

Universidade Federal do Rio Grande - FURG

Instituto de Oceanografia

Programa de Pós-Graduação em Oceanologia

**CONTRIBUIÇÃO DA INSTABILIDADE
CENTRÍFUGA PARA A DISSIPAÇÃO DE
ENERGIA NA REGIÃO DA CADEIA
VITÓRIA-TRINDADE**

MARIO GÖELZER DAS NEVES

Dissertação apresentada ao Programa
de Pós-Graduação em Oceanolo-
gia, como parte dos requisitos para
obtenção do Título de Mestre

Orientador: *Prof. Dr.* JOSÉ LUIZ LIMA DE AZEVEDO
Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Rio Grande, RS, Brasil

Março de 2020

CONTRIBUIÇÃO DA INSTABILIDADE CENTRÍFUGA PARA A DISSIPAÇÃO DE ENERGIA NA REGIÃO DA CADEIA VITÓRIA-TRINDADE

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanologia,
como parte dos requisitos para obtenção do Título de Mestre

MARIO GÖELZER DAS NEVES

Rio Grande, RS, Brasil

Março de 2020

©A cópia parcial e a citação de trechos desta tese são permitidas sobre a condição de que qualquer pessoa que a consulte reconheça os direitos autorais do autor. Nenhuma informação derivada direta ou indiretamente desta obra deve ser publicada sem o consentimento prévio e por escrito do autor.

DAS NEVES, MARIO GÖELZER

Contribuição da Instabilidade Centrífuga para dissipação de energia na região da Cadeia Vitória-Trindade/ Mario Göelzer das Neves. - Rio Grande: FURG, 2020.

xx p.

Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Rio Grande. Mestrado em Oceanologia. Área de Concentração: Física dos Oceanos e Clima.

1. Instabilidade Centrífuga. 2. Dinâmica de submesoescala. 3. Cadeia Vitória-Trindade. I. Contribuição da Instabilidade Centrífuga para dissipação de energia na região da Cadeia Vitória-Trindade

Agradecimentos

Meu agradecimento à minha família pelo suporte e motivação, aos professores Zé Luiz e Calil pela orientação, aos professores Leopoldo (FURG), Maurício Mata (FURG) e Alexandre Guerra (PETROBRAS) por participarem da banca de avaliação e pelos conselhos valiosos, a universidade, aos colegas e amigos de laboratório Claus Toretto, Orelha e Mogojohn e a todos mestres que de alguma forma contribuíram para minha formação.

Lista de Figuras

- 1.1 Mapa batimétrico da região da Cadeia Vitória-Trindade localizada na borda oeste da Bacia do Atlântico Sul como indicado no mapa localizado no canto inferior direito. A porção oeste da CVT é formada pelo Banco de Abrolhos (AB), Banco de Besnard (BB) e o Monte Submarino Vitória (SV). Os contornos tracejados representam a circulação esquemática da CB. Ao sul da CVT, parte da CB recircula formando o Vórtice de Vitória [e.g. Schmid et al., 1995]. Os contornos pretos representam as isolinhas de 500 a 5000 metros com intervalo de 500 metros. Os dados batimétricos são originados da versão ETOPO1. 16
- 1.2 Ilustração esquemática que relaciona o ângulo ϕ_{R_i} e as variedades de instabilidades que ocorrem quando $f q < 0$ em vórtices anticiclônicos. A dependência de ϕ_{R_i} da estratificação e dos efeitos mecânicos também está indicada. A figura apresenta as instabilidades gravitacional (verde), simétrica/gravitacional (azul), simétrica (amarela), centrífuga (cinza) e a região estável (vermelho). 18
- 3.1 (a) Snapshot da SST ($^{\circ}\text{C}$) no Atlântico Sul Oeste obtida pelo ROMS com resolução horizontal de ~ 3 km do dia 1 de janeiro. Os contornos tracejados demarcam a área de estudo deste trabalho a qual é ampliada ao lado. (b) Snapshot da SST na porção oeste da CVT. Os contornos representam as isóbatas de 500 e 2000 metros. 21
- 3.2 (a) campo de energia cinética turbulenta média (cm^2s^{-2}) por unidade de massa obtido por meio dos dados do AOML. Os contornos vermelhos delimitam o domínio da simulação computacional. Os contornos pretos representam as isóbatas de 200 e 1000 metros, adaptado de Oliveira et al. [2009]. (b) campo de energia cinética turbulenta média (cm^2s^{-2}) por unidade de massa obtido a partir do ROMS. O contorno preto representa a isóbata de 200 metros. A barra de cores é comum aos valores encontrados nas figuras (a) e (b) 23

4.1	Bathymetry at the Vitória-Trindade Ridge region in the South Atlantic Ocean (see figure in the lower-right corner), showing the Abrolhos Bank (AB), Besnard Bank (BB) and Vitória Seamount (SV). The blue dashed lines represent the Brazil Current circulation. Immediately to the South of the VTR is formed a cyclonic eddy feature known by the Vitória Eddy. The black lines represents isobaths between 500 and 5000 meters with range of 500 meters. Source: ETOPO1.	27
4.2	Schematic illustrating the relation between the angle ϕ_{R_i} to the various overturning instabilities that arise when $f q < 0$ and the vorticity is anticyclonic. The dependence of ϕ_{R_i} on the baroclinicity and stratification is also indicated. The instabilities are gravitational (green), gravitational/symmetric (blue), symmetric (yellow), centrifugal (gray) and stable regions (red).	29
4.3	(a) Snapshot of SST ($^{\circ}\text{C}$) on 1 Jan in a high resolution simulation of western Atlantic Ocean with a horizontal grid resolution of $dx \sim 3$ km. (b) Zoom in the VTR region indicated by dashed line in (a). The black lines represents isobaths 500 and 2000 meters.	31
4.4	(a) Eddy kinect energy mean (cm^2s^{-2}) obtained through AOML data. The black lines represents the isobaths of 200 and 1000 meters, adapted of Oliveira et al. [2009]. The red lines delimit the domain of computer simulation showed in (b) Eddy kinect energy mean (cm^2s^{-2}) obtained through ROMS simulation. The black line represent the isobath of 200 meters. The colorbar is the same for both EKE fields.	32
4.5	Instantaneous surface relative vorticity ζ , normalized by f , for the Brazil Current along the Vitória-Trindade Ridge as simulated by ROMS in $z = -150$ meters. The velocities are presented as thickness variable stream lines to favor eddy development interpretation. The magnitude of the velocities is represented by thickness of the streamline, with maximum velocity of ~ 50 cm/s. Green contours show region of topographic generation of negative vorticity. Two IC development patterns were observed, through interaction with: (a) BB e SV in the winter and (b) AB in the summer.	33

4.6	(a-b) Vertical sections of potential vorticity, PV [$10^{-8} s^{-3}$] and (c-d) energy dissipation ϵ [$m^2 s^{-3}$], from upstream to downstream along the Abrolhos Bank (see yellow lines in figure 4.5b or figure in the right corner) showing a) positive PV generation within the bottom boundary layer, b) separation of the positive PV strip from the slope, c) energy dissipation before positive PV strip from the slope separation and d) intense small-scale instabilities and energy dissipation in the positive PV strip separated from the slope. Zonal velocity is shown in green contours with an interval of 2 cm s^{-1} and density is shown in black contours with an interval of $0,2 \text{ kg m}^{-3}$	35
4.7	Section of ϕ_{R_i} in yellow line in figure 4.5b (here reproduced in the lower-left corner). The color scheme is the same as that used in figure 4.2, showing stable (red) and centrifugal (gray), symmetric (yellow), gravitational/symmetric (blue) e gravitational (green) instabilities. The black contours show ϕ_C where $\phi_C > 45^\circ$	36
4.8	Richardson Diagram $\log_{10} N^2 $ and $\log_{10}(\partial\mathbf{u}/\partial z)^2$ in yellow line in figure 4.5b (here reproduced in the left corner) over a 1 year simulation for seasons (summer, autumn, winter and spring). The color scheme is the same as that used in figure 4.2, showing centrifugal (gray), symmetric (yellow), gravitational/symmetric (blue) e gravitational (green) instabilities. Stable regions are omitted. The CI occurs more often in winter and less often in summer.	37
4.9	Zonal and temporal means of N^2 [s^{-2}], $(\partial\mathbf{u}/\partial z)^2$ [s^{-2}] e $(\nabla \times \mathbf{u}) \cdot \mathbf{k}$ [s^{-1}] during summer and winter (extremes) in the Regions A and B (see figure in right corner). Region A - the region furthest from the topographic slope where CI does not occur and Region B - the region closest to the topographic slope where CI develops. The profiles indicate that the responsible by CI development are vertical shear velocity and vertical relative vorticity.	38
4.10	Vertical sections of conversion from MKE to EKE (HRS) [$Wm \text{ kg}^{-1}$] (see yellow lines in figure 4.5a or figure in the lower-right corner). The solid (dashed) black contours are meridional velocity isolines [$cm \text{ s}^{-1}$] in the equatorialward (poleward). The BC maximum velocity is $\sim 40 \text{ cm s}^{-1}$. Positive conversions from mean to eddy kinetic energy are seen in the regions of sustained positive potential vorticity generation are due to the lateral shear.	39

4.11	Zonal and depth-integrated conversion from MKE to EKE (HRS) [$Wm kg^{-1}$] (right) as a function of latitude and time (monthly means) over a 1 year simulation in the VTR region (left). Topography is shown in black contours at 150 and 2.000 meters isobaths. Immediately to the South of the VTR are founded the maximum values of conversion from MKE to EKE in the winter. Inverse conversion from EKE to MKE are founded between $20^{\circ}S$ and $21^{\circ}S$, perhaps, where the BC reorganizes.	40
4.12	September month means depth-integrated terms of the EKE equation: (a-c) conversion from MKE to EKE (HRS) [$Wm kg^{-1}$], (b-d) energy dissipation, ϵ , [$Wm kg^{-1}$] and (e) conversion from EPE to EKE (VBF) [$Wm kg^{-1}$]. Topography is shown in black contours at 150 and 2.000 meters isobaths. Bottom panels show a zoomed view in the region of strong generation along the Besnard Bank (black dashed rectangle in (a)). Locations of sustained generation of centrifugal instability correspond to EKE dissipation maximal. The vertical buoyancy flux (VBF) is negative in the region of instability. This is indicative of centrifugal instability, and diapicnal mixing. A smaller fraction of the EKE is converted to EPE through VBF.	41

