the local hydrology and carbonate system biogeochemistry is explored using three oceanographic campaigns. We find that the depth of its summits relative to the permanent pycnocline indeed represents an additional constraint to the effects of Taylor caps to surface and subsurface biogeochemistry. Contrary to shallow seamounts, shifts of CO_2 dynamics (e.g. nitrification-induced total alkalinity drawdown) promoted by an existing closed circulation cell do not reach the euphotic zone and are limited to intermediate depths. Such modified waters are then upwelled to the base of the pycnocline, which we hypothesize to enable implications to, for instance, organic matter mineralization, a process that occurs at important rates at those levels. However, locally generated internal waves affect surface and subsurface waters, which, in turn, modify the local distribution of nutrients and carbonate system parameters. No important implications to the primary producer’s community at the euphotic zone were detected, but local impacts on the ocean-atmosphere CO_2 exchange are probable and would deserve further attention. Furthermore, the Rio Grande Rise’s unique

morphology sets up special conditions for deep water shifts of CO₂ dynamics. The existence of an extensive ridge promotes channeling of the highly corrosive Upper Circumpolar Deep Water near the seabed which we hypothesize accelerates carbon recycling from bottom calcareous sediments to the water column. This may pose an additional source of carbon to deep waters, playing a role in the decadal acidification of the South Atlantic Ocean that needs to be further studied.

Acknowledgements

We thank the Geological Survey of Brazil (CPRM) for funding the expeditions in which the samples and field data were obtained. The expeditions were conducted onboard the Hydro-Oceanographic Research Vessel Vital de Oliveira, of the Brazilian Navy, and for that, we thank the officers and crew for their good practices and contribution to this work. Equipment was provided through grant CAPES CMII 23038.001423/2014-29, named “Studies of the Dissolved Inorganic Carbon cycle at northeastern and northern coastal areas of Brazil and its relationship with marine acidification processes (DICAM)”. We also thank the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES) for the master's scholarship grant.

References

- Álvarez, M., Brea, S., Mercier, H., & Álvarez-Salgado, X. A. (2014). Mineralization of biogenic materials in the water masses of the South Atlantic Ocean. I: Assessment and results of an optimum multiparameter analysis. *Progress in Oceanography*, 123, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.12.007>
- Boebel, O., Davis, R. E., Ollitrault, M., Peterson, R. G., Richardson, P. L., Schmid, C., & Zenk, W. (1999). The intermediate depth circulation of the western South Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 26(21), 3329–3332. <https://doi.org/10.1029/1999GL002355>
- Boebel, O., Schmid, C., Zenk, W., & Meereskunde, I. (1997). *Flow and recirculation of Antarctic Intermediate Water across the Rio Grande Rise*. 102, 967–986. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/97JC00977>
- Brea, S., Álvarez-Salgado, X. A., Álvarez, M., Pérez, F. F., Mémery, L., Mercier, H., & Messias, M. J. (2004). Nutrient mineralization rates and ratios in the eastern South Atlantic. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, 109(5), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2003JC002051>
- Camboa, L. A. P., & Rabinowitz, P. D. (1984). The evolution of the Rio Grande Rise in the southwest Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 58(1–2), 35–58. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90115-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90115-4)
- Carvalho, A. C. O., Kerr, R., Mendes, C. R. B., Azevedo, J. L. L., & Tavano, V. M. (2020). Phytoplankton strengthen CO₂ uptake in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 190(January 2021), 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2020.102476>

- Chapman, D. C., & Haidvogel, D. B. (1992). Formation of taylor caps over a tall isolated seamount in a stratified ocean. *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, 64(1–4), 31–65. <https://doi.org/10.1080/03091929208228084>
- Chase, Z., Kohfeld, K. E., & Matsumoto, K. (2015). Controls on biogenic silica burial in the Southern Ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 29(10), 1599–1616. <https://doi.org/10.1002/2015GB005186>
- da Silva, J. C. B., New, A. L., Srokosz, M. A., & Smyth, T. J. (2002). On the observability of internal tidal waves in remotely-sensed ocean colour data. *Geophysical Research Letters*, 29(12), 10-1-10–14. <https://doi.org/10.1029/2001GL013888>
- Dickson, A. G., Sabine, C. L., & Christian, J. R. (2007). Guide to Best Practices for Ocean CO₂ measurements. In *Guide to Best Practices for Ocean CO₂ measurements. PICES Special Publication* (Vol. 3, Issue 8).
- Emerson, S. R., & Hedges, J. I. (2008). *Chemical Oceanography and the Marine Carbon Cycle*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511793202>
- Florindo, F., Gennari, R., Persico, D., Turco, E., Villa, G., Lurcock, P. C., Roberts, A. P., Winkler, A., Carter, L., & Pekar, S. F. (2015). New magnetobiostratigraphic chronology and paleoceanographic changes across the Oligocene-Miocene boundary at DSDP Site 516 (Rio Grande Rise, SW Atlantic). *Paleoceanography*, 30(6), 659–681. <https://doi.org/10.1002/2014PA002734>
- García-Robledo, E., Corzo, A., & Papaspyrou, S. (2014). A fast and direct spectrophotometric method for the sequential determination of nitrate and nitrite at low concentrations in small volumes. *Marine Chemistry*, 162, 30–36. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2014.03.002>
- Genin, A. (2004). Bio-physical coupling in the formation of zooplankton and fish aggregations over abrupt topographies. *Journal of Marine Systems*, 50(1–2), 3–20. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2003.10.008>
- González-Dávila, M., Santana-Casiano, J. M., Fine, R. A., Happell, J., Delille, B., & Speich, S. (2011). Carbonate system in the water masses of the Southeast Atlantic sector of the Southern Ocean during February and March 2008. *Biogeosciences*, 8(5), 1401–1413. <https://doi.org/10.5194/bg-8-1401-2011>
- Gordon, A. L., & Bosley, K. T. (1991). Cyclonic gyre in the tropical South Atlantic. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 38(May 1973), S323–S343. [https://doi.org/10.1016/s0198-0149\(12\)80015-x](https://doi.org/10.1016/s0198-0149(12)80015-x)
- Grasshoff, K., Kremling, K., & Ehrhardt, M. (2007). Methods of Seawater Analysis: Third, Completely Revised and Extended Edition. In *Methods of Seawater Analysis: Third, Completely Revised and Extended Edition*. <https://doi.org/10.1002/9783527613984>
- Grossart, H.-P., Allgaier, M., Passow, U., & Riebesell, U. (2006). Testing the effect of CO₂ concentration on the dynamics of marine heterotrophic bacterioplankton. *Limnol. Oceanogr*, 51(1), 1–11. <https://doi.org/https://doi.org/10.4319/lo.2006.51.1.0001>

- Hamzah, F., Agustiadi, T., Susanto, R. D., Wei, Z., Guo, L., Cao, Z., & Dai, M. (2020). Dynamics of the Carbonate System in the Western Indonesian Seas During the Southeast Monsoon. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(1), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2018JC014912>
- Harlamov, V., Lisniowski, M., Frazao, E., Pessoa, J., Aguiar, R., Lopes, V., Nobrega, M., Lisboa, M., Simoes, H., Cavalacanti, J., & Pessanha, I. (2016). Preliminary results on mid-depth circulation features on Rio Grande Rise. *2015 IEEE/OES Acoustics in Underwater Geosciences Symposium, RIO Acoustics 2015, July*. <https://doi.org/10.1109/RIOAcoustics.2015.7473647>
- Humphreys, M. P., Sandborn, D. E., Gregor, L., Pierrot, D., van Heuven, S. M. A. C., Lewis, E. R., & Wallace, D. W. R. (2021). *PyCO2SYS: marine carbonate system calculations in Python*. <https://doi.org/10.5281/zenodo.3886559>
- Key, R. M., Kozyr, A., Sabine, C. L., Lee, K., Wanninkhof, R., Bullister, J. L., Feely, R. A., Millero, F. J., Mordy, C., & Peng, T. (2004). *A global ocean carbon climatology : Results from Global Data Analysis Project (GLODAP)*. 18, 1–23. <https://doi.org/10.1029/2004GB002247>
- Kitidis, V., Brown, I., Hardman-Mountford, N., & Lefèvre, N. (2017). Surface ocean carbon dioxide during the Atlantic Meridional Transect (1995–2013); evidence of ocean acidification. *Progress in Oceanography*, 158, 65–75. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.08.005>
- Lavelle, J. W., & Mohn, C. (2010). Motion, commotion, and biophysical connections at deep ocean seamounts. *Oceanography*, 23(1), 90–103. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2010.64>
- Lisniowski, M. A., Pessanha, I. B. M., & Neto, A. A. (2017). *Sediment Waves on the Rio Grande Rise. site 516*, 1–5. <https://doi.org/https://ieeexplore.ieee.org/document/8349731>
- Ma, J., Song, J., Li, X., Yuan, H., Li, N., Duan, L., & Wang, Q. (2019). Environmental characteristics in three seamount areas of the Tropical Western Pacific Ocean: Focusing on nutrients. *Marine Pollution Bulletin*, 143(April), 163–174. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2019.04.045>
- Ma, J., Song, J., Li, X., Yuan, H., Li, N., Duan, L., & Wang, Q. (2020). Control factors of DIC in the Y3 seamount waters of the Western Pacific Ocean. *Journal of Oceanology and Limnology*, 38(4), 1215–1224. <https://doi.org/10.1007/s00343-020-9314-3>
- Maamaatuaiahutapu, K., Garçon, V. C., Provost, C., Boulahdid, M., & Osiroff, A. P. (1992). Brazil-malvinas confluence: Water mass composition. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C6), 9493–9505. <https://doi.org/10.1029/92JC00484>
- Meinen, C. S., Garzoli, S. L., Perez, R. C., Campos, E., Piola, A. R., Chidichimo, M. P., Dong, S., & Sato, O. T. (2017). *Characteristics and causes of Deep Western Boundary Current transport variability at 34 ° S during 2009 – 2014*. 175–194. <https://doi.org/10.5194/os-13-175-2017>
- Mémery, L., Arhan, M., Alvarez-Salgado, X. A., Messias, M. J., Mercier, H., Castro, C. G., & Rios, A. F. (2000). The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. *Progress in Oceanography*, 47(1), 69–98. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(00\)00032-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(00)00032-X)
- Middelburg, J. J., Soetaert, K., & Hagens, M. (2020). Ocean Alkalinity, Buffering and Biogeochemical Processes. *Reviews of Geophysics*, 58(3). <https://doi.org/10.1029/2019RG000681>