Índice

Agradecimentos	iv
Lista de Figuras	v
Lista de Acrônimos e Abreviações	xi
Resumo	xii
Abstract	xiii
Capítulo I: Introdução	14
Capítulo II: Objetivos	21
2.1. Objetivo Geral	21
2.2. Objetivos Específicos	21
Capítulo III: Material e Métodos	22
Capítulo IV: Artigo Científico	25
4.1. Introduction	26
4.2. Theoretical Background	28
4.3. Data and Methods	30
4.4. Results and Discussion	31
4.5. Conclusions	40
Capítulo V: Síntese da Discussão e Conclusão	43
5.1. Sugestão de Trabalhos Futuros	44
Referências Bibliográficas	45

Lista de Acrônimos e Abreviações

A

AB - Banco de Abrolhos

AMSR - Advanced Microwave Scanning Radiometer

AOML - Atlantic Oceanograph and Metereological Laboratory

B

BB - Banco de Besnard

C

CB - Corrente do Brasil

CG - Corrente do Golfo

COADS - Comprehensive Ocean-Atmosphere Dataset

CUC - Corrente Subsuperficial da Califórnia

CVT - Cadeia Vitória-Trindade

R

ROMS - Regional Ocean Modelling System

S

SCOW - Scatterometer Climatology of Ocean Winds

SODA - Simple Ocean Data Assimilation

SV - Monte Submarino de Vitória

Resumo

Correntes de contorno oeste são feições oceânicas onde a maior parte da energia cinética média está concentrada e de elevada dissipação de energia. Instabilidades de submesoescala têm sido consideradas um importante mecanismo de dissipação de energia. Uma das instabilidades recentemente estudada, descreve a geração de fluxos de submesoescala através da interação de fluxos geostróficos com a topografia. Essa instabilidade é denominada instabilidade centrífuga. Na borda oeste do Atlântico Sul, a interação da corrente de contorno oeste em níveis superficiais, a Corrente do Brasil, e a topografia da Cadeia Vitória-Trindade, uma cadeia de montes submarinos em aproximadamente 20°S, é uma possível região de desenvolvimento da instabilidade. Com isso, o principal objetivo deste estudo foi investigar a existência da instabilidade centrífuga na região da Cadeia Vitória-Trindade e sua contribuição para a dissipação de energia. Foram observados dois padrões de desenvolvimento da instabilidade. Em um deles, a Corrente do Brasil, que flui em direção às altas latitudes, interage com a borda do Banco Besnard induzindo o desenvolvimento da instabilidade. A instabilidade nesta região desenvolveu-se principalmente no inverno. A análise energética mostra que altos valores de conversão de energia cinética média para energia cinética turbulenta devido cisalhamentos horizontais da velocidade são encontrados nas mesmas regiões de desenvolvimento da instabilidade, chegando a valores diários de $3 \times 10^{-5} \text{ Wm kg}^{-1}$. Locais de conversão de energia cinética média para energia cinética turbulenta também correspondem a regiões onde são encontrados os maiores valores de dissipação de energia. A média mensal da taxa de dissipação de energia integrada verticalmente alcançou valores de $6 \times 10^{-6} \text{ Wm kg}^{-1}$. Uma pequena fração da energia cinética turbulenta é convertida em energia potencial turbulenta através de fluxos de fluatibilidade verticais. A taxa de conversão de energia cinética turbulenta para energia potencial turbulenta dividida pela taxa de dissipação de energia devido processos que consideram a viscosidade fornece a eficiência para a mistura, apresentando uma eficiência de aproximadamente 15%.

Keywords: Instabilidade de submesoescala, Instabilidade Centrífuga, Corrente do Brasil, Cadeia Vitória-Trindade

Abstract

Western boundary currents represent sites of concentrated mean kinetic energy (MKE) and elevated eddy energy dissipation. Ageostrophic submesoscale instabilities have been implicated as routes in the dissipation of the kinetic energy of the circulation as they can drive a down-scale energy cascade. There is a more recent and much less studied mechanism associated with the generation of submesoscale flows by interaction of geostrophic flows with steep topographic slopes, called centrifugal instability. In the south-west Atlantic a possible site for the development of centrifugal instability is the region of the Vitória-Trindade Ridge (VTR), the main goal of this article is to investigate the existence and the CI contribution to energy dissipation in the VTR region. In the region of the Vitória-Trindade Ridge, two regions of instability development can be highlighted. One of them, the BC strongly interacts with topography as it flows through the AB-BB channel. The main responsible for CI triggering are the increase of the vertical shear velocity and vertical relative vorticity and occur mainly in winter. The high positive conversions from mean to eddy kinetic energy values are founded downstream VTR in the same regions of sustained positive potential vorticity generation, reaching a value of $3 \times 10^{-5} \text{ Wm kg}^{-1}$. Locations of sustained conversion from mean to eddy kinetic energy correspond to EKE dissipation maximal. The vertically integrated monthly mean dissipation rates of EKE reach values about $-6 \times 10^{-6} \text{ Wm kg}^{-1}$. A smaller fraction of the EKE is converted to EPE through VBF. The ratio of the EKE converted to potential energy divided by the EKE lost to viscous dissipation gives the efficiency of the mixing, this efficiency is about 15%.

Keywords: Submesoscale instability, Centrifugal instability, Brazil Current, Vitória-Trindade Ridge

Capítulo I

Introdução

A circulação do oceano varia em um amplo intervalo de escalas espaciais e temporais e resulta de forçantes como a maré, consequência da força gravitacional exercida principalmente pela lua, e de forçantes como o vento e fluxos de calor, consequências da incidência da radiação solar no planeta. Os caminhos que a energia fornecida pelas forçantes percorre no oceano, alterando sua escala e natureza até ser dissipada, ainda não são totalmente compreendidos. Nesse contexto, McWilliams et al. [2001] e McWilliams [2003] consideram que o maior desafio da oceanografia física moderna é descrever os mecanismos responsáveis por transferir a energia da larga-mesoescala até a microescala, onde será dissipada através de processos afetados pela viscosidade.

O vento é responsável pela maior parte da energia fornecida para o oceano. Estimativas grosseiras são geralmente deduzidas a partir do trabalho do vento dado por $\vec{\tau} \cdot \vec{u}_s$, onde $\vec{\tau}$ [Nm^{-2}] é a tensão do vento na superfície do oceano e \vec{u}_s [ms^{-1}] é a medida da velocidade de deriva da água em superfície [Stern, 1975]. Desconsiderando as incertezas nas estimativas de \vec{u}_s [e.g. Arduin et al., 2009] e nas estimativas de $\vec{\tau}$ [e.g. Geernaert et al., 1986], a taxa atual de fluxo de energia fornecida pelo vento é de aproximadamente 60 TW. O fluxo apresenta uma considerável variação espacial e sazonal, onde cerca de 2/3 do fluxo de energia médio ocorre no hemisfério Sul, fortemente influenciado pelos ventos que circundam o continente Antártico [Wang and Huang, 2004]. Uma vez no oceano, a maior parte da energia é utilizada na geração de ondas de gravidade superficiais e cerca de 1,3 - 2,11 TW é transferida para os fluxos geostróficos de superfície, tais como as correntes de contorno oeste [e.g. Wunsch, 1998, Rimac et al., 2016].

As correntes de contorno oeste são feições caracterizadas por altos valores de energia cinética e são dominadas por processos de instabilidades. Os primeiros mecanismos responsáveis pela extração da energia desses fluxos médios são as instabilidades barotrópicas e baroclínicas, amplamente estudados na literatura [e.g.]PED87, PROVOST87, CSH94, CRN96, PED03, AZD08. As instabilidades barotrópicas e baroclínicas extraem a energia do fluxo médio com a formação de vórtices de me-

soesca que possuem escalas espaciais da ordem de 10-100 km e escalas temporais da ordem de meses a anos. No entanto, qualquer outro processo de dissipação é inibido pelo fato de vórtices de mesoesca, assim como os fluxos de larga esca, estarem aproximadamente em balanço geostrófico e hidrostático. Essas condições, associadas a regiões onde as variações da vorticidade planetária são negligenciáveis, ocasionam uma divergência nula da velocidade horizontal, que por sua vez confina a circulação no plano horizontal [Müller et al., 2005]. Essa dinâmica balanceada possibilita, inclusive, a transferência de energia da mesoesca para a larga esca, fenômeno conhecido como cascata inversa [Charney, 1971]. Portanto, tal dinâmica balanceada não fornece uma eficiente rota para a dissipação de energia, sendo necessários outros mecanismos para extrair a energia. Diversos mecanismos podem extrair a energia dos fluxos geostróficos para movimentos não-balanceados. Alguns desses mecanismos são as instabilidades ageostróficas [Müller et al., 2005].

Diferentes tipos de instabilidades ageostróficas podem fornecer uma rota para transferir a energia contida em movimentos de mesoesca balanceados para movimentos de submesoesca desbalanceados [e.g. Asaro et al., 2011, Taylor and Ferrari, 2009, Thomas et al., 2008]. Algumas das instabilidades ageostróficas ocorrem quando o sinal da vorticidade potencial de Ertel (PV) tem sentido contrário ao da vorticidade planetária [Hoskins, 1974], isto é

$$fq = f(f\hat{k} + \nabla \times \mathbf{u}) \cdot \nabla b < 0 \quad (\text{I.1})$$

onde q [s^{-3}] é a vorticidade potencial de Ertel, f [s^{-1}] é o parâmetro de Coriolis, $\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y, \partial/\partial z)$ [m^{-1}] é o operador nabla, $\mathbf{u} = (u, v, w)$ [ms^{-1}] é o vetor velocidade e $b = -g\rho/\rho_0$ [ms^{-2}] é a flutuabilidade (onde g [ms^{-2}] é a gravidade, ρ [$kg\ m^{-3}$] é a densidade e ρ_0 [$kg\ m^{-3}$] é a densidade de referência). As instabilidades são caracterizadas por diferentes nomes dependendo se a vorticidade relativa, estratificação ou baroclinicidade foi responsável pela mudança do sinal da vorticidade potencial de Ertel. Para fluxos onde a componente vertical de q , isto é, $f[f + (\partial v/\partial x - \partial u/\partial y)]N^2 < 0$ e $N^2 > 0$ onde $N^2 = \partial b/\partial z$ [s^{-2}] é a frequência de Brunt-Väisälä, a instabilidade desenvolvida é denominada de instabilidade centrífuga. A instabilidade centrífuga pode ser considerada uma instabilidade barotrópica de submesoesca, uma vez que é gerada por cisalhamentos horizontais da velocidade.

Jiao and Dewar [2015], examinaram a energética da instabilidade centrífuga com o objetivo de caracterizar a instabilidade e assim desenvolver um quadro no qual se possa estimar seus impactos regionais e globais. Os autores concluíram que a instabilidade centrífuga é muito eficiente para gerar mistura, estimando para um estudo de caso que cerca de 10% da energia inicial foi utilizada para mistura local.

No entanto, a mistura é importante regionalmente e de menor importância global, dada a especificidade regional.

Molemaker et al. [2015], utilizando uma simulação computacional de alta resolução, demonstraram o desenvolvimento da instabilidade pela interação entre a Corrente Subsuperficial da Califórnia (CUC), que flui em direção às altas latitudes, e a Baía de Monterey, na borda leste do Pacífico Norte. A instabilidade se inicia com o desenvolvimento de uma estreita faixa de vorticidade relativa vertical negativa devido a interação da CUC com o talude. Ao sul da Baía de Monterey ocorre uma mudança brusca de orientação da costa, onde a CUC perde o contato com o talude e gera um vórtice anticiclônico de mesoescala. Algumas regiões do vórtice apresentam a vorticidade relativa vertical negativa maior que a vorticidade planetária, tornando a vorticidade potencial de Ertel negativa e instigando o desenvolvimento da instabilidade centrífuga.

Dewar et al. [2015], também estudando a instabilidade centrífuga gerada pela interação da CUC com a Baía de Monterey, utilizaram diferentes rodadas de simulações computacionais com diferentes resoluções, com o intuito de identificar o local preferido de ocorrência da mistura diapicnal. Comparando as diferentes saídas os autores demonstraram que para as simulações com resoluções mais finas a mistura diapicnal normalmente causada pela instabilidade de Kelvin-Helmholtz é preterida pela mistura diapicnal causada pela instabilidade centrífuga.

Gula et al. [2016], utilizando uma simulação computacional de alta resolução, demonstraram o desenvolvimento da instabilidade centrífuga gerada pela interação da Corrente do Golfo (CG) com os bancos das Bahamas na borda oeste do Atlântico Norte. A instabilidade se desenvolve através da vorticidade relativa vertical negativa induzida pela interação da CG com os bancos. Os autores demonstraram que a região de desenvolvimento da instabilidade coincide com a região onde se encontram as maiores taxas de conversão de energia cinética média para energia cinética turbulenta, os maiores valores de dissipação de energia e os maiores valores de energia cinética turbulenta sendo convertida em energia potencial turbulenta, conversão que indica a ocorrência de mistura diapicnal.

Na borda oeste do Atlântico Sul, um possível local de desenvolvimento da instabilidade centrífuga é a região da Cadeia Vitória-Trindade (CVT) (Figura 1.1). Localizada em $\approx 20^\circ\text{S}$, a CVT é uma sequência quase zonal de montes submarinos com alturas típicas de 4000 metros e com topos a algumas dezenas de metros de profundidade. Com uma extensão de aproximadamente 1000 km, a CVT é formada na sua porção oeste pelo Banco de Abrolhos (AB), o Banco de Besnard (BB) e o Monte Submarino Vitória (SV) e no extremo leste pela porção emersa, as ilhas de Trindade e Martin-Vaz [Motoky et al., 2012].

Na borda oeste do Atlântico Sul, a circulação superficial é dominada pela Cor-

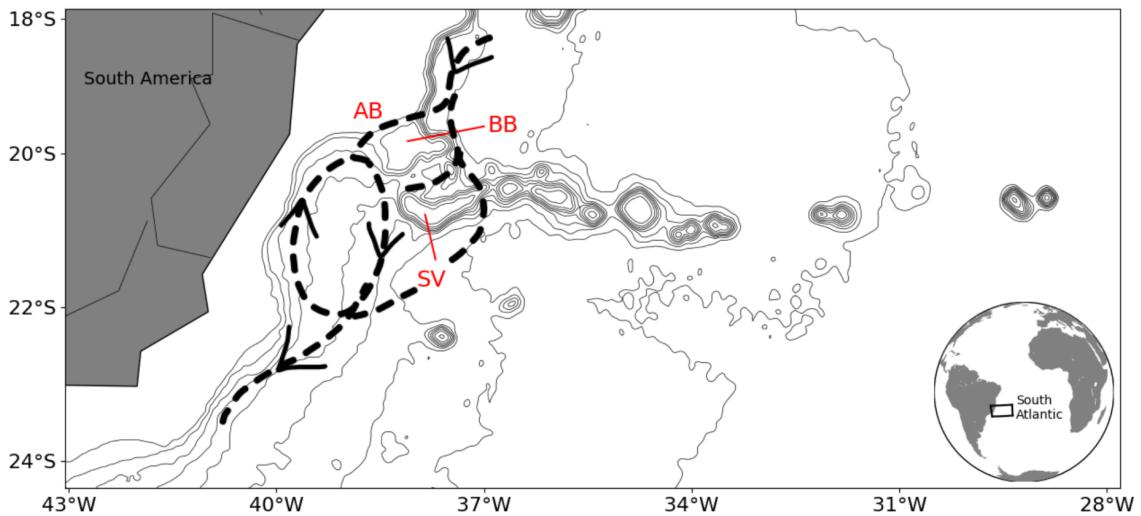


Figura 1.1: Mapa batimétrico da região da Cadeia Vitória-Trindade localizada na borda oeste da Bacia do Atlântico Sul como indicado no mapa localizado no canto inferior direito. A porção oeste da CVT é formada pelo Banco de Abrolhos (AB), Banco de Besnard (BB) e o Monte Submarino Vitória (SV). Os contornos tracejados representam a circulação esquemática da CB. Ao sul da CVT, parte da CB recircula formando o Vórtice de Vitória [e.g. Schmid et al., 1995]. Os contornos pretos representam as isolinhas de 500 a 5000 metros com intervalo de 500 metros. Os dados batimétricos são originados da versão ETOPO1.

rente do Brasil (CB). A CB é a corrente de contorno oeste associada ao giro subtropical do Atlântico Sul. Do seu local de formação até a CVT, a CB é caracterizada como um fluxo resultante de sucessivas células de recirculação, consequência do efeito combinado de fortes variações na orientação da costa e do cisalhamento vertical da CB com a corrente de contorno oeste em níveis intermediários que flui em sentido oposto na camada subjacente [e.g. Soutelino et al., 2011, 2013]. Na região da CVT, a CB é caracterizada como uma corrente rasa com aproximadamente 500 metros de profundidade, com velocidade média de 40 cm/s e transportando aproximadamente 4 Sv em direção às altas latitudes [e.g. Evans et al., 1983, Evans and Signorini, 1985, Passos, 2012, Stramma, 1991]. A CB cruza a CVT através dos canais formados entre os montes submarinos da porção oeste, principalmente entre o AB e BB e SV. Ao sul da CVT, ao interagir com a topografia, parte da CB recircula formando o Vórtice de Vitória e parte se reorganiza em um fluxo bem definido em direção as altas latitudes, como apresentado na figura 1.1. O Vórtice de Vitória é uma feição de mesoescala, caracterizada por um giro ciclônico com em média algumas dezenas de km de diâmetro e algumas centenas de metros de profundidade [e.g. Schmid et al., 1995, Campos, 2006, Arruda et al., 2013].

O critério para determinar o desenvolvimento da instabilidade centrífuga pode ser expressado em função do *número de Richardson Gradiente* [e.g. Haine and Marshall, 1998]. O número de Richardson Gradiente, R_i , é um parâmetro adimensional e pode ser visto como um indicador da estabilidade dinâmica local, relacionando a estratificação e efeitos mecânicos representados pelo cisalhamento vertical da velocidade [e.g. Haine and Marshall, 1998]. Em vórtices anticiclônicos, a variedade de instabilidades ocorrem quando o número de Richardson Gradiente

$$R_i = \frac{N^2}{(\partial \mathbf{u} / \partial z)^2} < \frac{f}{f + \zeta} \quad (\text{I.2})$$

A instabilidade centrífuga ocorre quando o número de Richardson se encontra no intervalo [e.g. Haine and Marshall, 1998]

$$1 < R_i < \frac{f}{f + \zeta} \quad \text{se} \quad f\zeta < 0 \quad (\text{I.3})$$

onde $\zeta = (\nabla \times \mathbf{u}) \cdot \mathbf{k}$ [s^{-1}] é a vorticidade relativa vertical. Uma forma de transformar o intervalo infinito, $-\infty < R_i < +\infty$, em um intervalo finito, é através da introdução do parâmetro adimensional denominado ângulo de Richardson [e.g. Haine and Marshall, 1998], ϕ_{R_i} , que é expresso por

$$\phi_{R_i} = \tan^{-1} \left(\frac{N^2}{(\partial \mathbf{u} / \partial z)^2} \right) \quad (\text{I.4})$$

As instabilidades ocorrerão quando

$$\phi_{R_i} < \phi_c \equiv \tan^{-1} \left(\frac{f}{f + \zeta} \right) \quad (\text{I.5})$$

onde ϕ_c , denominado *ângulo de corte*, é o ângulo a partir do qual o local de análise é considerado estável [e.g. Haine and Marshall, 1998]. O ângulo de Richardson é útil tanto para determinar o intervalo de ocorrência das instabilidades como também para diferenciá-las (Figura 1.2).

Considerando vórtices anticiclônicos, para uma estratificação instável, $N^2 < 0$ e $R_i < -1$, a instabilidade desenvolvida é a instabilidade puramente gravitacional e portanto $-90^\circ < \phi_{R_i} < -45^\circ$. Para uma estratificação instável, $N^2 < 0$ e $-1 < R_i < 0$, uma instabilidade híbrida desenvolve-se e é denominada de instabilidade gravitacional/simétrica, onde $-45^\circ < \phi_{R_i} < 0^\circ$. Para estratificações estáveis, isto é $N^2 > 0$, quando $0 < R_i < 1$ a instabilidade desenvolvida é denominada instabilidade simétrica e $0^\circ < \phi_{R_i} < 45^\circ$ e quando $1 < R_i < f/(f + \zeta)$ a instabilidade desenvolvida é denominada instabilidade centrífuga e $45^\circ < \phi_{R_i} < \phi_c$. Para estratificações estáveis e $R_i > f/(f + \zeta)$ ou $\phi_{R_i} > \phi_c$ o local é considerado estável [e.g. Haine and Marshall,

1998].