- Misic, C., Bavestrello, G., Bo, M., Borghini, M., Castellano, M., Covazzi Harriague, A., Massa, F., Spotorno, F., & Povero, P. (2012). The “seamount effect” as revealed by organic matter dynamics around a shallow seamount in the Tyrrhenian Sea (Vercelli Seamount, western Mediterranean). *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 67, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.04.012>
- Mohn, C., White, M., Bashmachnikov, I., Jose, F., & Pelegrí, J. L. (2009). Dynamics at an elongated, intermediate depth seamount in the North Atlantic (Sedlo Seamount, 40°20'N, 26°40'W). *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(25), 2582–2592. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.12.037>
- Montserrat, F., Guilhon, M., Corrêa, P. V. F., Bergo, N. M., Signori, C. N., Tura, P. M., Santos Maly, M. de los, Moura, D., Jovane, L., Pellizari, V., Sumida, P. Y. G., Brandini, F. P., & Turra, A. (2019). Deep-sea mining on the Rio Grande Rise (Southwestern Atlantic): A review on environmental baseline, ecosystem services and potential impacts. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 145(January), 31–58. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2018.12.007>
- Morato, T., Hoyle, S. D., Allain, V., & Nicol, S. J. (2010). Seamounts are hotspots of pelagic biodiversity in the open ocean. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 107(21), 9707–9711. <https://doi.org/10.1073/pnas.0910290107>
- Murata, A., Kumamoto, Y., Sasaki, K., & Watanabe, S. (2008). Decadal increases of anthropogenic CO₂ in the subtropical South Atlantic Ocean along 30° S. 113, 1–16. <https://doi.org/10.1029/2007JC004424>
- Murata, A., Kumamoto, Y., Sasaki, K., Watanabe, S., & Fukasawa, M. (2008). Decadal increases of anthropogenic CO₂ in the subtropical South Atlantic Ocean along 30°S. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(6), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2007JC004424>
- Murray, R. J., & Reason, C. J. C. (1999). Influences of topography on the modeling of abyssal water masses. Part I: Effects of channel representation. *Journal of Physical Oceanography*, 29(11), 2851–2871. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<2851:IOTOTM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<2851:IOTOTM>2.0.CO;2)
- Orselli, I. B. M., Goyet, C., Kerr, R., de Azevedo, J. L. L., Araujo, M., Galdino, F., Touratier, F., & Garcia, C. A. E. (2019). The effect of Agulhas eddies on absorption and transport of anthropogenic carbon in the South Atlantic Ocean. *Climate*, 7(6), 1–25. <https://doi.org/10.3390/CL17060084>
- Paiva, A. M., Daher, V. B., Costa, V. S., Camargo, S. S. B., Mill, G. N., Gabioux, M., & Alvarenga, J. B. R. (2018). Internal Tide Generation at the Vitória-Trindade Ridge, South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(8), 5150–5159. <https://doi.org/10.1029/2017JC013725>
- Parard, G. (2011). *Pour obtenir le grade de Etude de la variabilité de la fugacité du CO₂ dans l'Atlantique tropical : de l'échelle diurne à saisonnière.*
- Parard, G., Boutin, J., Cuypers, Y., Bouruet-Aubertot, P., & Caniaux, G. (2014). On the physical and biogeochemical processes driving the high frequency variability of CO₂ fugacity at 6S, 10W: Potential role of the internal waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, 8357–8374. <https://doi.org/10.1002/2014JC009965>

- Perez, J. A. A., Kitazato, H., Sumida, P. Y. G., Sant'Ana, R., & Mastella, A. M. (2018). Benthopelagic megafauna assemblages of the Rio Grande Rise (SW Atlantic). *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 134(January), 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2018.03.001>
- Piontek, J., Lunau, M., Händel, N., Borchard, C., Wurst, M., & Engel, A. (2010). Acidification increases microbial polysaccharide degradation in the ocean. *Biogeosciences*, 7(5), 1615–1624. <https://doi.org/10.5194/bg-7-1615-2010>
- Pitcher, T. J., Morato, T., Hart, P. J. B., Clark, M. R., Haggan, N., & Santos, R. S. (2007). Seamounts: Ecology, Fisheries & Conservation. In *Seamounts: Ecology, Fisheries & Conservation* (Issue January). <https://doi.org/10.1002/9780470691953>
- Read, J., & Pollard, R. (2015). An introduction to the physical oceanography of six seamounts in the southwest Indian Ocean. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 136, 44–58. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2015.06.022>
- Reid, J. L. (1989). On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. *Progress in Oceanography*, 23(3), 149–244. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(89\)90001-3](https://doi.org/10.1016/0079-6611(89)90001-3)
- Ríos, A. F., Álvarez-Salgado, X. A., Pérez, F. F., Bingler, L. S., Aristegui, J., & Mémery, L. (2003). Carbon dioxide along WOCE line A14: Water masses characterization and anthropogenic entry. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(4). <https://doi.org/10.1029/2000jc000366>
- Ríos, A. F., Resplandy, L., García-Ibáñez, M. I., Fajar, N. M., Velo, A., Padin, X. A., Wanninkhof, R., Steinfeldt, R., Rosón, G., Pérez, F. F., & Morel, F. M. M. (2015). Decadal acidification in the water masses of the Atlantic Ocean. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 112(32), 9950–9955. <https://doi.org/10.1073/pnas.1504613112>
- Ríos, A. F., Velo, A., Pardo, P. C., Hoppema, M., & Pérez, F. F. (2012). An update of anthropogenic CO₂ storage rates in the western South Atlantic basin and the role of Antarctic Bottom Water. *Journal of Marine Systems*, 94, 197–203. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.11.023>
- Roden, G. I. (1987). Effect of Seamounts and Seamount Chains on Ocean Circulation and Thermohaline Structure. *American Geophysical Union*, 335–354. <https://doi.org/10.1029/gm043p0335>
- Roden, G. I. (1994). Effects of the Fieberling seamount group upon flow and thermohaline structure in the spring of 1991. *Journal of Geophysical Research*, 99(C5), 9941–9961. <https://doi.org/10.1029/94JC00057>
- Roden, I. (1994). *Effects of the Fieberling seamount group upon flow and thermohaline structure in the spring of 1991*. 99(94), 9941–9961.
- Sampaio De Souza, C., Guimarães Da Luz, J. A., MacEdo, S., Montes, M. D. J. F., & Mafalda, P. (2013). Chlorophyll a and nutrient distribution around seamounts and islands of the tropical south-western Atlantic. *Marine and Freshwater Research*, 64(2), 168–184. <https://doi.org/10.1071/MF12075>
- Santoso, A., England, M. H., & Hirst, A. C. (2006). *Circumpolar Deep Water Circulation and Variability in a Coupled Climate Model*. 1523–1552. <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/JPO2930.1>

- Silva, B. J., Gaspar, F. L., Tyaquiçã, P., Lefèvre, N., & Flores Montes, M. J. (2019). Carbon chemistry variability around a tropical archipelago. *Marine and Freshwater Research*, 70(6), 767–780. <https://doi.org/10.1071/MF18011>
- Sonnekus, M. J., Bornman, T. G., & Campbell, E. E. (2017). Phytoplankton and nutrient dynamics of six South West Indian Ocean seamounts. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 136, 59–72. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2016.12.008>
- St Laurent, L. C., & Thurnherr, A. M. (2007). Intense mixing of lower thermocline water on the crest of the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 448(7154), 680–683. <https://doi.org/10.1038/nature06043>
- Stramma, L., & England, M. (1999). On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104. <https://doi.org/10.1029/1999JC900139>
- Strickland, J. D. H., & Parsons, T. R. (1972). A practical handbook of seawater analysis. In *A Practical Handbook of Seawater Analysis* (Vol. 167).
- Sulpis, O., Boudreau, B. P., Mucci, A., Jenkins, C., Trossman, D. S., Arbic, B. K., & Key, R. M. (2018). Current CaCO₃ dissolution at the seafloor caused by anthropogenic CO₂. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 115(46), 11700–11705. <https://doi.org/10.1073/pnas.1804250115>
- Sulpis, O., Lauvset, S. K., & Hagens, M. (2020). Current estimates of K₁*and K₂*appear inconsistent with measured CO₂ system parameters in cold oceanic regions. *Ocean Science*, 16(4), 847–862. <https://doi.org/10.5194/os-16-847-2020>
- Talley, L. D. (1996). Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic. *The South Atlantic, 1922*, 219–238. https://doi.org/10.1007/978-3-642-80353-6_11
- Tsuchiya, M. (1986). Thermostads and circulation in the upper layer of the Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 16(4), 235–267. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(86\)90040-6](https://doi.org/10.1016/0079-6611(86)90040-6)
- Turnewitsch, R., Dumont, M., Kiriakoulakis, K., Legg, S., Mohn, C., Peine, F., & Wolff, G. (2016). Tidal influence on particulate organic carbon export fluxes around a tall seamount. *Progress in Oceanography*, 149, 189–213. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.10.009>
- Turnewitsch, R., Falahat, S., Nycander, J., Dale, A., Scott, R. B., & Furnival, D. (2013). Deep-sea fluid and sediment dynamics-Influence of hill- to seamount-scale seafloor topography. *Earth-Science Reviews*, 127, 203–241. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.10.005>
- Vilas, J. C., Arístegui, J., Kiriakoulakis, K., Wolff, G. A., Espino, M., Polo, I., Montero, M. F., & Mendonça, A. (2008). Seamounts and organic matter—Is there an effect? The case of Sedlo and Seine Seamounts: Part 1. Distributions of dissolved and particulate organic matter. *Deep-Sea Research II*, 56, 2618–2630. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.12.023>
- White, M., Bashmachnikov, I., Arístegui, J., & Martins, A. (2007). Physical processes and seamount productivity. In *Seamounts: Ecology, Fisheries and Conservation* (pp. 65–84). Wiley Blackwell.

- Woosley, R. J., Millero, F. J., & Wanninkhof, R. (2016). Rapid anthropogenic changes in CO₂ and pH in the Atlantic Ocean: 2003-2014. *Global Biogeochemical Cycles*, 30(1), 70–90.
<https://doi.org/10.1002/2015GB005248>
- Zeebe, R. E., & Wolf-Gladrow, D. A. (2001). CO₂ in seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes. *Elsevier Oceanography Series*, 65, 1–341.
- Zhao, Z., Alford, M. H., Girton, J. B., Rainville, L., & Simmons, H. L. (2016). Global observations of open-ocean mode-1 M₂ internal tides. *Journal of Physical Oceanography*, 46(6), 1657–1684.
<https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0105.1>

6 ARTIGO 2 – O PAPEL DA ELEVAÇÃO DO RIO GRANDE SOBRE A VARIABILIDADE DE CURTO PRAZO DA DINÂMICA DO CO₂ DE SUPERFÍCIE NO OESTE DO OCEANO ATLÂNTICO SUL

1 Introdução

Os oceanos funcionam como um grande sumidouro de CO₂ atmosférico (FRIEDLINGSTEIN et al., 2022), atenuando o aumento de CO₂ neste compartimento causado pelas intensas emissões antrópicas (GRUBER et al., 2019). Para 2020, 9.5 ± 0.5 e 0.9 ± 0.7 Gt C a⁻¹ foram emitidos para atmosfera pela queima de combustíveis fósseis e mudanças no uso do solo, respectivamente (FRIEDLINGSTEIN et al., 2022). Isto resultou na absorção de 3.0 ± 0.4 Gt C a⁻¹ pelos oceanos (FRIEDLINGSTEIN et al., 2022), o que significa que os oceanos absorveram aproximadamente um quarto destas emissões. Como consequência, os oceanos estão ficando mais saturados em CO₂, diminuindo o pH da água do mar, o estado de saturação de materiais carbonáticos e sua capacidade de absorção de CO₂ (IPCC, 2022; ZEEBE & WOLF-GLADROW, 2001). Perda de biodiversidade, alterações comportamentais e fisiológicas de organismos e perturbação da dinâmica de populações e comunidades são algumas das já bem descritas consequências para a biologia dos oceanos (AGOSTINI et al., 2018; COMEAU et al., 2019; PEÑA et al., 2021). Estas perdas afetam importantes serviços ecossistêmicos para os seres humanos, como pesqueiros, aquicultura e proteção costeira (e.g. barreiras de corais), afetando economia, segurança alimentar e saúde e qualidade de vida humanas (DONEY et al., 2020; IPCC, 2022; SANDIFER & SUTTON-GRIER, 2014). Neste contexto, o Oceano Atlântico desempenha papel importante, uma vez que absorve grandes quantidades de carbono antrópico em altas latitudes (IPCC, 2022; RÍOS et al., 2015). Ademais, ele é peça chave da circulação termohalina através da célula de revolvimento meridional do Atlântico (AMOC, sigla em inglês), por onde injeta grandes quantidades de CO₂ em profundidade nos oceanos (LI et al., 2016; RÍOS et al., 2015).

Historicamente, o Oceano Atlântico Sul (OAS) é consideravelmente menos estudado comparado a outros oceanos em se tratando da dinâmica de CO₂ da água do mar (KERR et al., 2016). Diversos esforços vêm sendo realizados na tentativa de se contornar este problema, a exemplo dos programas *Surface Ocean CO₂ Atlas* (SOCAT) e o *Global Ocean Data*

Analysis Project (GLODAP), os quais reúnem informações geradas globalmente (incluindo navios de oportunidade) em um repositório unificado e indexado, fomentando a geração de diversos trabalhos sobre o tema (LENCINA-AVILA et al., 2016; MURATA et al., 2008; RÍOS et al., 2015). Entretanto, informações observacionais acontecem em considerável menor frequência neste setor do Oceano Atlântico, com nenhum registro de medições de fugacidade de CO₂ no ano de 2020 incluídos no SOCATv2021 (FRIEDLINGSTEIN et al., 2022). Uma solução pertinente é a aplicação destas informações em modelos, os quais vêm traçando um panorama que elucida os mecanismos de diversos processos a nível de escala regional e de bacia (LIUTTI et al., 2021; ORSELLI et al., 2019). Entretanto, estas metodologias podem acabar desconsiderando processos de menor escala espacial e temporal, principalmente em zonas transicionais. A exemplo, destaca-se o Oceano Atlântico Sudoeste (OASO). Primeiramente, sua proximidade com a costa brasileira e argentina representa fontes adicionais de solutos, a exemplo da influência das fozes do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos. Ademais, a confluência Brazil-Malvinas oferece complexidade na dinâmica de fluxos e fatores biogeoquímicos, sendo um importante gerador de vórtices para a região (VILLAS BÔAS et al., 2015). Na região oceânica, a migração sazonal da frente subtropical altera regime de fluxos e consequente a distribuição lateral de águas superficiais para a região (PETERSON & STRAMMA, 1991). Por fim, no compartimento atmosférico, a zona de convergência do atlântico sul (ZCAS) controla o regime de ventos e interage com o oceano através de um processo de feedback negativo com as anomalias de temperatura da superfície do dipolo do atlântico sul (ALMEIDA et al., 2007; CHAVES & NOBRE, 2004). Dessa forma, os processos mencionados oferecem influência conjunta sobre a dinâmica de CO₂ da água do mar, o que evidencia a necessidade de estudos observacionais em alta resolução no OASO.

Inserida no já complexo OASO, a Elevação do Rio Grande (ERG) se encontra a aproximadamente 1500 km da costa brasileira. É delimitada ao norte e ao sul pelas bacias do Brasil e da Argentina, e a leste e oeste pelos canais de Hunter e da Vema, respectivamente. É um monte submarino de grande extensão e topografia complexa, possuindo um rifte principal que a corta no sentido SE-NO e picos chegando a ~650 m de

profundidade. Poucos estudos sobre o compartimento pelágico em águas sobre a ERG já foram realizados. (MONTSERRAT et al., 2019) fizeram um levantamento da maioria desses estudos, complementando com análises pertinentes para a definição de uma linha de base ambiental das vizinhanças da ERG. Harlamov et al. (2016), por sua vez, foi o único que descreveu preliminarmente os padrões de fluxos da região associados a presença desta feição topográfica abrupta. Eles demonstram a existência de meandros complexos sobre a região dos picos da ERG, bem como de ondas internas que causaram perturbações na estrutura termohalina local que atingem águas superficiais. Estes são alguns dos processos físicos amplamente descritos para águas sobre montes submarinos (RODEN, 1994; WHITE et al., 2007), os quais podem trazer implicações para a distribuição de solutos e processos biogeoquímicos (SONNEKUS et al., 2017; TURNEWITSCH et al., 2016), os quais estão ligados diretamente a dinâmica de CO_2 . Desta forma, este trabalho tem por objetivo avaliar a influência da presença da ERG sobre os teores e fluxos de CO_2 de águas superficiais do OASO.

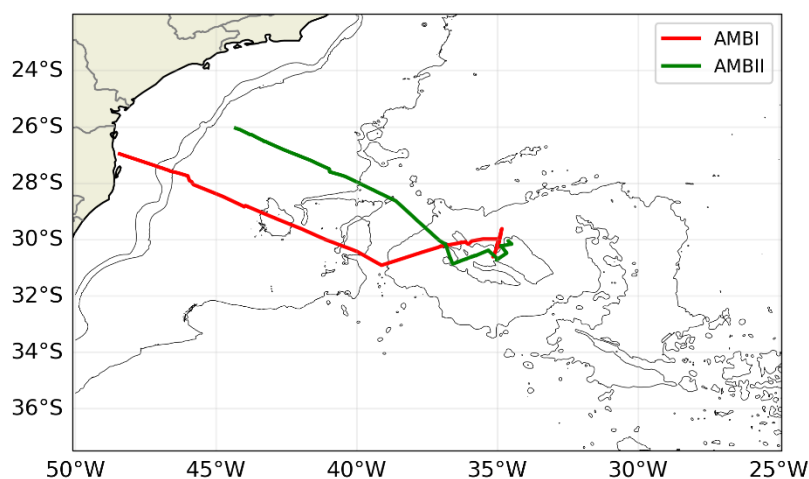
2 Metodologia

2.2 Dados *in situ*

Medições underway de fração molar de CO_2 da superfície do mar ($x\text{CO}_{2\text{sm}}$) e da atmosfera ($x\text{CO}_{2\text{atm}}$) foram realizadas em duas expedições oceanográficas para a ERG em 2018, a AMBI (01 a 10 de maio) e AMBII (25 de maio a 01 de junho), a bordo do Navio de Pesquisa Hidroceanográfico Vital de Oliveira, da Marinha do Brasil. Estas medições foram obtidas com equipamento de medição *underway* (modelo 8050 pCO, General Oceanics, com analisador infravermelho Licor 7000. Juntamente, também foram amostrados dados auxiliares underway como temperatura da superfície do mar (TSM) e salinidade da superfície do mar (SSM) com termosalinógrafo e velocidade e direção dos ventos com estação meteorológica instalados no navio. Estes foram reamostrados para corresponder a resolução temporal das medições da $f\text{CO}_{2\text{sm}}$, com uma medição a cada 5 minutos. Devido a esporádicas contaminações pelos gases expelidos do navio, dados espúrios de fração molar

de CO_2 atmosférico ($x\text{CO}_{2\text{atm}}$) utilizados para os cálculos da fugacidade de CO_2 da atmosfera ($f\text{CO}_{2\text{atm}}$), amostrados a cada 5 horas, foram manualmente removidos e uma média foi computada para cada expedição. Estas apresentaram valores de 406.27 ppm para a AMBI e 405.44 ppm para a AMBII, sendo validadas a partir da comparação com as médias mensais de $x\text{CO}_{2\text{atm}}$ da estação da Cidade do Cabo do *Global Monitoring Laboratory*, da NOAA, que tiveram valores de 405 e 404.79 ppm para o mesmo período de AMBI e AMBII, respectivamente.

Figura 1 - Área de estudo. Linha vermelha - Trajeto da expedição AMBI (1 a 10 de maio de 2018); Linha verde - Trajeto da expedição AMBII (24 de maio a 01 de junho de 2018).



Fonte: O autor.

2.3 Cálculos dos parâmetros do CO_2

Cálculos dos parâmetros do CO_2 foram realizados seguindo a metodologia de Pierrot et al. (2009) a partir dos parâmetros retornados pelo equipamento de medição underway. Em primeiro momento, a pressão parcial de CO_2 ($p\text{CO}_{2x}$) na temperatura do equilibrador ar-agua do equipamento (T_{eq}) em que as medições são realizadas é calculada a partir da seguinte equação:

$$p\text{CO}_2 = k x\text{CO}_2 (P_{\text{atm}} - p\text{H}_2\text{O}) \quad (1)$$

Onde pCO_2 e xCO_2 são a pressão parcial de CO_2 e fração molar de CO_2 , respectivamente, e podem se referir ao compartimento atmosférico (pCO_{2atm} , xCO_{2atm}) e da superfície da água do mar (pCO_{2sm} , xCO_{2sm}). P_{atm} é a pressão atmosférica e pH_2O é a pressão de vapor de água, calculada a partir da metodologia de Weiss & Price (1980), considerando humidade do ar de 100%, uma vez que se refere ao ar imediatamente acima da superfície do mar. A fugacidade de CO_2 foi calculada então a partir da equação:

$$fCO_2 = pCO_2 \exp[-1636.75 + 12.0408A - 0.0327957A^2 + 0.0000316528A^3 + 2(57.7 - 0.118A)] / (82.0578A) \quad (2)$$

Onde A representa TSM para o cálculo da fugacidade de CO_2 da atmosfera (fCO_{2atm}) e T_{eq} para o cálculo da fugacidade de CO_2 da superfície do mar (fCO_{2sm}). Por fim, a fCO_{2sm} do equilibrador é corrigida para a temperatura da superfície do mar in situ ($fCO_{2sm(TSM)}$):

$$fCO_{2sm} = fCO_{2sm(T_{eq})} \exp[0.0433(TSM - T_{eq}) - 4.35 \times 10^{-5}(TSM^2 - T_{eq}^2)] \quad (3)$$

A fim de se investigar efeitos da bomba física sobre a dinâmica de CO_2 da água do mar, estes foram normalizados a temperatura da superfície do mar e salinidade da superfície do mar médias ($\overline{TSM}$ e $\overline{SSM}$, respectivamente) para ambas as expedições, com valores de 23.12 °C e 36.11 psu, respectivamente. O cálculo de normalização da fCO_{2sm} para a temperatura ($N_T fCO_{2sm}$) segue a mesma estrutura da equação 3, alterando-se os valores de referência:

$$N_T fCO_{2sm} = fCO_{2sm} \exp[0.0433(\overline{TSM} - TSM) - 4.35 \times 10^{-5}(\overline{TSM}^2 - TSM^2)] \quad (4)$$

Já para a normalização por salinidade, seguimos a relação proposta por Sarmiento & Gruber (2006):

$$N_S fCO_{2sm} = fCO_{2sm} (SSS/\overline{SSM}) \quad (5)$$

Por fim, para remoção de qualquer efeito da bomba física sobre os parâmetros, normalizamos a $N_T fCO_{2sm}$ com relação a salinidade, de forma a possibilitar a avaliação da influência de diferentes origens e processos de mistura sobre a fCO_2 da superfície do mar:

$$NfCO_{2sm} = N_T fCO_{2sm} (SSS/\overline{SSM}) \quad (6)$$

Fluxos de CO_2 (FCO_2) foram calculados seguindo a metodologia de Wanninkhof (2014), onde valores positivos indicam fluxos do oceano para a atmosfera:

$$FCO_2 = k K_0 (fCO_{2sm} - fCO_{2atm}) \quad (7)$$

onde K_0 é a solubilidade de CO_2 calculada segundo Weiss (1974), fCO_{2sm} é a fugacidade de CO_2 da água do mar e fCO_{2atm} é a fugacidade de CO_2 da atmosfera. O coeficiente k representa a velocidade troca do CO_2 e pode ser calculado da seguinte forma:

$$k = 0.251 \bar{U}^2 (Sc/660)^{-0.5} \quad (8)$$

$\bar{U}^2$ é o quadrado da velocidade média do vento a 10 m sobre a superfície do mar e Sc é o número de Schmidt, o qual é função da TSM a partir da relação:

$$Sc = 2116.8 - 136.25TSM + 4.7353TSM^2 - 0.092307TSM^3 + 0.0007555TSM^4 \quad (9)$$