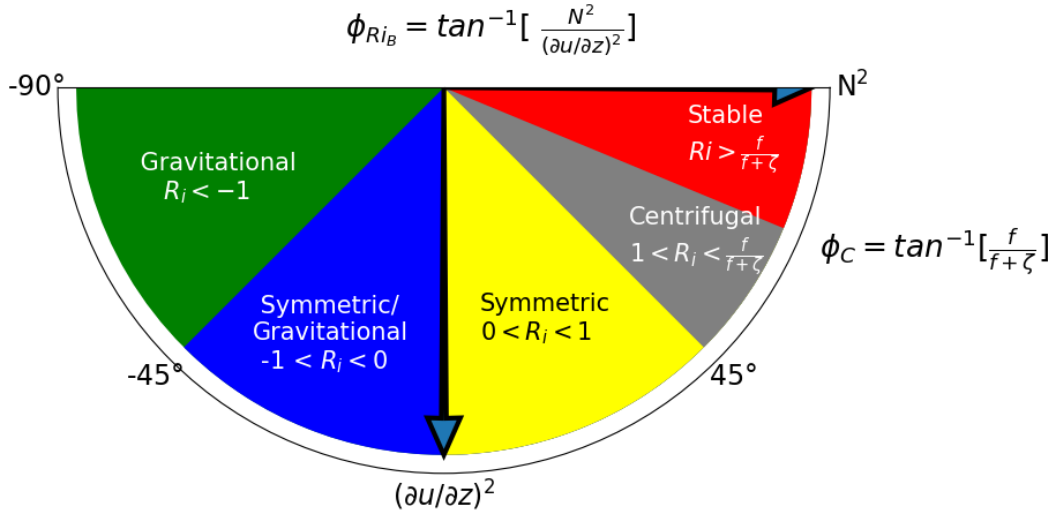


Figura 1.2: Ilustração esquemática que relaciona o ângulo ϕ_{R_i} e as variedades de instabilidades que ocorrem quando $f q < 0$ em vórtices anticiclônicos. A dependência de ϕ_{R_i} da estratificação e dos efeitos mecânicos também está indicada. A figura apresenta as instabilidades gravitacional (verde), simétrica/gravitacional (azul), simétrica (amarela), centrífuga (cinza) e a região estável (vermelho).

Outra forma de distinguir as diferentes variedades de instabilidades é através da fonte de energia utilizada para o seu desenvolvimento [e.g. Haine and Marshall, 1998]. Essa energia utilizada para o desenvolvimento das instabilidades é oriunda de uma combinação da energia cinética média, através dos cisalhamentos horizontais e vertical da velocidade, e da energia potencial disponível, associada a movimentos convectivos. A contribuição relativa entre essas fontes de energia é o que diferencia cada uma das variedades de instabilidades. Para um estado básico de não fluxo e gradiente de densidade instável, uma instabilidade puramente gravitacional é gerada com energia cinética turbulenta fornecida pelo fluxo de flutuabilidade, com uma taxa dada por

$$VBF = \overline{w'b'} \quad (1.6)$$

onde VBF [$m^2 s^{-3}$] é a taxa de conversão de energia potencial turbulenta para energia cinética turbulenta a partir do fluxo de flutuabilidade. A partir desse ponto variáveis com barra indicam valores médios e com linha indicam desvios sobre a média. Para uma estratificação estável e um fluxo somente sem cisalhamento vertical de velocidade, a instabilidade desenvolvida é denominada instabilidade centrífuga [e.g. Haine and Marshall, 1998]. A instabilidade centrífuga extrai energia cinética média por meio do cisalhamento lateral da velocidade, com uma taxa dada por

$$HRS = -\overline{\mathbf{u}'v'} \cdot \frac{\partial \overline{\mathbf{u}}}{\partial y} - \overline{\mathbf{u}'u'} \cdot \frac{\partial \overline{\mathbf{u}}}{\partial x} \quad (1.7)$$

onde HRS [m^2s^{-3}] é a taxa de conversão de energia cinética média para energia cinética turbulenta a partir do cisalhamento horizontal da velocidade. Para uma estratificação estável e um fluxo somente com cisalhamento vertical de velocidade, a instabilidade desenvolvida é denominada instabilidade simétrica [e.g. Haine and Marshall, 1998]. A instabilidade simétrica extrai energia cinética média por meio do cisalhamento vertical da velocidade, com uma taxa dada por

$$VRS = -\overline{\mathbf{u}'w'} \cdot \frac{\partial \overline{\mathbf{u}}}{\partial z} \quad (\text{I.8})$$

onde VRS [m^2s^{-3}] é a taxa de conversão de energia cinética média para energia cinética turbulenta a partir do cisalhamento vertical da velocidade.

A taxa de dissipação de energia cinética turbulenta (ϵ) devido a processos que consideram a viscosidade é dada por [e.g. von Storch et al., 2012]

$$\epsilon = \epsilon_h + \epsilon_v = \nu_h \overline{\mathbf{u}'} \cdot \nabla_h^2 \overline{\mathbf{u}'} + \nu_v \overline{\mathbf{u}'} \cdot \frac{\partial^2 \overline{\mathbf{u}'}}{\partial z^2} \quad (\text{I.9})$$

onde ϵ [m^2s^{-3}] é a taxa de dissipação de energia por processos que consideram a viscosidade, $\nabla_h^2 = (\partial^2/\partial x^2 + \partial^2/\partial y^2)$ [m^{-2}] é o laplaciano horizontal, ν_v e ν_h [m^2s^{-1}] são os coeficientes de viscosidade turbulenta vertical e horizontal, respectivamente [e.g. von Storch et al., 2012].

Capítulo II

Objetivos

2.1 Objetivo Geral

Considerando o padrão de circulação da CB na região da CVT e as condições suficientes e necessárias para o desenvolvimento da instabilidade centrífuga, o estudo tem como principal objetivo investigar a existência e a contribuição da instabilidade centrífuga para a dissipação de energia na região da CVT, utilizando um modelo computacional de alta resolução.

2.2 Objetivo Específicos

- identificar as regiões onde a vorticidade relativa vertical positiva apresenta o sinal contrário e maior valor absoluto que a vorticidade planetária
- determinar a variabilidade espacial e temporal da instabilidade centrífuga na região da Cadeia Vitória-Trindade
- identificar a influência dos termos presente no critério para o desenvolvimento da instabilidade centrífuga
- quantificar e determinar a variabilidade espacial e temporal da taxa de conversão da energia utilizada para o desenvolvimento da instabilidade
- identificar e quantificar a taxa de dissipação de energia e a eficiência na mistura diapicnal vertical

Capítulo III

Material e Métodos

A simulação de alta resolução da Corrente do Brasil é realizada com a utilização do *Regional Ocean Modelling System* (ROMS) [e.g. Shchepetkin and McWilliams, 2005]. O modelo resolve as equações primitivas, hidrostática e de superfície livre do oceano. A simulação de larga escala nesse estudo compreende a porção oeste do Atlântico Sul (Figura 3.1). A resolução meridional varia entre $0,024^\circ$ e $0,028^\circ$ entre as latitudes de 11°S e 29°S e a resolução zonal é de $0,028^\circ$ entre as longitudes 50°W e 19°W . As resoluções são consideradas adequadas para resolver movimentos

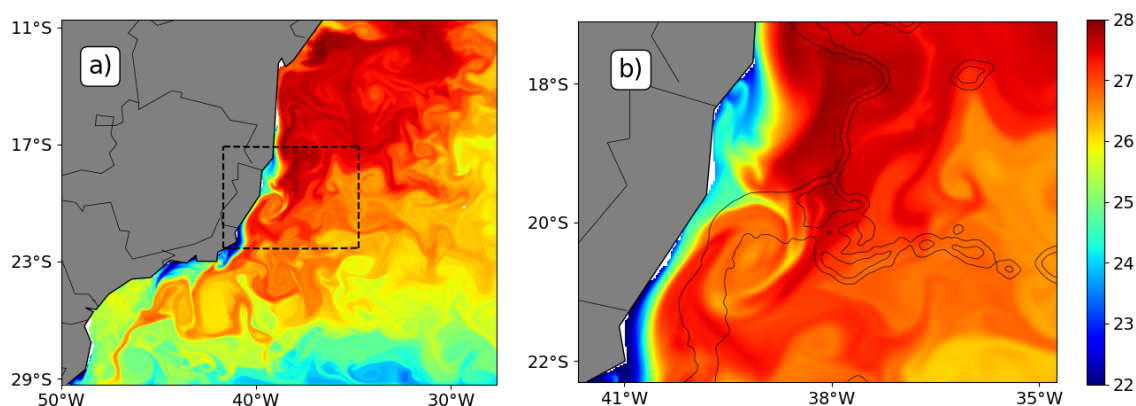


Figura 3.1: (a) Snapshot da SST ($^\circ\text{C}$) no Atlântico Sul Oeste obtida pelo ROMS com resolução horizontal de ~ 3 km do dia 1 de janeiro. Os contornos tracejados demarcam a área de estudo deste trabalho a qual é ampliada ao lado. (b) Snapshot da SST na porção oeste da CVT. Os contornos representam as isóbatas de 500 e 2000 metros.

da submesoescala no intervalo de 1 - 30 km. A simulação é forçada em superfície pela média climatológica mensal do escaterômetro QuickSAT (SCOW) para o vento [Risien and Chelton, 2008], *Comprehensive Ocean-Atmosphere Dataset* (COADS) [Silva et al., 1994] para os fluxos de calor e médias climatológicas oriundas do *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) para as condições de contorno e iniciais. A

coordenada vertical é representada por 30 níveis e a simulação forneceu médias diárias das velocidades horizontais e vertical [m/s], temperatura [°C], salinidade e os coeficientes de viscosidade horizontal e vertical [m^2s^{-1}] pelo período de um (1) ano.

Os campos médios de temperatura e salinidade da superfície do oceano obtidos por meio da simulação foram validados através de comparação com dados de observações de satélite. Para a temperatura foi utilizada uma média de 5 anos de dados de SST do sensor AMSR-2/Aqua (Advanced Microwave Scanning Radiometer) [Wentz et al., 2014]. Os valores médios de salinidade da superfície do oceano foram validados através da comparação com uma média de 4 anos de dados do satélite da missão SMAP (Soil Moisture Active Passive/NASA). Os dados de salinidade foram obtidos em https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/SMAP_JPL_L3_SSS_CAP_MONTHLY_V4 [Meissner et al., 2019]. Os campos médios de temperatura e salinidade obtidos a partir da simulação apresentaram erros percentuais inferiores a 10% quando comparados aos campos médios obtidos a partir das observações por satélite.

A CB apresentou os padrões característicos de circulação descritos na literatura [e.g. Arruda et al., 2013, Evans et al., 1983, Evans and Signorini, 1985, Passos, 2012, Schmid et al., 1995, Stramma, 1991]. De acordo com Soutelino et al. [2011] e Soutelino et al. [2013], a CB caracterizou-se como um fluxo resultante de sucessivas células de recirculação do seu local de formação até a CVT. Nesta região, a CB cruza pelos canais formados na sua porção oeste com velocidade média de aproximadamente 20 cm/s, uma profundidade de cerca de 200 metros e transportando em torno de 3 Sv em direção às altas latitudes, se aproximando dos valores encontrados na literatura [e.g. Evans et al., 1983, Evans and Signorini, 1985, Passos, 2012, Stramma, 1991]. Ao cruzar a CVT, parte da CB recircula na Baía de Tubarão formando o Vórtice de Vitória e parte se reorganiza em uma corrente bem definida, em aproximadamente 23°S [e.g. Arruda et al., 2013, Schmid et al., 1995]. As flutuações das velocidades calculadas com os dados da modelagem foram validadas por meio da comparação com o campo de energia cinética turbulenta média obtido por Oliveira et al. [2009]. Os autores obtiveram os seus resultados a partir de dados de boias de deriva superficial os quais cobrem um período de 13 anos, partindo de Janeiro de 1990 a Dezembro de 2005. Os dados foram obtidos de arquivos públicos do Global Drifter Data Assembly Center at the National Oceanographic and Atmospheric Administration's Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory (AOML) (Figura 3.2).

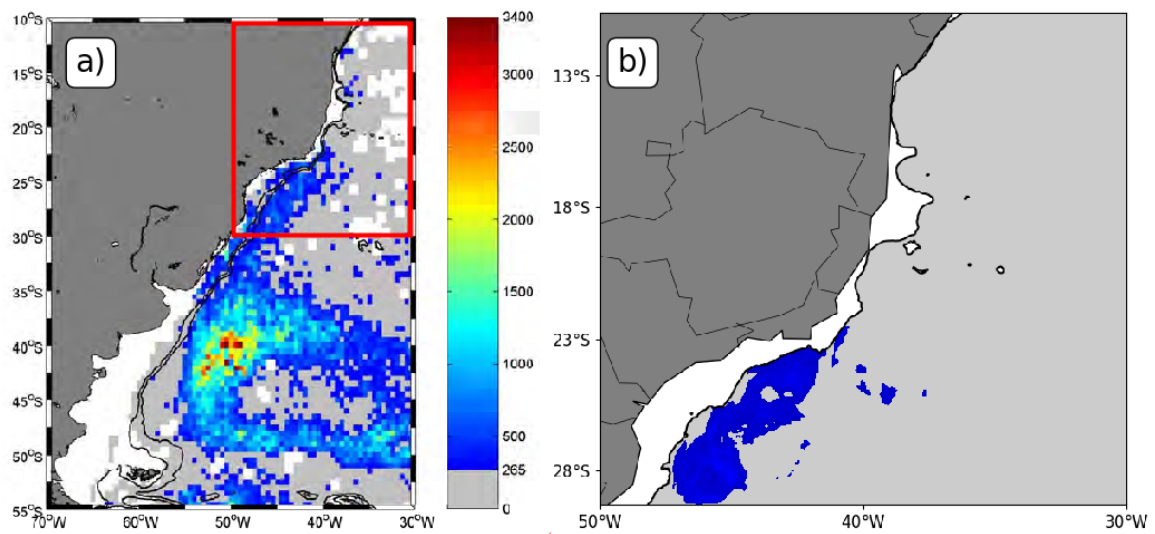


Figura 3.2: (a) campo de energia cinética turbulenta média (cm^2s^{-2}) por unidade de massa obtido por meio dos dados do AOML. Os contornos vermelhos delimitam o domínio da simulação computacional. Os contornos pretos representam as isóbatas de 200 e 1000 metros, adaptado de Oliveira et al. [2009]. (b) campo de energia cinética turbulenta média (cm^2s^{-2}) por unidade de massa obtido a partir do ROMS. O contorno preto representa a isóbata de 200 metros. A barra de cores é comum aos valores encontrados nas figuras (a) e (b)

Capítulo IV

Artigo Científico

Para a obtenção do título de Mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Oceanologia, é requerido que o discente realize a submissão de pelo menos um artigo científico como primeiro autor em periódico com corpo indexado. Desse modo, os resultados da pesquisa desenvolvida durante o período de mestrado e a discussão dos resultados serão apresentados em forma de artigo neste Capítulo. O manuscrito, de autoria de Mario Göelzer das Neves e José Luiz Lima de Azevedo, é intitulado **”Submesoscale instability and energy dissipation in the Brazil Current”** e foi submetido para publicação no periódico **”Progress in Oceanography”**.

Submesoscale instability and energy dissipation in the Brazil Current

4.1 Introduction

The general circulation of the ocean is driven as a result of the external forces including tides, winds and heat exchanges with the atmosphere. The routes of energy transfer and the contributions that the various sources of her make to the ocean mixing are not known with great certainty. In this context, McWilliams et al. [2001] and McWilliams [2003] consider that the greatest physical oceanography challenge is to describe the responsible processes to the down-scale transfer of energy, where it must be dissipated at small scales by viscosity processes.

The wind is responsible for most of the energy supplied to the ocean. Estimates are generally derived from a flux per unit area given by τu_s , where τ [Nm^{-2}] is the wind stress on the sea surface and u_s [ms^{-1}] is a measure of the drift speed of the water surface [e.g. Stern, 1975, Wunsch, 1998]. Despite the uncertainties in estimates of the drift speed [e.g. Arduin et al., 2009] and of the wind stress [e.g. Geernaert et al., 1986], the total wind power input into the global ocean is roughly 60 TW. The total wind power input presents a significant spatio-temporal variation, where about 2/3 of the average energy flow occurs in the Southern Hemisphere, strongly influenced by the winds around the Antarctic continent [Wang and Huang, 2004]. In the ocean, most of the energy is used to generate surface gravity waves and about 1.30 - 2.11 TW is transferred to surface geostrophic flows, like western boundary currents [e.g. Wunsch, 1998, Rimac et al., 2016].

Western boundary currents represent sites of concentrated mean kinetic energy (MKE) and elevated eddy energy dissipation. The first processes in to the down-scale transfer of energy in the general circulation are *barotropic and baroclinic instabilities*. [e.g. Azevedo et al., 2008, Cronin and Watts, 1996, Cushman-Roisin, 1994, Pelosky, 1987, Pelosky and Thomson, 2003, Provost and Verron, 1987]. Barotropic and baroclinic instabilities generate mesoscale eddies with spatial scales on the order of 10-100 km and time scales on the order of months to years. However, any further down-scale processes are inhibited because mesoscale eddies and large-scale flows are approximately in geostrophic momentum and hydrostatic balances. These motions are constrained by rotation and stratification and their dynamical evolution is governed by the Taylor-Proudman theorem (i.e., nearly 2D in this sense). The advective dynamics of this balance enable an up-scale transfer of energy toward larger scales, process called *Inverse Cascade* [Charney, 1971]. Such balanced dynamics does not

provide an efficient route for energy dissipation. Therefore, other processes that can transfer kinetic energy from the large scales across the intermediate scales to the small scales [Müller et al., 2005]. Ageostrophic instabilities have been implicated as routes in the dissipation of the kinetic energy of the circulation as they can drive a down-scale energy cascade [e.g. Capet et al., 2008, Gula et al., 2014]. A variety of instabilities can develop when the Ertel potential vorticity (PV), q , allows the opposite sign of the Coriolis parameter [Hoskins, 1974], i.e.

$$fq = f(f\mathbf{k} + \nabla \times \mathbf{u}) \cdot \nabla b < 0 \quad (\text{IV.1})$$

where q [s^{-3}] is the Ertel potential vorticity, f [s^{-1}] is the Coriolis parameter, $\mathbf{k} = (0, 0, 1)$, $\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y, \partial/\partial z)$ [m^{-1}] is the nabla operator, $\mathbf{u} = (u, v, w)$ [ms^{-1}] is the velocity, $b = -g\rho/\rho_0$ [ms^{-2}] is the buoyancy, g [ms^{-2}] is the gravity acceleration and ρ [$kg\ m^{-3}$] is the density. The instabilities that arise assume unique names depending on whether the vertical vorticity ($\partial v/\partial x - \partial u/\partial y$), stratification (N^2), or baroclinicity (horizontal PV) of the fluid is responsible for the low Potential Vorticity. For barotropic flows where $f[f + (\partial v/\partial x - \partial u/\partial y)]N^2 < 0$ e $N^2 > 0$ where $N^2 = \partial b/\partial z$ [s^{-2}] is the Brunt-Väisälä frequency, the instabilities that arise are called *centrifugal instability* (CI).

The energetics of centrifugal instability was examined to an evaluation of its regional and global importance Jiao and Dewar [2015]. The authors argues that CI is very efficient at mixing, where about 10% of the initial energy dissipation is used to local mixing. The mixing is less global significance given its regional specify. The CI was observed through computational simulations of the California Undercurrent (CUC) near the eastern boundary of the subtropical North Pacific wind gyre Molemaker et al. [2015]. The CUC flows poleward along the continental slope. It develops a narrow strip of large negative vertical vorticity through the turbulent boundary layer and bottom stress. Near Point Sur Ridge, south of Monterey Bay, the current separates, aided by topographic curvature and flow inertia. When this happens, the high-vorticity strip undergoes rapid to CI. The authors equally found elevated local dissipation and mixing. A regional numerical study of the California Current System near Monterey Bay, California was conducted by Dewar et al. [2015]. The authors argue that the mixing is primarily driven to CI in contrast to the normal Kelvin-Helmholtz instability and mixing increases background potential energy. The topographic generation of CI through high-resolution computer simulations was showed by Gula et al. [2016]. The Gulf Stream interacts with the Great Bahama Bank and the Little Bahama Bank on its anticyclonic side. The authors argue that locations of sustained generation of centrifugal instability correspond to

eddy kinetic energy (EKE) dissipation maximal. The CI convert MKE to EKE due horizontal velocity shears. The vertically integrated dissipation rates of EKE reach values up to $8 \times 10^{-4} \text{ W m kg}^{-1}$ and 20% EKE dissipation is converted to eddy potential energy (EPE) through of the mixing.

In the south-west Atlantic a possible site for the development of centrifugal instability is the region of the Vitória-Trindade Ridge (VTR) (Figure 4.1). The VTR is a quasi-zonal seamounts chain that stretches linearly from west to east at 21°S , beginning in the Abrolhos Bank (AB), Besnard Bank (BB) and Vitória Seamount (SV) ($\approx 38^\circ\text{W}$) and reaching its eastern most point at the Martin Vaz Archipelago and Trindade Island ($\approx 29^\circ\text{W}$). A total of eight disconnected seamounts emerge from the sea floor at depths of approximately 2000 m or more and reach depths of 50 to 100 m [Motoky et al., 2012].