2.4 Dados indiretos

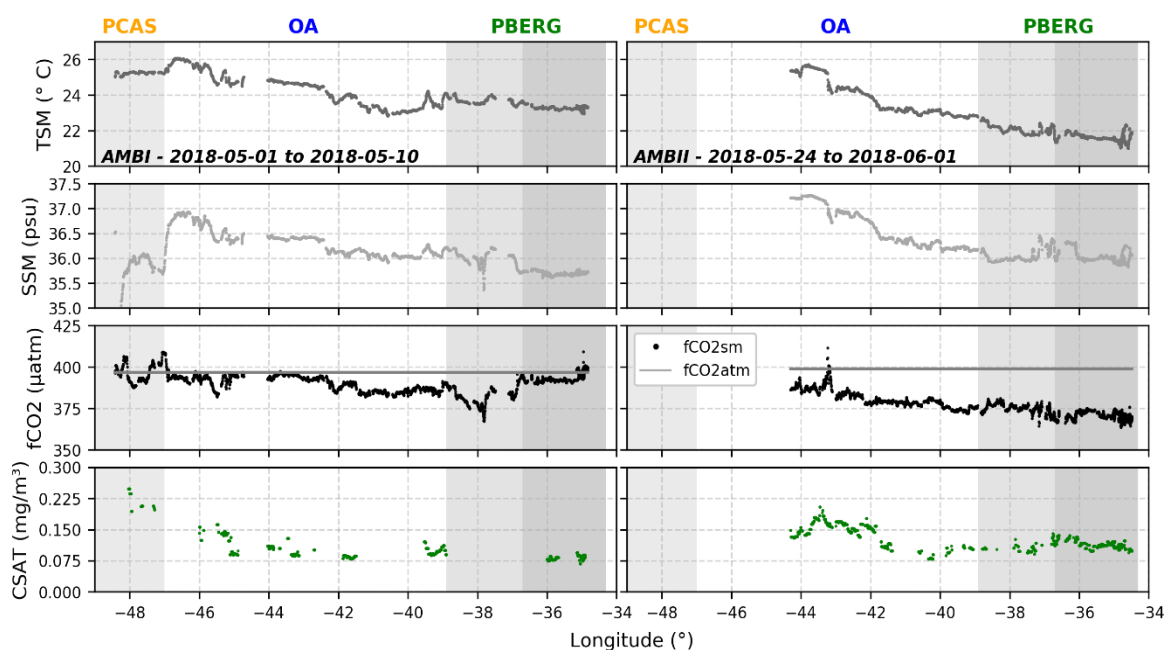
Dados de reanálise de TSM e SSM do produto GLORYS12V1 (média diária), da *Copernicus Marine Environment Monitoring Service*, foram utilizados para avaliação de processos em maior escala a partir da geração de mapas com médias para o período de cada expedição. Estes foram validados através da avaliação da regressão linear com os dados de termosalinógrafo obtidos durante os cruzeiros a partir da combinação dos dois sets de dados pelo cruzamento da posição e data-hora. com resultados considerados satisfatórios (AMBI: $R=0.96$ para a TSM e $R=0.9$ para a SSM; AMBII: $R=0.97$ para a TSM e $R=0.92$ para a SSM, Figura S1). Do mesmo produto, também foram utilizadas informações de correntes superficiais e altura da superfície do mar (ASM) para identificação de processos de mesoescala que pudessem exercer influência sobre a dinâmica da fCO_{2sm} . Para estudo do fator biológico, utilizamos o produto MODIS-Aqua Ocean Color Data para obtenção da concentração de clorofila-a esimada, da qual também foram gerados mapas com médias temporais para cada expedição. Para consideração do fator biológico em análises estatísticas, realizamos uma seleção deste parâmetro utilizando posição e data-hora dos trajetos de cada expedição.

3 Resultados

3.1 Caracterização oceanográfica

Apesar do curto período percorrido entre as duas expedições realizadas (~20 dias), os parâmetros medidos apresentam variabilidades importantes (Figura 2). TSM e SSM estão diferentes em média de -1.42°C e 0.25 , respectivamente, entre a AMBI e AMBII. Para além desta variabilidade, o diagrama TS (Figura 3) demonstra a existência de três padrões de distribuição que denotam massas de água diferentes, as quais podem ser classificadas de acordo com as províncias biogeoquímicas do Oceano Atlântico Sul (CARVALHO et al., 2020, 2022; ITO et al., 2016; LENCINA-AVILA et al., 2016). Inicialmente, foram identificadas a Plataforma Continental do Atlântico Sul (PCAS) e Oceano Aberto do Atlântico Sul (OA). Adicionalmente, para fins de investigação de uma possível influência da ERG sobre estas águas e teste desta hipótese, propomos a definição de uma terceira província biogeoquímica, por agora chamada de província biogeoquímica da ERG (PBERG), que

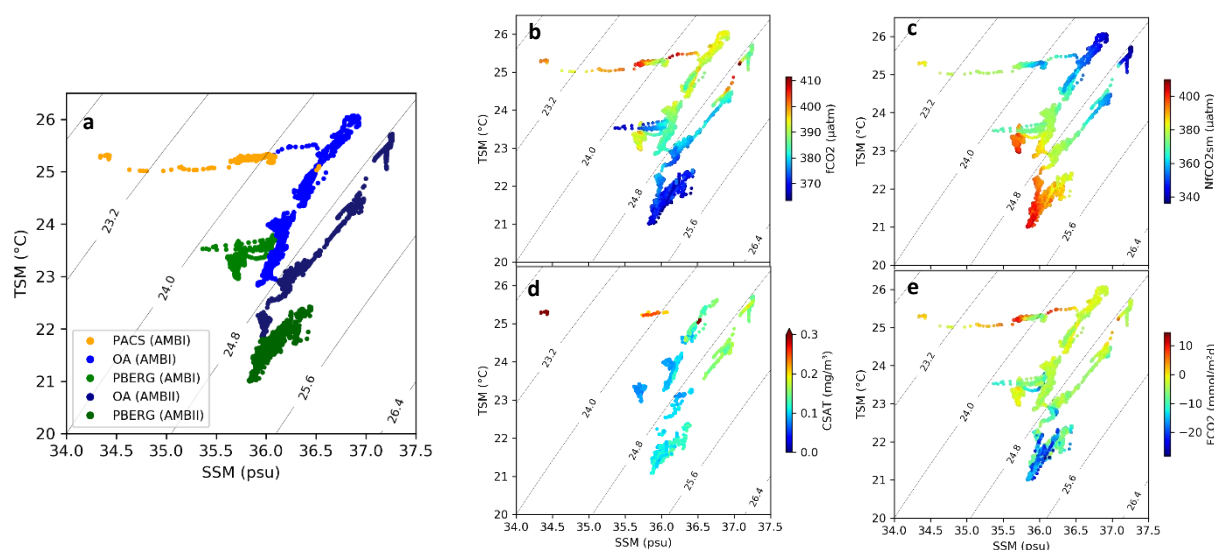
Figura 2 - Gráficos Zonais de TSM (a), SSM (b), $\text{fCO}_{2\text{sm}}$ e $\text{fCO}_{2\text{atm}}$ (c) e CSAT (d). Lacunas nos dados de CSAT correspondem a momentos em que a cobertura de nuvens não permitiu estimação da clorofila-a pelo satélite.



Fonte: O autor.

corresponde as águas sobrejacentes a ERG (Figura 2, 3). Para averiguação dos possíveis processos atuantes no espaço e tempo, foram usados dados de reanálise e satélite para toda a região oeste do Oceano Atlântico Sul durante o período das expedições (Figura 4). A frente oceânica subtropical de valores de TSM mais baixos distribuídos zonalmente deslocou-se meridionalmente para o norte, no sentido da ERG até o fim da AMBII, vindo de regiões de maiores latitudes (Figura 4 – a, b). Em contrapartida, valores de SSM aumentaram nas imediações da ERG, de acordo com os maiores valores presentes em menores latitudes (Figura 4 – c, d). A clorofila-a acompanhou o comportamento da TSM, tendo seus valores aumentados sobre a ERG ao fim da AMBII com aparente origem de latitudes maiores, estes também aparentemente associados a confluência Brasil-Malvinas (Figura 4 – e, f).

Figura 3 – Gráficos de Diagrama TS com classificação em cores de expedições e províncias (a) e mapas de cores para $f\text{CO}_{2\text{sm}}$ (b), $\text{NfCO}_{2\text{sm}}$ (c), CSAT (d) e FCO_2 (e).

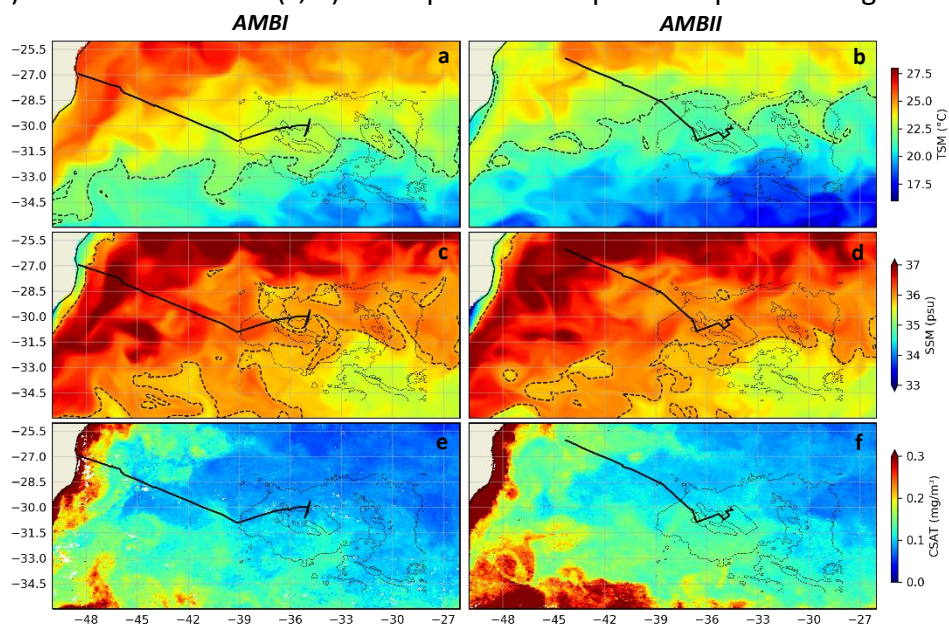


Fonte: O autor.

A PCAS, compreendida entre as latitudes de -48.5° e -47° e apenas amostrada durante a AMBI, possui TSM, $f\text{CO}_{2\text{sm}}$ e CSAT em média 3°C , $6\ \mu\text{atm}$ e $0.5\ \text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ mais elevados que em águas no OA, respectivamente. A SSM, entretanto, apresenta valores mais reduzidos em 0.57 . Aos -48° e exatamente sobre a quebra da plataforma (-47°), a $f\text{CO}_{2\text{sm}}$ chega a valores de $\sim 410\ \mu\text{atm}$, máximos na PCAS, com o primeiro máximo correspondendo

a teores mais elevados de CSAT ($\sim 0.25\text{--}0.5 \text{ mg.m}^{-3}$). Na OA, o sinal da Corrente do Brasil (CB), que representa os máximos de TSM e SSM para toda a província, pode ser observado entre as longitudes de -47° a -45.2° durante a AMBI e -44.7° a -43° durante a AMBII (Figura 2, Figura 4). Ainda nesta província, mínimos locais de TSM e SSM ocorrem nas longitudes imediatamente a leste do núcleo da CB (-45.2° e -43° na AMBI e AMBII, respectivamente). Entretanto, este padrão está associado a um mínimo/máximo local de fCO_2 durante a AMBI/AMBII, ambos também associados a um máximo local de CSAT. Já na PBERG, durante a AMBI, águas compreendidas entre as isóbatas de 4000m e 1500 m apresentam uma queda na $\text{fCO}_{2\text{sm}}$ em comparação com águas da OA, chegando a valores de $\sim 375 \mu\text{atm}$, o mínimo para este período. Tal padrão está associado a um aumento local de TSM e diminuição de SSM em comparação a águas vizinhas pertencentes a OA. Ainda durante esta expedição, altos teores de fCO_2 ($\sim 400 \mu\text{atm}$) ocorrem sobre a região dos picos da ERG ($\sim 650 \text{ m}$ de profundidade), estes não acompanhados pelos outros parâmetros. Já durante a AMBII, variações bruscas de TSM e SSM na ordem de 1°C e 0.5 , respectivamente, ocorrem em águas sobrejacentes a isóbata de 1500 m (-39°), acompanhadas por aumento local de CSAT de 0.075 mg.m^{-3} e diminuição de $\text{fCO}_{2\text{sm}}$ da ordem de $10 \mu\text{atm}$.

Figura 4 – Média de 8 dias de TSM (a, b), SSM (c, d) e CSAT (e, f) da região de estudo para cada expedição (colunas). Linhas sólidas representa os trajetos do navio, com linha mais grossa correspondente a expedição em questão. Linhas pontilhadas finas representam as isóbatas de 1500 e 4000m. Isotherma de 22°C (a, b) e isohalina de 35.9 (c, d) são representadas por linha pontilhada grossas.