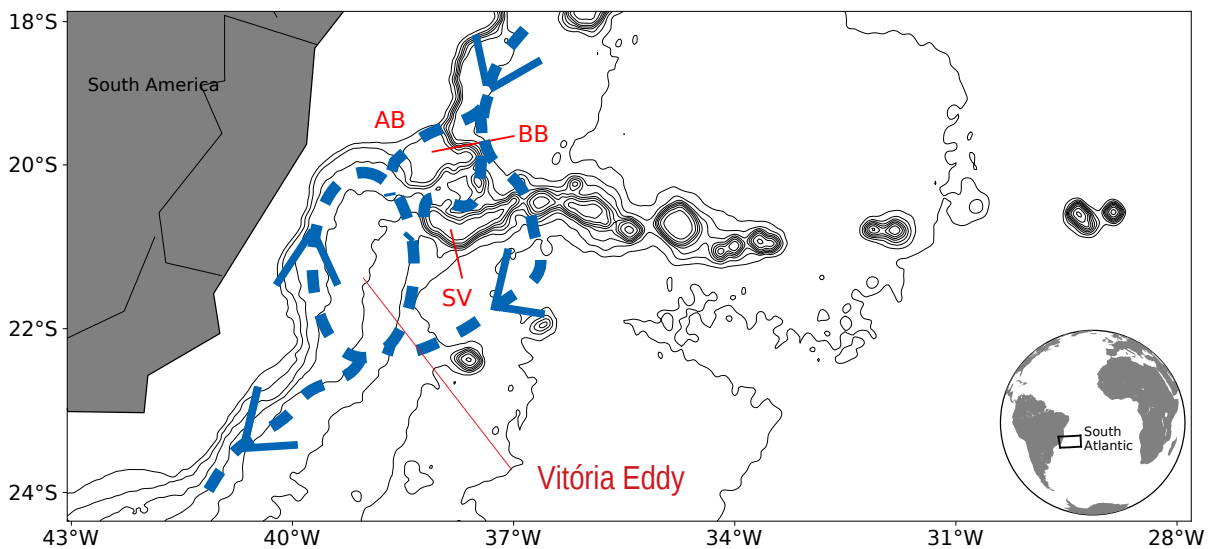


Figura 4.1: Bathymetry at the Vitória-Trindade Ridge region in the South Atlantic Ocean (see figure in the lower-right corner), showing the Abrolhos Bank (AB), Besnard Bank (BB) and Vitória Seamount (SV). The blue dashed lines represent the Brazil Current circulation. Immediately to the South of the VTR is formed a cyclonic eddy feature known by the Vitória Eddy. The black lines represents isobaths between 500 and 5000 meters with range of 500 meters. Source: ETOPO1.

The Brazil Current (BC) is the western boundary current into the South Atlantic Subtropical Gyre, which flows southwards along the Brazilian coast. From its place of origin to the VTR, BC is distinguished as being an mean flow of successive mesoscale eddies generated to topography and BC-NBUC (North Brazil Undercurrent) shear on the eddy activity in the near-surface flow, reported by the recent literature [e.g. Arruda et al., 2013, Campos, 2006, Soutelino et al., 2011, 2013]. The BC flow crosses the VTR region through the channels formed between the Abrolhos Bank,

Besnard Bank and the Victoria Seamount (Figure 4.1) as a shallow flow with approximately 500 meters deep, speed of 40 cm/s^{-1} and transporting 4 Sv poleward [e.g. Evans et al., 1983, Evans and Signorini, 1985, Passos, 2012, Stramma, 1991]. Immediately to the South of the VTR is formed a cyclonic eddy feature known by the Vitória Eddy (VE). The VE is described as a cyclonic eddy with diameter of $O(10^1)$ km and depth of $O(10^2)$ meters and reported to slowly translate northeastward [e.g. Campos, 2006, Arruda et al., 2013, Schmid et al., 1995].

Regarding the Brazil current flow across VTR and the required conditions to the CI growth, the main goal of this article is to investigate the existence and the CI contribution to energy dissipation in the VTR region. For this, the study aims: (i) to identify positive PV generation within the bottom boundary layer and separation of the negative PV strip from the slope, (ii) to determine the IC spatial and temporal variability and (iii) investigate the possible impact of topography on energy dissipation and mixing.

4.2 Theoretical background

The instability criterion can equivalently be expressed in terms of the balanced Richardson number (R_i) [e.g. Haine and Marshall, 1998]. The Ri, often used to describe the stability of stratified shear flow [e.g. Monin and Yaglom, 1971], is defined as the ratio of buoyancy frequency squared to vertical squared. A variety of instabilities can develop when its Richardson number

$$R_i = \frac{N^2}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} < \frac{f}{f + \zeta} \quad (\text{IV.2})$$

The IC arise when [e.g. Haine and Marshall, 1998]

$$1 < R_i < \frac{f}{f + \zeta} \quad \text{if} \quad f\zeta < 0 \quad (\text{IV.3})$$

where $\zeta = (\nabla \times \mathbf{u}) \cdot \mathbf{k}$ [s^{-1}] is the vertical relative vorticity. If we introduce the following angle

$$\phi_{R_i} = \tan^{-1} \left[\frac{N^2}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} \right], \quad (\text{IV.4})$$

the IC occurs when

$$45^\circ < \phi_{R_i} < \phi_c \equiv \tan^{-1} \left(\frac{f}{f + \zeta} \right) \quad (\text{IV.5})$$

where ϕ_c is called *cut angle* [e.g. Haine and Marshall, 1998]. The ϕ_{R_i} is useful for determining when instabilities occur and distinguish between the various instabilities that can result. Regarding the anticyclonic vorticity, For unstable stratification, $N^2 < 0$ e $R_i < -1$, gravitational instability develops and therefore $-90^\circ < \phi_{R_i} < -45^\circ$. For unstable stratification, $N^2 < 0$ and $-1 < R_i < 0$, hybrid gravitational/symmetric instability develops, where $-45^\circ < \phi_{R_i} < 0^\circ$. For stable stratification, *i.e.* $N^2 > 0$, when $0 < R_i < 1$, symmetric instability develops and $0^\circ < \phi_{R_i} < 45^\circ$. When $1 < R_i < f/(f + \zeta)$, centrifugal instability develops and $45^\circ < \phi_{R_i} < \phi_c$ [e.g. Haine and Marshall, 1998]. (Figure 4.2).

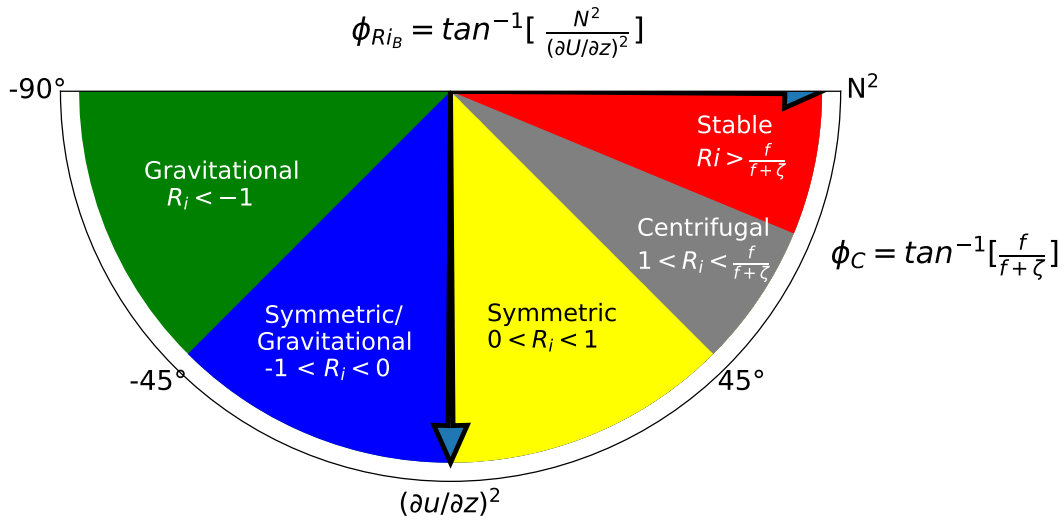


Figure 4.2: Schematic illustrating the relation between the angle ϕ_{R_i} to the various overturning instabilities that arise when $f q < 0$ and the vorticity is anticyclonic. The dependence of ϕ_{R_i} on the baroclinicity and stratification is also indicated. The instabilities are gravitational (green), gravitational/symmetric (blue), symmetric (yellow), centrifugal (gray) and stable regions (red).

The instabilities can be differentiated by their energy source's which vary with ϕ_{R_i} [e.g. Haine and Marshall, 1998]. The relative contributions of these energy sources to the KE budget differs for each instability. For a basic state with no flow and an unstable density gradient, pure gravitational instability is generated that gains KE through the vertical buoyancy flux (VBF) rate,

$$VBF = \overline{w'b'} \quad (\text{IV.6})$$

where VBF [m^2s^{-3}] is the EKE to EPE converted energy by vertical buoyancy flux. From this point, overbar indicates mean values and primes the anomalies [e.g. Haine and Marshall, 1998]. With stable stratification, no vertical shear, and $fg < 0$, centrifugal instability forms and extracts KE from the horizontally-sheared (HRS) geostrophic current at a rate given by

$$HRS = -\overline{\mathbf{u}'v'} \cdot \frac{\partial \overline{\mathbf{u}}}{\partial y} - \overline{\mathbf{u}'u'} \cdot \frac{\partial \overline{\mathbf{u}}}{\partial x} \quad (\text{IV.7})$$

where HRS [m^2s^{-3}] is the EKE to MKE converted energy by horizontal velocity shear [e.g. Haine and Marshall, 1998]. For a geostrophic flow with only vertical shear, symmetric instability develops and extracts KE from vertical shear production (VRS) at a rate given by

$$VRS = -\overline{\mathbf{u}'w'} \cdot \frac{\partial \overline{\mathbf{u}}}{\partial z} \quad (\text{IV.8})$$

where VRS [m^2s^{-3}] is the EKE to MKE converted energy by vertical velocity shear [e.g. Haine and Marshall, 1998]. The dissipation energy, ϵ , rate is given by

$$\epsilon = \nu_h \overline{\mathbf{u}'} \cdot \nabla_h^2 \overline{\mathbf{u}'} + \nu_v \overline{\mathbf{u}'} \cdot \frac{\partial^2 \overline{\mathbf{u}'}}{\partial z^2} \quad (\text{IV.9})$$

where ϵ [m^2s^{-3}] is the dissipation energy rate, $\nabla_h^2 = (\partial^2/\partial x^2 + \partial^2/\partial y^2)$ [m^{-2}] is the horizontal laplacian, ν_v e ν_h [m^2s^{-1}] are the vertical and horizontal eddy viscosity coefficient, respectively [e.g. von Storch et al., 2012].

4.3 Data and Methods

The high resolution simulation of Brazil Current is performed with *Regional Oceanic Modelling System* (ROMS) [e.g. Shchepetkin and McWilliams, 2005]. It solves the free surface, hydrostatic and primitive equations. The largest-scale simulation in this study covers the western South Atlantic (Figure 4.3). The meridional grid spacing resolution varies between $0,024^\circ$ and $0,028^\circ$ at the extremes of the grid around 29°S and 11°S and the horizontal grid spacing is $0,028^\circ$ at the grid around 50°W and 11°W , that allow us to adequately resolve submesoscale motions in the range 1 - 30

km. The simulation provides daily mean outputs for 1 year. The surface is forced by a mean monthly climatology of QuickSCAT scatterometer winds (SCOW) [Risien and Chelton, 2008], and heat fluxes from Comprehensive Ocean-Atmosphere Dataset (COADS) [Silva et al., 1994]. The open boundary and initial state are taken from the monthly Simple Ocean Data Assimilation (SODA) ocean climatology.

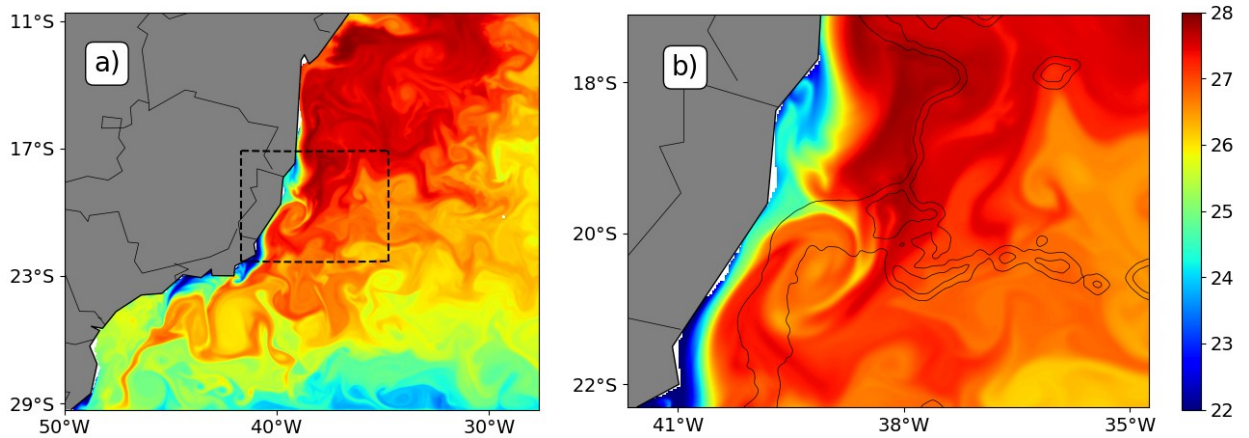


Figura 4.3: (a) Snapshot of SST ($^{\circ}\text{C}$) on 1 Jan in a high resolution simulation of western Atlantic Ocean with a horizontal grid resolution of $dx \sim 3$ km. (b) Zoom in the VTR region indicated by dashed line in (a). The black lines represent isobaths 500 and 2000 meters.

In the computer simulation, the BC presented the main features described in the literature [e.g. Arruda et al., 2013, Evans et al., 1983, Evans and Signorini, 1985, Passos, 2012, Schmid et al., 1995, Stramma, 1991]. From origin to VTR, BC is a mean flow of successive mesoscale eddies as described by [e.g. Soutelino et al., 2011, 2013]. The BC flow crosses the VTR region through the channels formed between the Abrolhos Bank, Besnard Bank and the Victoria Seamount with approximately 500 meters deep, speed of 20 cm/s^{-1} and transporting 3 ± 1.3 Sv poleward, next to [e.g. Evans et al., 1983, Evans and Signorini, 1985, Passos, 2012, Stramma, 1991]. Both Vitória Eddy (VE) and Intermediate Western Boundary Current (IWBC) were qualitatively represented as described by [e.g. Arruda et al., 2013, Schmid et al., 1995] and [e.g. Boebel et al., 1999]. The ROMS sea surface temperature (SST) and salinity (SSS) means were validated through temperature data from AMSR-2/Aqua (Advanced Microwave Scanning Radiometer) and salinity from SMAP (Soil Moisture Active Passive/NASA). The ROMS EKE mean were validated through EKE data from Global Drifter Data Assembly Center at the National Oceanographic and Atmospheric Administration's Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory (AOML), described by Oliveira et al. [2009] (Figure 4.4).

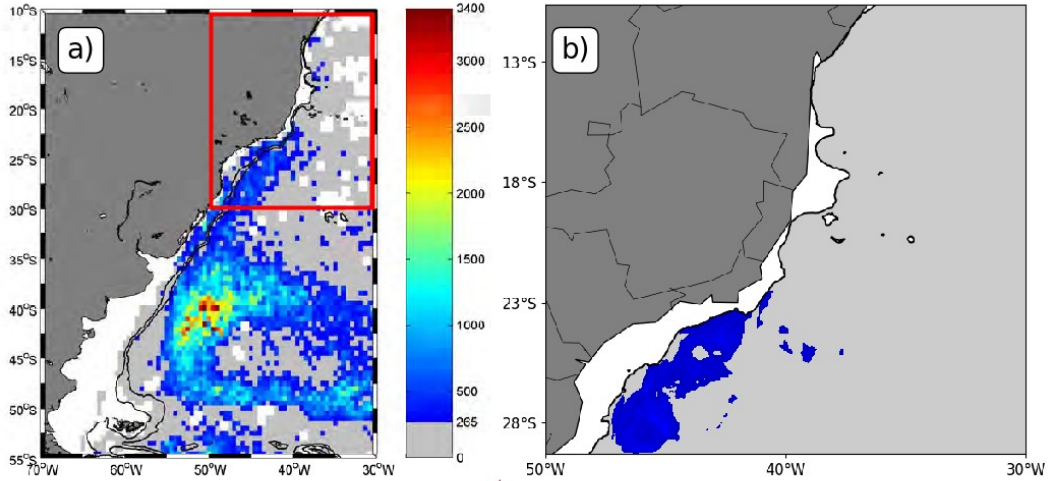


Figure 4.4: (a) Eddy kinetic energy mean (cm^2s^{-2}) obtained through AOML data. The black lines represent the isobaths of 200 and 1000 meters, adapted of Oliveira et al. [2009]. The red lines delimit the domain of computer simulation showed in (b) Eddy kinetic energy mean (cm^2s^{-2}) obtained through ROMS simulation. The black line represents the isobath of 200 meters. The colorbar is the same for both EKE fields.

4.4 Results and Discussion

To investigate the existence and the CI contribution to energy dissipation in the VTR region, the study aims to identify positive PV generation within the bottom boundary layer and separation of the negative PV strip from the slope, to determine the IC spatial and temporal variability and investigate the possible impact of topography on energy dissipation and mixing.

4.4.1 Positive PV generation

In the VTR zone, two main patterns of positive PV generation were observed in regions outside the oceanic boundary layers. The first pattern considers the characteristic BC poleward flow. The BC strongly interacts with topography as it flows through the AB-BB channel in the VTR (Figure 4.5a). The BC is constrained by the AB on its cyclonic side and the BB on its anticyclonic side. On the anticyclonic side, flow-topography interactions lead to barotropic shear instability. The topographic drag against the slope amplifies the anticyclonic shear by generating large positive vertical vorticity values within the sloped turbulent bottom boundary layer. The flow partially separates from the topography downstream from the VTR, and due to the large horizontal velocity shear, often becomes unstable to centrifugal instability. A similar positive PV generation is founded on the interaction of Gulf Stream with the Great Bahama Bank and the Little Bahama Bank on the Northwest Atlantic

Ocean [Gula et al., 2016].

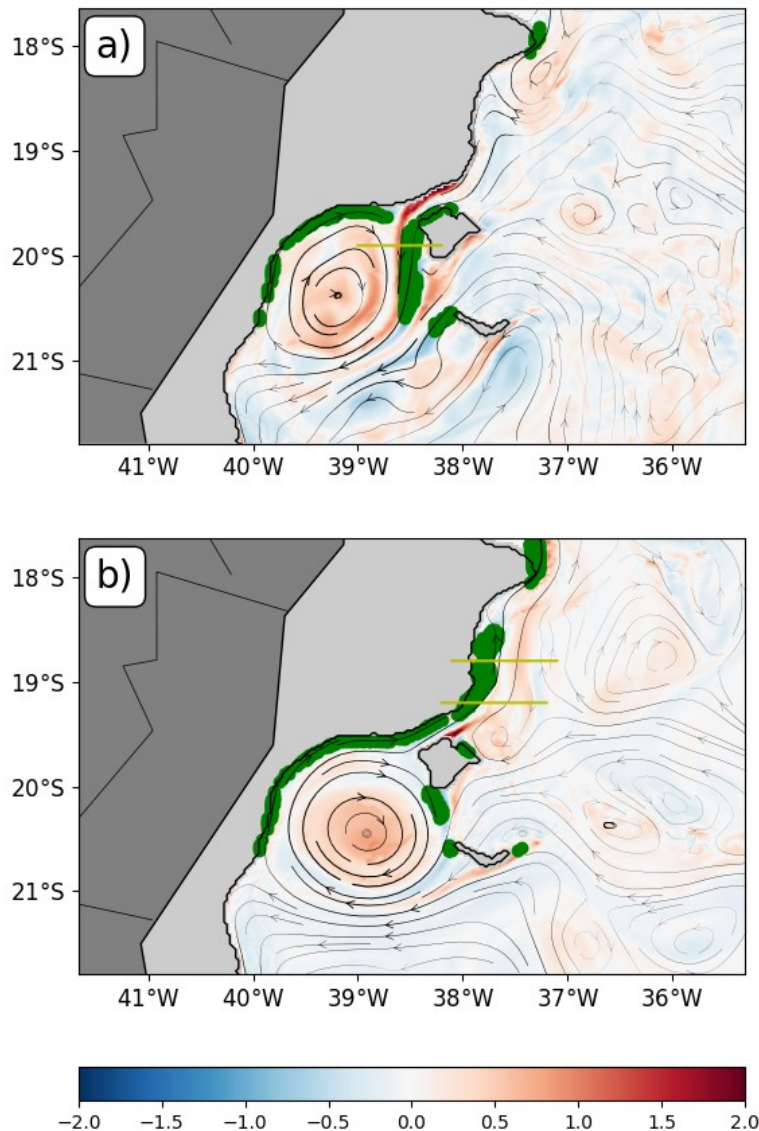


Figura 4.5: Instantaneous surface relative vorticity ζ , normalized by f , for the Brazil Current along the Vitória-Trindade Ridge as simulated by ROMS in $z = -150$ meters. The velocities are presented as thickness variable stream lines to favor eddy development interpretation. The magnitude of the velocities is represented by thickness of the streamline, with maximum velocity of ~ 50 cm/s. Green contours show region of topographic generation of negative vorticity. Two IC development patterns were observed, through interaction with: (a) BB e SV in the winter and (b) AB in the summer.