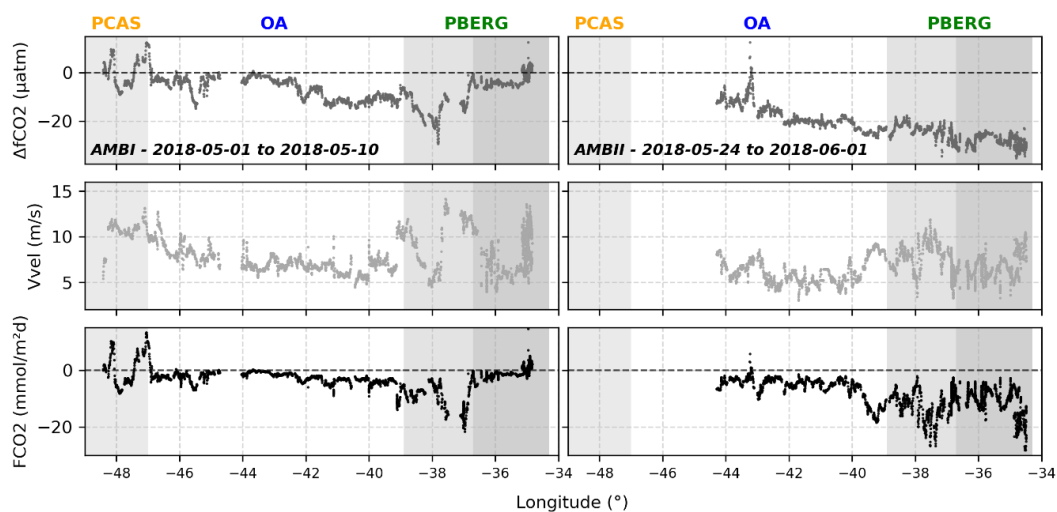


Fonte: O autor.

3.2 Fluxos de CO₂

As águas superficiais se comportam como sumidouro de CO₂ atmosférico ao longo de grande parte das duas expedições aqui retratadas (Figura 5), com médias de -2.73 ± 3.99 e -8.88 ± 4.81 mmol m⁻² d⁻¹ para expedições AMBI e AMBII, respectivamente. Tais diferenças estão associadas principalmente a presença de águas mais frias, mais salinas, e ligeiramente mais produtivas durante a AMBII em comparação a AMBI (Figura 2, 5), bem como a menores valores de $\Delta f\text{CO}_2$. Contudo, deve-se salientar que águas costeiras não foram amostradas durante a AMBII, o que contribuiu em parte para as diferenças observadas. Pontos de fonte de CO₂ (i.e. FCO₂ positivo) para a atmosfera podem ser observados na PCAS (~ 10 mmol m⁻² d⁻¹) e PBERG (~ 5 mmol m⁻² d⁻¹) sobre a região dos picos da ERG (-35°) durante a AMBI e na OA (~ 2 mmol m⁻² d⁻¹) durante a AMBII (Figura 5 - a), estando todas estas associadas a máximos locais de $\Delta f\text{CO}_2$ (Figura 5 - b). Na PBERG, o ponto de fonte de CO₂ também esteve associado a mínimos de TSM de $\sim 23^\circ\text{C}$, considerando uma média da província de $23.37 \pm 0.2^\circ\text{C}$ (Figura 2, 3 - e). A magnitude dos ventos também variou entre as expedições, com valores de $5\text{--}14,5$ m s⁻¹ durante a AMBI e $5\text{--}12$ m s⁻¹ durante a AMBII, e também apresentou aparente influência sobre a FCO₂, principalmente na longitude de -37° , na PBERG, quando

Figura 5 – Gráficos zonais de FCO₂ (a), $\Delta f\text{CO}_2$ (b) e magnitude dos ventos (c).



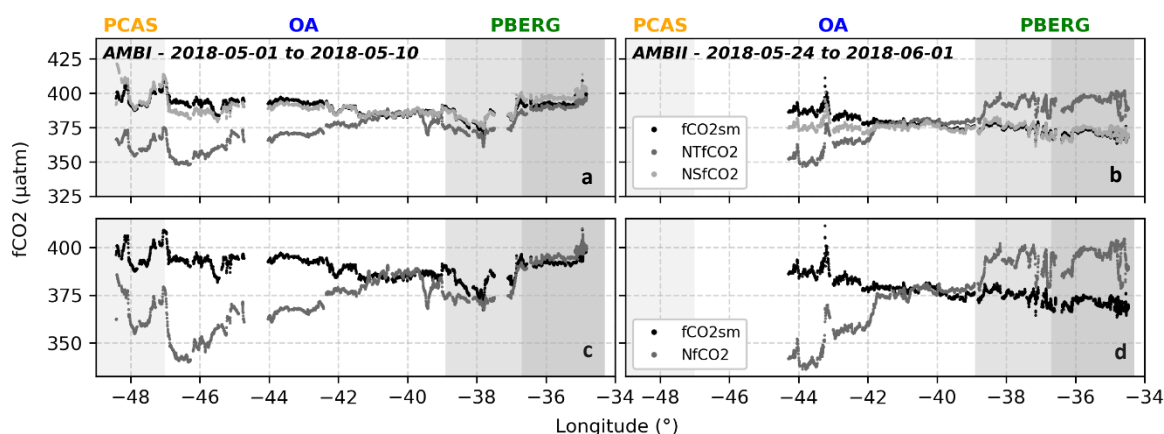
Fonte: O autor.

picos de velocidade dos ventos de até 13 m s^{-1} em ambas as expedições estão associados a diminuição da fCO_2 . Entretanto, sobre a região dos picos da ERG durante a AMBI, picos de velocidade dos ventos estão associados a valores de máximos de ΔfCO_2 e fCO_2 .

3.3 Efeito das variações de TSM e SSM sob a dinâmica da $\text{fCO}_{2\text{sm}}$ observada

A normalização da $\text{fCO}_{2\text{sm}}$ em relação a TSM e SSM ($\text{N}_\text{T}\text{fCO}_{2\text{sm}}$ e $\text{N}_\text{S}\text{fCO}_{2\text{sm}}$, respectivamente) revela que a TSM ofereceu forte influência sobre a dinâmica de CO_2 superficial da área de estudo, enquanto a SSM ofereceu baixa influência (Figura 6). A análise do diagrama TS com $\text{NfCO}_{2\text{sm}}$ em mapa de cores demonstra que as variabilidades observadas estão associadas a sinais de diferentes massas de água superficial sobre a ERG em períodos espaçados de 20 dias (Figura 3 - c). Esta inferência é corroborada pelas diferenças de $\text{NfCO}_{2\text{sm}}$ entre os dois períodos, com valores da AMBII nesta província em média $25 \mu\text{atm}$ mais elevados que na AMBI (Figura 6). Ademais, igualmente à fCO_2 , valores mais elevados de $\text{NfCO}_{2\text{sm}}$ também estiveram associados a uma diminuição local de TSM de aproximadamente $0.5 \text{ }^\circ\text{C}$ (Figura 3 - c).

Figura 6 – Gráficos zonais de $\text{fCO}_{2\text{sm}}$ versus $\text{N}_\text{T}\text{fCO}_{2\text{sm}}$ e $\text{N}_\text{S}\text{fCO}_{2\text{sm}}$ (a, b) e $\text{NfCO}_{2\text{sm}}$ (c, d). Expedições distribuídas entre as colunas.



Fonte: O autor.

3.4 Shifts de correlações entre as variáveis para as diferentes expedições

Matrizes de correlação de Pearson foram geradas para cada campanha separadamente, a fim de se avaliar de que forma os processos que controlam a dinâmica de CO_2 de superfície variaram ao longo do período decorrido. A $f\text{CO}_2$ apresenta baixa correlação com a TSM e SSM durante a AMBI ($r = 0.17$ e $r = -0.22$, respectivamente) e forte correlação positiva com os mesmos parâmetros durante a AMBII ($r = 0.87$ e $r = 0.75$). O mesmo ocorre para a clorofila-a, com baixa correlação com a $f\text{CO}_2$ durante a AMBI e alta correlação durante a AMBII ($r = 0.11$ e $r = 0.62$, respectivamente). A $\text{NfCO}_{2\text{sm}}$, por sua vez, sofre aparente influência biológica mais marcante durante a AMBII ($r = -0.72$), em contraponto a AMBI ($r = -0.17$). Os fluxos de CO_2 mostram sofrer maior influência da TSM ($r = 0.49$), SSM ($r = 0.49$) e velocidade dos ventos ($r = -0.89$) durante a AMBII do que na AMBI ($r = 0.072$, $r = -0.23$, $r = -0.12$, respectivamente), quando a $\Delta f\text{CO}_2$ apresentou maior influência sobre os valores de FCO_2 ($r = 0.81$ e $r = 0.52$ durante a AMBI e AMBII, respectivamente).

4 Discussão

4.1 Complexidade ambiental do oeste do Atlântico Sul e variabilidade temporal de curto prazo

Fatores oceânicos e atmosféricos da região oeste do Oceano Atlântico Sul a caracterizam como uma área de transição, e, portanto, dinâmica e ambientalmente complexa. Peterson & Stramma (1991) discutem que, no oceano Atlântico Sul, a migração sazonal da frente subtropical transporta águas relativamente mais frias e produtivas de mais altas latitudes em direção ao giro subtropical. De acordo com as análises até então apresentadas, tal processo explica a variabilidade de curto prazo observada nas águas superficiais sobre a ERG (Figura 4). Ademais, o aumento de produtividade também está associado a proximidade da região de estudo com a zona de confluência Brasil-Malvinas, a qual tem sua produtividade advectada para leste devido a forçantes como principalmente

os ventos de oeste e consequente formação da corrente sul (DROUIN & LOZIER, 2019; GONZALEZ-SILVERA et al., 2004). Esporádicas contribuições de produtividade também podem ser advindas da formação de vórtices ciclônicos na confluência Brasil-Malvinas e seu deslocamento em direção ao giro subtropical (ANGEL-BENAVIDES et al., 2016; ORSELLI et al., 2019). Estes são capazes de incrementar a produtividade superficial através do transporte vertical de nutrientes e células fitoplanctônicas em direção a superfície (ANGEL-BENAVIDES et al., 2016). Foram detectadas feições importantes de anomalia de altura da superfície do mar assemelhadas a vórtices na região da Confluência Brasil-Malvinas, com valores de aproximadamente 40 e -30 cm (Figura S2). Entretanto, nenhum indício de vórtices foi observado nas imediações da ERG, o que descarta esta hipótese. Deve-se destacar que em águas da OA a amostragem foi realizada em menores latitudes durante a AMBII, com diferenças de até $\sim 3^\circ$, para além do lapso temporal entre as expedições. Portanto, comparações temporais nesta província em específico devem ser realizadas com cautela.

A variabilidade temporal da dinâmica de CO_2 de superfície da área de estudo foi causada por efeitos termais, os quais foram intensificados durante a AMBII com a chegada de águas mais frias como consequência do deslocamento da frente subtropical (Figura 4, 5). Tais inferências são corroboradas por maiores diferenças entre a $f\text{CO}_2$ e $\text{NfCO}_{2\text{sm}}$ durante a AMBII, principalmente em menores longitudes (i.e. sobre a PBERG), em comparação com a AMBI (Figura 8). O mesmo é discutido por diversos trabalhos no OAS oeste. Liutti et al. (2021) demonstra que, em média, a região apresenta diferenças similares (25-50 μatm) entre efeitos termais e não termais sobre a $f\text{CO}_2$, com os maiores valores encontrados em maiores latitudes. Já Arruda et al. (2015) defende que, para além de efeitos termais e biológicos, o transporte físico direto é fator importante para a distribuição da $p\text{CO}_2$ (e, portanto, $f\text{CO}_2$) para o OAS oeste, superando os efeitos termais e biológicos acima e sendo contrabalanceado abaixo da latitude de -45° , respectivamente. Em nossos resultados, nota-se que o sinal de $\text{NfCO}_{2\text{sm}}$ sobre a região da PBERG durante a AMBII é mais elevado em 25 μatm em média do que na AMBI (Figura 3 – c). Isto é indicativo de que, para além de efeitos termais, o transporte físico direto também governou as variabilidades de CO_2 superficial sobre a ERG, com maiores teores de $\text{NfCO}_{2\text{sm}}$ sendo advectados de maiores latitudes para a

região de estudo. Contudo, o efeito termal ainda foi suficiente para provocar um decréscimo na fCO_2 durante a AMBII em águas sobre a ERG, especialmente sobre seus picos, onde passaram de fonte de CO_2 a sumidouro no decorrer do período estudado (Figura 5). Adicionalmente, apesar do aumento da correlação negativa da CSAT com a $NfCO_{2sm}$ durante a AMBII, não se pode inferir a extensão do contrabalanceamento da bomba biológica sobre estes processos. Entretanto, os teores de CSAT encontrados estão de acordo com estudos que demonstram baixa influência da clorofila-a sobre a fCO_2 na região (CARVALHO et al., 2020; LENCINA-AVILA et al., 2016), sendo razoável portanto esperar que a bomba biológica tenha exercido papel desprezível sobre a dinâmica de CO_2 de superfície na região de estudo.

4.2 Províncias Biogeoquímicas

As duas províncias biogeoquímicas claras detectadas, a PCAS e a OA, tiveram delimitação entre si demarcada pela quebra da plataforma continental e, durante o período de amostragem da AMBI, pelo núcleo da CB (Figura 4 - a). Estas tiveram valores e padrões de fCO_2 , TSM, SSM e CSAT similares a de outros estudos investidos na investigação da dinâmica superficial de CO_2 do OAS (CARVALHO et al., 2020; LENCINA-AVILA et al., 2016). A PCAS é em sua maioria fonte de CO_2 para atmosfera, apresentando maior produtividade devido à proximidade de fontes importantes de nutrientes para os oceanos como o Rio da Prata e Lagoa dos Patos (CARVALHO et al., 2020). Entretanto, apesar disso, o setor da PCAS aqui amostrado apresenta efeito termal sobre o CO_2 de superfície que supera a bomba biológica (CARVALHO et al., 2022). Isto se deve a influência da CB, corrente de borda oeste do OAS que transporta águas mais quentes de menores latitudes em direção a confluência Brasil-Malvinas, passando pela PCAS. O mesmo ocorre em nossos resultados, onde é detectado caráter de fonte de CO_2 para atmosfera na PCAS associado a altas diferenças positivas entre fCO_2 e $NfCO_{2sm}$, apesar dos maiores teores de CSAT nesta província (Figura 2, 3, 4). Já a OA se comporta como sumidouro de CO_2 por toda sua extensão, com efeito termal positivo por toda a área de influência da CB. De acordo com (LIUTTI et al., 2021), as variabilidades sazonais e processos de mesoescala da CB governam as propriedades da água

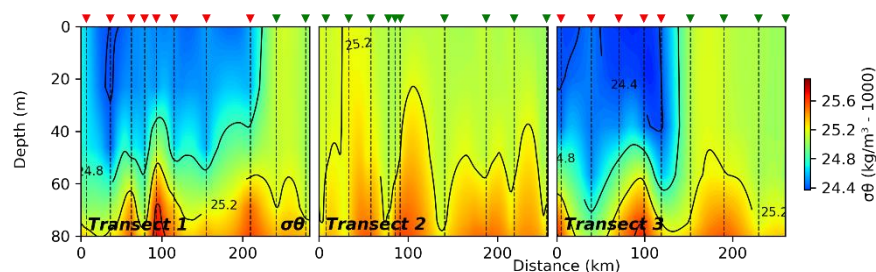
do mar para toda a parte do OAS oeste mais próxima ao continente, trazendo efeitos importantes para a dinâmica de CO_2 de superfície. Em nosso estudo, este efeito é amenizado com a distância dos altos valores de TSM da CB, com diferenças entre $f\text{CO}_2$ e $\text{N}_\text{T}f\text{CO}_{2\text{sm}}$ tendendo a zero a partir da longitude de -41° em ambas as expedições.

4.3 Efeito da ERG sobre a dinâmica de CO_2 superficial

Águas sobre a região dos picos da ERG comportaram-se como fonte de CO_2 para a atmosfera durante a AMBI, com valores de $f\text{CO}_2$ de até $\sim 5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, quando a migração da frente subtropical ainda não havia ocorrido e águas relativamente mais frias não haviam sido transportadas para a região. Isto aponta para a possibilidade de influência da topografia sobre esta dinâmica, a qual pode ser causada por diversos processos já descritos, a exemplo da geração de colunas de Taylor, a ressurgência direta e a geração de ondas internas (RODEN, 1994; TURNEWITSCH et al., 2016; WHITE et al., 2007). Primeiramente, uma possível geração de uma coluna de Taylor dificilmente desempenharia papel importante neste processo em se tratando de um monte submarino intermediário. Em decorrência de fatores como: (i) a profundidade dos picos da ERG ($\sim 650 \text{ m}$) em relação a base da picnoclina permanente ($\sim 600 \text{ m}$), (ii) a forte estratificação da coluna d'água do OAS e (iii) as relativas baixas magnitudes de fluxos, a extensão de uma coluna de Taylor até águas superficiais é impossibilitada. O mesmo não ocorre para montes submarinos tipicamente rasos, como o caso do C4, o qual apresentou fortes indícios da existência de uma coluna de Taylor durante o estudo e consequente soerguimento de isolinhas de nutrientes e clorofila a em águas superficiais (MA et al., 2021). Devido aos mesmos fatores, a ressurgência direta também pode ser descartada. Também em um monte submarino raso, o Y3, (MA et al., 2020) detectaram padrões de ressurgência direta de carbono inorgânico dissolvido (C_T). Entretanto, apesar da relativa baixa profundidade ($\sim 280 \text{ m}$), maiores efeitos estiveram concentrados em profundidades próximas ao seu pico, o que corrobora para a desconsideração de tal hipótese.

A avaliação de perfis na coluna de água de três transectos realizados também durante as expedições AMBI e AMBII revela a existência de domos de isopícnas em águas de subsuperfície (Figura 7). Estes atingem até 50 m de deslocamento e são indicadores da ocorrência de ondas internas. De acordo com (HARLAMOV et al., 2016), marés internas (ondas internas com mesma frequência das marés) foram detectadas na mesma região da ERG, provocando deslocamentos verticais de isopícnas de até 100 m. No OAS, algumas feições topográficas se destacam como importantes geradores de ondas internas, tal qual a cadeia Mesoatlântica, a própria Elevação do Rio Grande e a Cadeira Vitória-Trindade, em ordem de magnitude energética (PAIVA et al., 2018; ZHAO et al., 2016). Efeitos sobre os parâmetros de CO_2 de superfície no OAS em decorrência de ondas internas foram detectados e descritos para a cadeia Mesoatlântica por Parard et al. (2014). Eles demonstraram que os domos isopícnais gerados por esta feição topográfica injetam transitoriamente águas de subsuperfície na base da camada de mistura, de forma a disponibilizar maiores teores de carbono inorgânico dissolvido e nutrientes para a superfície, com consequente aumento dos fluxos de CO_2 para a atmosfera (i.e. FCO_2) devido ao aumento da fCO_2 de superfície. Adicionalmente, a fertilização destas águas contrabalança o CO_2 excedente através do consumo de C_T pela comunidade de produtores primários. Em nosso estudo, não foram detectados sinais de aumento de clorofila-a. De acordo com Parard et al. (2014), o efeito da bomba biológica é gradual e ocorre em até muitos dias (~ 7 dias) após o início do processo. Dessa forma, a verificação de possíveis consequências sobre a bomba biológica foi impossibilitada devido ao caráter transitório deste tipo de processo. Contudo, em nosso estudo, destaca-se que ondas internas geradas pela ERG podem explicar o aumento de fCO_2 superficial detectado através do transporte vertical de águas mais frias e ricas em CO_2 para a superfície, oferecendo consequências importantes para os fluxos de CO_2 para a atmosfera.

Figura 7 – Perfis de subsuperfície de três transectos compostos por estações amostradas durante a AMBI (triângulos vermelhos) e AMBII (triângulos verdes).



Fonte: O autor.

5 Conclusões

Foram explorados os fatores que controlam espaço-temporalmente a dinâmica de CO_2 da superfície do mar nas águas do Oceano Atlântico Sudoeste, com foco nas possíveis influências da Elevação do Rio Grande sobre esta dinâmica. Duas províncias biogeoquímicas claras foram detectadas, a plataforma continental do Atlântico Sul (PCAS) e o oceano aberto (AO), as quais apresentaram teores de CO_2 , sinais de massas d'água e produtividade distintas entre si. Encontramos que, de forma geral para a região oceânica, a variabilidade temporal de curto prazo (~ 20 dias) de CO_2 de superfície é regida pela bomba física, com o efeito termal de águas mais frias atuando de forma a aumentar a solubilidade de CO_2 da água. Diminuições da $f\text{CO}_{2\text{sm}}$ e FCO_2 (i.e. aumento do fluxo de CO_2 no sentido atmosfera-oceano) são consequências detectadas deste processo. Isto foi causado pela migração sazonal da frente oceânica subtropical do Oceano Atlântico Sul, a qual advectou águas superficiais mais frias, mais produtivas e com maiores teores de CO_2 de maiores latitudes em direção ao giro tropical. O efeito da bomba biológica sobre a $f\text{CO}_2$ foi indetectável, inclusive para águas neríticas, onde o efeito termal ainda governa devido a influência da CB apesar dos altos valores de CSAT. Adicionalmente, a migração da frente subtropical advectou águas com maiores teores de CO_2 para a região de estudo, com valores de $\text{NfCO}_{2\text{sm}}$ mais elevados em menores latitudes durante a segunda expedição. Do contrário do esperado, foram detectados fluxos positivos de CO_2 (i.e. no sentido oceano-atmosfera) em águas oceânicas sobre a região dos picos da Elevação do Rio Grande. De acordo com a análise de perfis de

subsuperfície de transectos realizados nas mesmas expedições, indícios da formação de ondas internas sugerem que, através da formação de domos isopícnais de subsuperfície que atingem a camada de mistura, águas de subsuperfície com maiores teores de CO₂ sejam injetadas na superfície. Estas inferências são corroboradas pelo decréscimo da TSM de ~0.4 °C para o mesmo local. Dessa forma, avalia-se que a presença da ERG oferece fator adicional de complexidade para a dinâmica de CO₂ da superfície, de forma a alterar pontualmente o caráter das águas superficiais do Oceano Atlântico Sudoeste, passando de sumidouros para fonte de CO₂.

Referências

- AGOSTINI, S. et al. Ocean acidification drives community shifts towards simplified non-calcified habitats in a subtropical–temperate transition zone. **Scientific Reports**, v. 8, n. 1, p. 5–10, 2018.
- ALMEIDA, R. A. F. DE et al. Negative ocean-atmosphere feedback in the South Atlantic Convergence Zone. v. 34, n. April, p. 1–5, 2007.
- ANGEL-BENAVIDES, I. M. et al. Influencia de vortices de mesoescala na concentracao de clorofila da confluencia Brasil-Malvinas: mecanismos inferidos por sensoriamento remoto. **Braz. J. Aquat. Sci. Technol.**, v. 20, n. October, 2016.
- ARRUDA, R. et al. Air-sea CO₂ fluxes and the controls on ocean surface pCO₂ seasonal variability in the coastal and open-ocean southwestern Atlantic Ocean: A modeling study. **Biogeosciences**, v. 12, n. 19, p. 5793–5809, 2015.
- CARVALHO, A. C. O. et al. Phytoplankton strengthen CO₂ uptake in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 190, n. January 2021, p. 1–15, 2020.
- CARVALHO, A. DA C. DE O. et al. The southwestern South Atlantic continental shelf biogeochemical divide. **Biogeochemistry**, n. 0123456789, 2022.
- CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 3, p. 1–4, 2004.

- COMEAU, S. et al. Flow-driven micro-scale pH variability affects the physiology of corals and coralline algae under ocean acidification. **Scientific Reports**, v. 9, n. 1, p. 1–12, 2019.
- DONEY, S. C. et al. The impacts of ocean acidification on marine ecosystems and reliant human communities. **Annual Review of Environment and Resources**, v. 45, p. 83–112, 2020.
- DROUIN, K. L.; LOZIER, M. S. The Surface Pathways of the South Atlantic: Revisiting the Cold and Warm Water Routes Using Observational Data. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 124, n. 10, p. 7082–7103, 1 out. 2019.
- FRIEDLINGSTEIN, P. et al. Global Carbon Budget 2021. **Earth System Science Data**, v. 14, n. 4, p. 1917–2005, 26 abr. 2022.
- GONZALEZ-SILVERA, A. et al. Biogeographical regions of the tropical and subtropical Atlantic Ocean off South America: Classification based on pigment (CZCS) and chlorophyll-a (SeaWiFS) variability. **Continental Shelf Research**, v. 24, n. 9, p. 983–1000, jun. 2004.
- GRUBER, N. et al. The oceanic sink for anthropogenic CO₂ from 1994 to 2007. **Science**, v. 363, n. 6432, p. 1193–1199, 2019.
- HARLAMOV, V. et al. Preliminary results on mid-depth circulation features on Rio Grande Rise. **2015 IEEE/OES Acoustics in Underwater Geosciences Symposium, RIO Acoustics 2015**, n. July, 2016.
- IPCC. Changing Ocean, Marine Ecosystems, and Dependent Communities. Em: **The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate**. [s.l.] Cambridge University Press, 2022. p. 447–588.
- ITO, R. G.; GARCIA, C. A. E.; TAVANO, V. M. Net sea-air CO₂ fluxes and modelled pCO₂ in the southwestern subtropical Atlantic continental shelf during spring 2010 and summer 2011. **Continental Shelf Research**, v. 119, p. 68–84, 2016.
- KERR, R. et al. The Western South Atlantic Ocean in a High-CO₂ World: Current Measurement Capabilities and Perspectives. **Environmental Management**, v. 57, n. 3, p. 740–752, 1 mar. 2016.
- LENCINA-AVILA, J. M. et al. Sea-air carbon dioxide fluxes along 35°S in the South Atlantic Ocean. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 115, p. 175–187, 1 set. 2016.

LI, H. et al. Decadal predictions of the North Atlantic CO₂ uptake. **Nature Communications**, v. 7, 30 mar. 2016.

LIUTTI, C. C. et al. Sea surface CO₂ fugacity in the southwestern South Atlantic Ocean: An evaluation based on satellite-derived images. **Marine Chemistry**, v. 236, n. August, p. 104020, 2021.

MA, J. et al. Control factors of DIC in the Y3 seamount waters of the Western Pacific Ocean. **Journal of Oceanology and Limnology**, v. 38, n. 4, p. 1215–1224, 2020.

MA, J. et al. Multidisciplinary indicators for confirming the existence and ecological effects of a Taylor column in the Tropical Western Pacific Ocean. **Ecological Indicators**, v. 127, p. 107777, 2021.

MONTSERRAT, F. et al. Deep-sea mining on the Rio Grande Rise (Southwestern Atlantic): A review on environmental baseline, ecosystem services and potential impacts. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 145, n. January, p. 31–58, 2019.

MURATA, A. et al. Decadal increases of anthropogenic CO₂ in the subtropical South Atlantic Ocean along 30°S. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 113, n. 6, p. 1–16, 2008.

ORSELLI, I. B. M. et al. The effect of Agulhas eddies on absorption and transport of anthropogenic carbon in the South Atlantic Ocean. **Climate**, v. 7, n. 6, p. 1–25, 2019.

PAIVA, A. M. et al. Internal Tide Generation at the Vitória-Trindade Ridge, South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 123, n. 8, p. 5150–5159, 2018.

PARARD, G. et al. On the physical and biogeochemical processes driving the high frequency variability of CO₂ fugacity at 6S, 10W: Potential role of the internal waves. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, n. 119, p. 8357–8374, 2014.

PEÑA, V. et al. Major loss of coralline algal diversity in response to ocean acidification. **Global Change Biology**, n. January, p. 1–14, 2021.

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, n. 1, p. 1–73, 1991.

PIERROT, D. et al. Recommendations for autonomous underway pCO₂ measuring systems and data-reduction routines. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 56, n. 8–10, p. 512–522, abr. 2009.

RÍOS, A. F. et al. Decadal acidification in the water masses of the Atlantic Ocean. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 112, n. 32, p. 9950–9955, 2015.

RODEN, G. I. Effects of the Fieberling seamount group upon flow and thermohaline structure in the spring of 1991. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. C5, p. 9941–9961, 1994.

SANDIFER, P. A.; SUTTON-GRIER, A. E. Connecting stressors, ocean ecosystem services, and human health. **Natural Resources Forum**, v. 38, n. 3, p. 157–167, 2014.

SARMIENTO, J. L.; GRUBER, N. Chapter 8: Carbon Cycle. Em: **Ocean Biogeochemical Dynamics**. [s.l.: s.n.]. p. 318–358.

SONNEKUS, M. J.; BORNMAN, T. G.; CAMPBELL, E. E. Phytoplankton and nutrient dynamics of six South West Indian Ocean seamounts. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 136, p. 59–72, 2017.

TURNWITSCH, R. et al. Tidal influence on particulate organic carbon export fluxes around a tall seamount. **Progress in Oceanography**, v. 149, p. 189–213, 2016.

VILLAS BÔAS, A. B. et al. The signature of mesoscale eddies on the air-sea turbulent heat fluxes in the South Atlantic Ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 6, p. 1856–1862, 28 mar. 2015.

WANNINKHOF, R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited. **Limnology and Oceanography: Methods**, v. 12, n. JUN, p. 351–362, 2014.

WEISS, R. F. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. **Marine Chemistry**, v. 2, p. 203–215, 1974.

WEISS, R. F.; PRICE, B. A. Nitrous oxide solubility in water and seawater. **Marine Chemistry**, v. 8, p. 347–359, 1980.

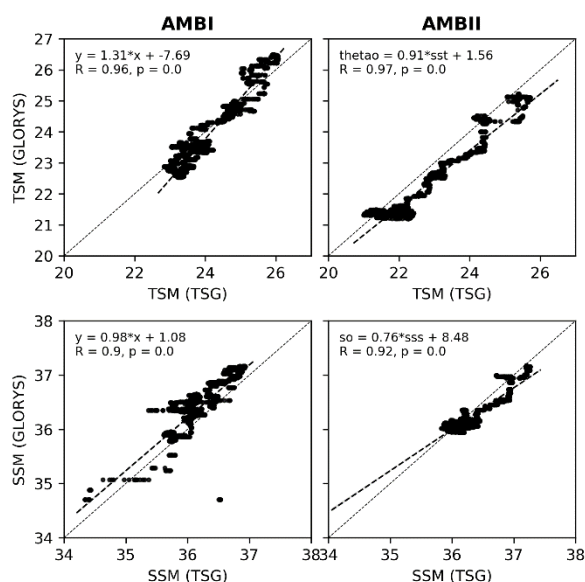
WHITE, M. et al. Physical processes and seamount productivity. Em: **Seamounts: Ecology, Fisheries and Conservation**. [s.l.] Wiley Blackwell, 2007. p. 65–84.

ZEEBE, R. E.; WOLF-GLADROW, D. A. CO₂ in seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes. **Elsevier oceanography series**, v. 65, p. 1–341, 2001.

ZHAO, Z. et al. Global observations of open-ocean mode-1 M₂ internal tides. **Journal of Physical Oceanography**, v. 46, n. 6, p. 1657–1684, 2016.

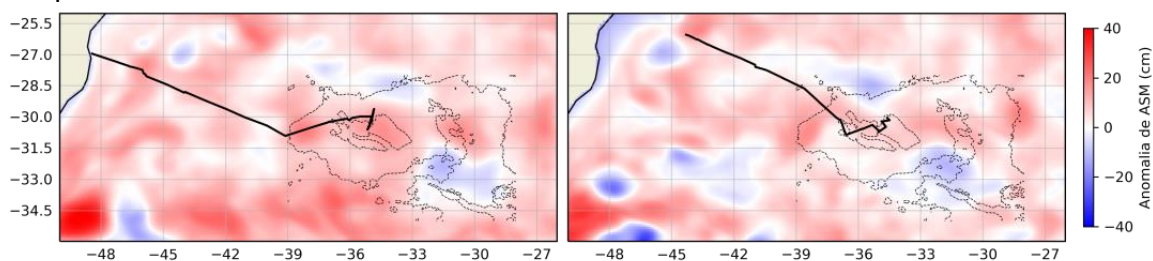
ANEXO – Capítulo 2

Figura S1 – Regressões lineares entre dados de TSM E SSM de reanálise e termosalinógrafo para a AMBI (a,c) e AMBI 2 (b,d).



Fonte: O autor.

Figura S2 – Anomalias de altura da superfície do mar (ASM) para o período da AMBI (a) e AMBI 2 (b). As anomalias foram computadas de acordo com a média climatológica de altura da superfície do mar durante o período de 2000 a 2018, onde os meses de maio e junho foram definidos para computar as anomalias da AMBI e AMBI 2, respectivamente.



Fonte: O autor.

7 CONCLUSÃO

O presente trabalho avaliou os efeitos da presença da Elevação do Rio Grande (ERG) sobre os parâmetros do CO₂ do compartimento pelágico do Oceano Atlântico Sudoeste (OASO). Foram utilizadas informações levantadas em três expedições oceanográficas coordenadas pelo Serviço Geológico do Brasil, em abril e maio de 2018 e abril de 2020, a bordo do Navio de Pesquisa Hidroceanográfico Vital de Oliveira, da marinha do Brasil. Os dados gerados foram agrupados em dois conjuntos amostrais. O primeiro gerou perfis de coluna d'água até o fundo sobre e nas imediações dos picos da ERG através da realização de três transectos compostos por 27 estações oceanográficas. Já o segundo levantou informações de forma *underway* da superfície do mar e do compartimento atmosférico sobrejacente desde a costa brasileira até as águas sobre a ERG. Dessa forma, dois capítulos foram propostos, um para cada desenho amostral, a fim de elucidar processos nos diferentes compartimentos de forma mais direcionada, ainda que estes se influenciem mutuamente.

Os resultados encontrados demonstram que a dinâmica de CO₂ do OASO é perturbada por processos físicos específicos gerados pela interação do compartimento pelágico com a topografia da ERG. Estes efeitos são de diferentes naturezas e produzem consequências biogeoquímicas particulares ao longo dos diferentes compartimentos da coluna d'água em profundidade, os quais são discutidos no capítulo 1. Em profundidades intermediárias, indicativos de padrões de fluxos e soerguimento de isopícnas sobre um dos picos sugerem a geração de um cone de Taylor, o qual intrusiona águas mais ricas em CO₂ na base da picnoclina local. Adicionalmente, é hipotetizado que devido à proximidade com o fundo, estas perturbações promovem condições favoráveis para o consumo local de Alcalinidade Total. Já em águas profundas, a canalização da Água Circumpolar Profunda Superior pelo rifte principal da ERG pode acarretar aumento na dissolução de materiais carbonáticos de fundo, acelerando a disponibilização de carbono para águas profundas.

Indicativos de efeitos acarretados pela presença da ERG na interface oceano-atmosfera foram discutidos no capítulo 2, estando estes de acordo com o que foi proposto para águas superficiais no capítulo 1 deste trabalho. Devido a abrangência espacial do

desenho amostral, foram compreendidas as províncias biogeoquímicas da Plataforma Continental do Atlântico Sul e o Oceano Aberto do Atlântico Sul. A primeira, influenciada primariamente pelo aporte de solutos continentais e pela Corrente do Brasil, se comporta como fonte de CO₂ para a atmosfera. Já a segunda, devido a seu caráter oligotrófico, comporta-se como sumidouro de CO₂, principalmente durante a segunda expedição, quando a frente subtropical se deslocou ao norte trazendo águas mais frias de mais altas latitudes. Entretanto, é discutido que, considerando a configuração topográfica da ERG e estratificação termohalina de suas águas sobrejacentes, os sinais de soerguimento local de massas de água subsuperficiais são causados por ondas internas localmente geradas. Implicações para a dinâmica de CO₂ de superfície estiveram presentes, com maiores teores de CO₂ originados da subsuperfície reconfigurando estas águas como fonte de CO₂ para a atmosfera. Dessa forma, de maneira pontual, águas sobre a região dos picos da ERG se comportaram de maneira diferente das águas da província biogeoquímica na qual estão compreendidas, o Oceano Aberto do Oceano Atlântico Sul.

A complexidade ambiental das imediações da ERG é evidenciada neste trabalho. Topografia irregular, proximidade com frente oceânica, intensidade e direção dos fluxos dominantes controlados pelas marés e variabilidades de zona de convergência atmosférica são aspectos que contribuem para tal caráter. Eles atuam de maneira conjunta para promover os processos identificados que exercem influência sobre a dinâmica do CO₂ nestas águas. Contudo, devido ao caráter transitório e irregular dos processos aqui descritos, enfatizamos a necessidade de investimentos em posteriores estudos que abarquem as especificidades de cada processo. Ademais, justificamos aqui a realização de tais esforços ao propor que a ERG pode representar papel importante para a compreensão dos balanços de carbono entre os diferentes compartimentos do OASO.

REFERÊNCIAS

- AGOSTINI, S. et al. Ocean acidification drives community shifts towards simplified non-calcified habitats in a subtropical–temperate transition zone. **Scientific Reports**, v. 8, n. 1, p. 5–10, 2018.
- ALMEIDA, R. A. F. DE et al. Negative ocean-atmosphere feedback in the South Atlantic Convergence Zone. v. 34, n. April, p. 1–5, 2007.
- ANGEL-BENAVIDES, I. M. et al. Influencia de vortices de mesoescala na concentracao de clorofila da confluencia Brasil-Malvinas: mecanismos inferidos por sensoriamento remoto. **Braz. J. Aquat. Sci. Technol.**, v. 20, n. October, 2016.
- BOEBEL, O. et al. Flow and recirculation of Antarctic Intermediate Water across the Rio Grande Rise. v. 102, p. 967–986, 1997.
- BOEBEL, O. et al. The intermediate depth circulation of the western South Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 21, p. 3329–3332, 1999.
- BOMBARDI, R. J. et al. Precipitation over eastern South America and the South Atlantic Sea surface temperature during neutral ENSO periods. **Climate Dynamics**, v. 42, n. 5–6, p. 1553–1568, 2014.
- BRANDINI, F. P. et al. Multiannual trends in fronts and distribution of nutrients and chlorophyll in the southwestern Atlantic (30–62°S). v. 47, p. 1015–1033, 2000.
- CAMBOA, L. A. P.; RABINOWITZ, P. D. The evolution of the Rio Grande Rise in the southwest Atlantic Ocean. **Marine Geology**, v. 58, n. 1–2, p. 35–58, 1984.
- CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 3, p. 1–4, 2004.
- CHELTON, D. B.; SCHLAX, M. G.; SAMELSON, R. M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies. **Progress in Oceanography**, v. 91, n. 2, p. 167–216, 2011.
- CHUNG, S.-N. et al. Calcium carbonate budget in the Atlantic Ocean based on water column inorganic carbon chemistry. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 17, n. 4, p. n/a-n/a, 2003.
- COMEAU, S. et al. Flow-driven micro-scale pH variability affects the physiology of corals and coralline algae under ocean acidification. **Scientific Reports**, v. 9, n. 1, p. 1–12, 2019.
- CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Serviço Geológico retorna de expedição inédita que amplia o conhecimento da Elevação do Rio Grande**, 2020. Disponível em:

<https://www.cprm.gov.br/publique/Noticias/Servico-Geologico-retorna-de-expedicao-inedita-que-amplia-o-conhecimento-da-Elevacao-do-Rio-Grande-6411.html>

CRIVELLARI, S. et al. Thermal response of the western tropical Atlantic to slowdown of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 519, p. 120–129, 2019.

DICKSON, A. G.; SABINE, C. L.; CHRISTIAN, J. R. **Guide to Best Practices for Ocean CO₂ measurements**. [s.l: s.n.]. v. 3

DONEY, S. C. et al. The impacts of ocean acidification on marine ecosystems and reliant human communities. **Annual Review of Environment and Resources**, v. 45, p. 83–112, 2020.

EMERY, W. J. Water Types and Water Masses Descriptive Tools : The TS Curve. 2003.

FALKOWSKI, P. G. et al. Role of eddy pumping in enhancing primary production in the ocean. **Nature**, v. 352, p. 55–58, 1991.

FLORINDO, F. et al. New magnetobiostratigraphic chronology and paleoceanographic changes across the Oligocene-Miocene boundary at DSDP Site 516 (Rio Grande Rise, SW Atlantic). **Paleoceanography**, v. 30, n. 6, p. 659–681, 2015.

FRIEDLINGSTEIN, P. et al. Global Carbon Budget 2021. **Earth System Science Data**, v. 14, n. 4, p. 1917–2005, 26 abr. 2022.

GARCÍA-ROBLEDO, E.; CORZO, A.; PAPASPYROU, S. A fast and direct spectrophotometric method for the sequential determination of nitrate and nitrite at low concentrations in small volumes. **Marine Chemistry**, v. 162, p. 30–36, 20 maio 2014.

GONZÁLEZ-DÁVILA, M. et al. Carbonate system in the water masses of the Southeast Atlantic sector of the Southern Ocean during February and March 2008. **Biogeosciences**, v. 8, n. 5, p. 1401–1413, 2011.

GRASSHOFF, K.; KREMLING, K.; ERHARDT, M. **Method of seawater analysis**. [s.l: s.n.].

GRUBER, N. et al. The oceanic sink for anthropogenic CO₂ from 1994 to 2007. **Science**, v. 363, n. 6432, p. 1193–1199, 2019.

IPCC. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. **South African Geographical Journal**, p. 1–3949, 2021.

KEY, R. M. et al. A global ocean carbon climatology: Results from Global Data Analysis Project (GLODAP). **Global Biogeochemical Cycles**, v. 18, n. 4, p. 1–23, 2004.

KHATIWALA, S.; PRIMEAU, F.; HALL, T. Reconstruction of the history of anthropogenic CO₂ concentrations in the ocean. **Nature**, v. 462, n. 7271, p. 346–349, 19 nov. 2009.

KITIDIS, V. et al. Surface ocean carbon dioxide during the Atlantic Meridional Transect (1995–2013); evidence of ocean acidification. **Progress in Oceanography**, v. 158, p. 65–75, 2017.

LAUVSET, S. K. et al. Trends and drivers in global surface ocean pH over the past 3 decades. **Biogeosciences**, v. 12, n. 5, p. 1285–1298, 2015.

LAVELLE, J. W.; MOHN, C. Motion, commotion, and biophysical connections at deep ocean seamounts. **Oceanography**, v. 23, n. 1, p. 90–103, 2010.

LE QUÉRE, C. et al. Global Carbon Budget 2018 (pre-print). **Earth System Science Data Discussions**, v. pre print, n. November, p. 1–54, 2018.

LIPPOLD, J. et al. Deep water provenance and dynamics of the (de)glacial Atlantic meridional overturning circulation. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 445, p. 68–78, 2016.

LIU, W. et al. Overlooked possibility of a collapsed atlantic meridional overturning circulation in warming climate. **Science Advances**, v. 3, n. 1, p. 1–8, 2017.

MA, J. et al. Environmental characteristics in three seamount areas of the Tropical Western Pacific Ocean: Focusing on nutrients. **Marine Pollution Bulletin**, v. 143, n. April, p. 163–174, 2019.

MEINEN, C. S. et al. Characteristics and causes of Deep Western Boundary Current transport variability at 34 . 5 ° S during 2009 – 2014. p. 175–194, 2017.

MOHRIAK, W. U. et al. Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande Rise, south-eastern Brazilian margin: Extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts. **Petroleum Geoscience**, v. 16, n. 3, p. 231–245, 2010.

MONTSERRAT, F. et al. Deep-sea mining on the Rio Grande Rise (Southwestern Atlantic): A review on environmental baseline, ecosystem services and potential impacts. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 145, n. January, p. 31–58, 2019.

MORATO, T. et al. Seamounts are hotspots of pelagic biodiversity in the open ocean. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 107, n. 21, p. 9707–9711, 2010.

MURATA, A. et al. Decadal increases of anthropogenic CO₂ in the subtropical South Atlantic Ocean along 30°S. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 113, n. 6, p. 1–16, 2008.

MURRAY, R. J.; REASON, C. J. C. Influences of topography on the modeling of abyssal water masses. Part I: Effects of channel representation. **Journal of Physical Oceanography**, v. 29, n. 11, p. 2851–2871, 1999.

ORSELLI, I. B. M. et al. The effect of Agulhas eddies on absorption and transport of anthropogenic carbon in the South Atlantic Ocean. **Climate**, v. 7, n. 6, p. 1–25, 2019.

PEÑA, V. et al. Major loss of coralline algal diversity in response to ocean acidification. **Global Change Biology**, n. January, p. 1–14, 2021.

PEZZI, L. P. et al. Oceanic eddy-induced modifications to air–sea heat and CO₂ fluxes in the Brazil-Malvinas Confluence. **Scientific Reports**, v. 11, n. 1, p. 1–15, 2021.

PITCHER, T. J. et al. **Seamounts: Ecology, Fisheries & Conservation**. [s.l: s.n.].

READ, J.; POLLARD, R. An introduction to the physical oceanography of six seamounts in the southwest Indian Ocean. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 136, p. 44–58, 2015.

RIEBESELL, U.; GATTUSO, J. P. Lessons learned from ocean acidification research. **Nature Climate Change**, v. 5, n. 1, p. 12–14, 2015.

RÍOS, A. F. et al. An update of anthropogenic CO₂ storage rates in the western South Atlantic basin and the role of Antarctic Bottom Water. **Journal of Marine Systems**, v. 94, p. 197–203, 2012.

RÍOS, A. F. et al. Decadal acidification in the water masses of the Atlantic Ocean. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 112, n. 32, p. 9950–9955, 2015.

RODEN, G. I. Effect of Seamounts and Seamount Chains on Ocean Circulation and Thermohaline Structure. **American Geophysical Union**, p. 335–354, 1987.

RODEN, G. I. Effects of the Fieberling seamount group upon flow and thermohaline structure in the spring of 1991. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. C5, p. 9941–9961, 1994.

RUDD, M. A. Scientists' perspectives on global ocean research priorities. **Frontiers in Marine Science**, v. 1, n. AUG, p. 1–20, 2014.

SANDIFER, P. A.; SUTTON-GRIER, A. E. Connecting stressors, ocean ecosystem services, and human health. **Natural Resources Forum**, v. 38, n. 3, p. 157–167, 2014.

SANTOS, R. V. et al. Dating Gondwanan continental crust at the Rio Grande Rise, South Atlantic. **Terra Nova**, n. March, p. 1–6, 2019.

SANTOSO, A.; ENGLAND, M. H.; HIRST, A. C. Circumpolar Deep Water Circulation and Variability in a Coupled Climate Model. p. 1523–1552, 2006.

SCHMID, C.; SIEDLER, G.; ZENK, W. Dynamics of intermediate water circulation in the subtropical South Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 30, n. 12, p. 3191–3211, 2000.

SILVA, B. J. et al. Carbon chemistry variability around a tropical archipelago. **Marine and Freshwater Research**, v. 70, n. 6, p. 767–780, 2019.

SONNEKUS, M. J.; BORNMAN, T. G.; CAMPBELL, E. E. Phytoplankton and nutrient dynamics of six South West Indian Ocean seamounts. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 136, p. 59–72, 2017.

SOUZA, R.; PEZZI, L.; SWART, S. Air-Sea Interactions over Eddies in the Brazil-Malvinas Confluence. 2021.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. 1999_Stramma_England. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 104, 1999.

STRICKLAND, J. D. H.; PARSONS, T. R. **A practical handbook of seawater analysis**. [s.l.: s.n.]. v. 167

WHITE, M. et al. Physical processes and seamount productivity. Em: **Seamounts: Ecology, Fisheries and Conservation**. [s.l.] Wiley Blackwell, 2007. p. 65–84.

WOOSLEY, R. J.; MILLERO, F. J.; WANNINKHOF, R. Rapid anthropogenic changes in CO₂ and pH in the Atlantic Ocean: 2003-2014. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 30, n. 1, p. 70–90, jan. 2016.

YU, J. et al. Sequestration of carbon in the deep Atlantic during the last glaciation. **Nature Geoscience**, v. 9, n. 4, p. 319–324, 2016.