The second pattern considers the BC flow through the channels furthest from the coast. In the AB-BB Channel, there is a return equatorialward flow due to the presence of the VE. The topographic drag against the slope amplifies the anticyclonic shear and generates large positive vertical vorticity values. The flow partially

separates from the topography upstream from the AB, and due to the large horizontal velocity shear, often becomes unstable to centrifugal instability (Figure 4.5b). A similar PV generation is founded on the interaction of the California Undercurrent (CUC) near the eastern boundary of the subtropical North Pacific wind gyre and Point Sur Ridge, south of Monterey Bay [Molemaker et al., 2015]. Negative values of PV can be spotted in different regions where the flow strongly interacts with the topography: (i) along the western part of the Besnard Bank (19.7°S, 38.5°W); (ii) along the slope of the Abrolhos Bank, upstream of the Vitoria-Trindade Ridge (19°S, 38°W); (iii) along the southern part of the Besnard Bank (20°S, 38.5°W); along the western part of the Vitória Seamount (20.6°S, 38.1°W) (Figure 4.5a,b). Following the sequence of processes described in [Molemaker et al., 2015], relative vorticity can locally become much bigger than f , where f is the Coriolis frequency, and Ertel's potential vorticity can become positive, which is a criterion for ageostrophic centrifugal instability that leads to elevated local dissipation and mixing outside the oceanic boundary layers (Figure 4.6).

4.4.2 Centrifugal Instability

The criteria introduced in section 2 to identify regions with active CI can be tested using results from ROMS. The figure 4.7 shows ϕ_{R_i} as a function of cross-stream distance and depth for the same time as shown in figure 4.5a (see yellow line section). The ϕ_C (where $\phi_C > 45^\circ$ contour are also shown. Waters with unstable stratification and $\phi_C < 0$ tend to reside within the mixing layer (~ 100 meters). There are regions with stable stratification with flow that is unstable to symmetric instability also within the mixing layer. Waters with stable stratification, where $\phi_{R_i} > \phi_C$ tend to reside below the mixing layer depth. The CI, where $45^\circ < \phi_{R_i} < \phi_C$, occurs next to Besnard Bank topographic slope. The topographic drag against the slope amplifies the anticyclonic shear by generating large positive vertical vorticity values within the sloped turbulent bottom boundary layer in the interaction between BC and Besnard Bank topographic slope. These large positive vertical vorticity values increase the ϕ_C , where $\phi_C = f/(f + \zeta)$. The $\phi_C > 45^\circ$ regions allow the CI development within stable layer and are shown as black lines in the figure 4.7.

The criteria, $\phi_{R_i} = \tan^{-1}(N^2/(\partial\mathbf{u}/\partial z)^2)$, introduced to identify regions with active CI were calculated in each of the daily outputs of the ROMS simulation over a 1 year for the same section as shown in figure 4.7 in order to determine the temporal variability in the simulation period. The section has zonal length 70 km and depth 200 m and is located on the western Bernard Bank boundary. The figure 4.8 presents the Richardson diagram, which lists the $|N^2|$ e $(\partial\mathbf{u}/\partial z)^2$ logarithmic scale, separated for seasons summer, autumn, winter an spring. Stable

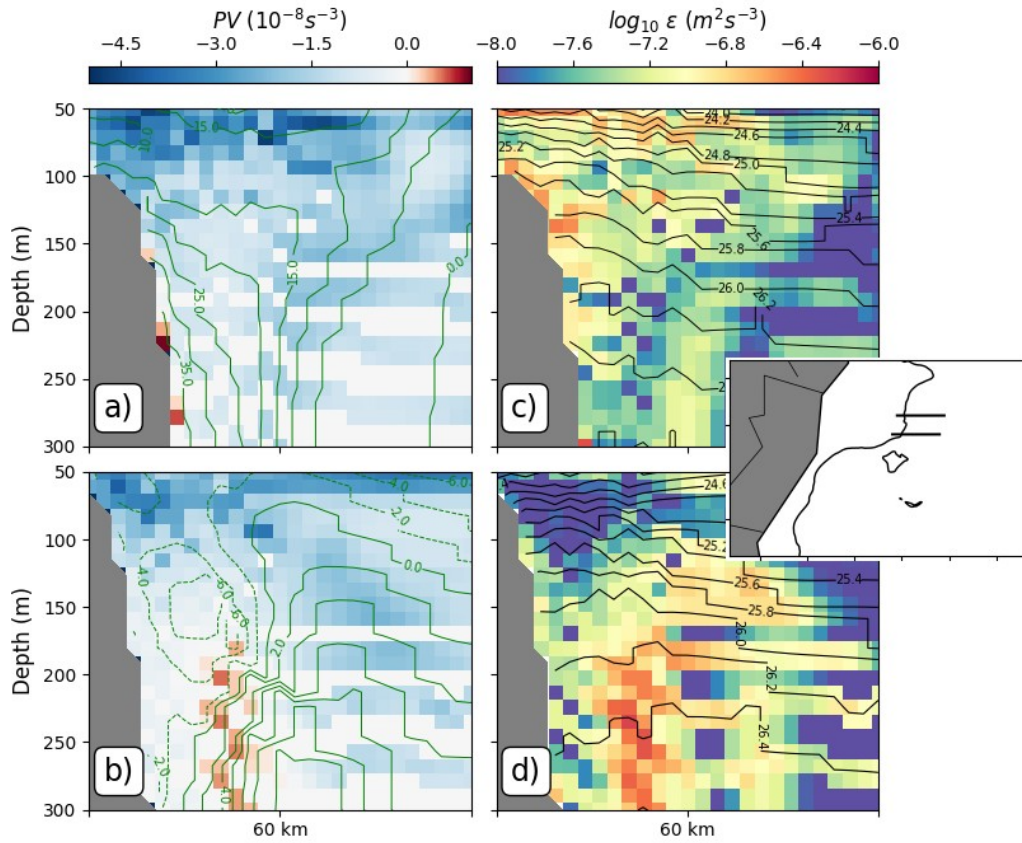


Figure 4.6: (a-b) Vertical sections of potential vorticity, PV [$10^{-8} s^{-3}$] and (c-d) energy dissipation ϵ [$m^2 s^{-3}$], from upstream to downstream along the Abrolhos Bank (see yellow lines in figure 4.5b or figure in the right corner) showing a) positive PV generation within the bottom boundary layer, b) separation of the positive PV strip from the slope, c) energy dissipation before positive PV strip from the slope separation and d) intense small-scale instabilities and energy dissipation in the positive PV strip separated from the slope. Zonal velocity is shown in green contours with an interval of 2 cm s^{-1} and density is shown in black contours with an interval of $0,2 \text{ kg m}^{-3}$.

regions (red) are omitted. Waters with unstable stratification and $\phi_C < -45^\circ$ tend to reside within the winter and autumn seasons. In winter and autumn, the stirring by the winds and the cooling at the surface, which tend to destabilize the water column and generate gravitational instability. When temperature rises in spring and summer, the density at the surface decreases. This tends to stabilize the water column [e.g. Haine and Marshall, 1998]. The symmetric instability (yellow) and gravitational/symmetric instability (blue) do not show significant variations. On the other hand, the CI occurs more often in winter and less often in summer.

The section shown in figure 4.7 is separated into two distinct regions to determi-

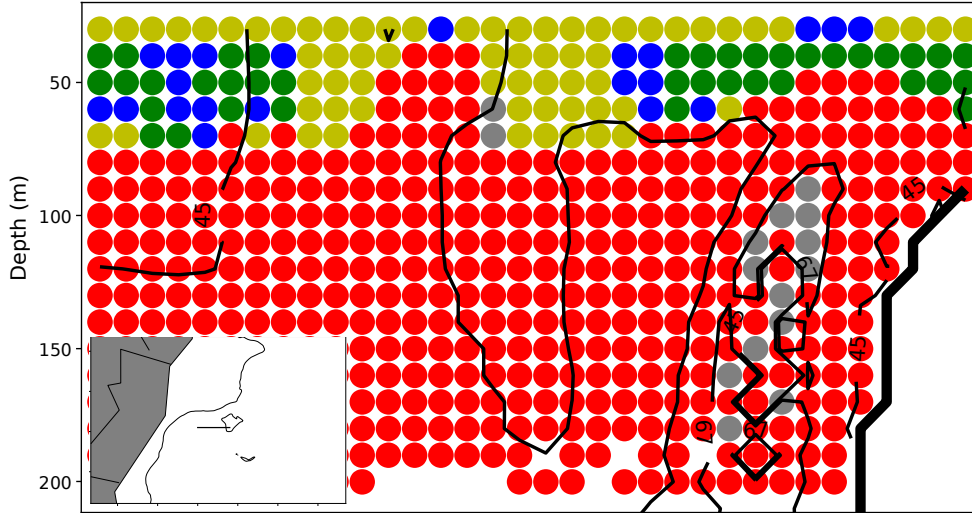


Figure 4.7: Section of ϕ_{R_i} in yellow line in figure 4.5b (here reproduced in the lower-left corner). The color scheme is the same as that used in figure 4.2, showing stable (red) and centrifugal (gray), symmetric (yellow), gravitational/symmetric (blue) e gravitational (green) instabilities. The black contours show ϕ_C where $\phi_C > 45^\circ$.

nate the seasonal variability causes founded. Region A is the region furthest from the Besnard Bank topographic slope where CI does not occur and the region B is the region closest to the Besnard Bank topographic slope where CI develops. Figure 4.9 shows the vertical profiles generated from the criterion terms zonal mean N^2 , $(\partial\mathbf{u}/\partial z)^2$ and the vertical relative vorticity. Vertical profiles are calculated in the summer and winter seasons, chosen because they include the extremes incident seasons of the CI development. In the CI occurrence depth, the term related to stratification of the water column, N^2 , does not undergo apparent changes, when compared to summer and winter seasons and the A and B regions. The N^2 term values vary in the range $0.5 \times 10^{-7} s^{-2}$ to $1.5 \times 10^{-7} s^{-2}$. The term, $(\partial\mathbf{u}/\partial z)^2$, related to mechanic effects in the water column, does not undergo apparent changes, when compared to summer and winter seasons and in the Region A. Already in the Region B, the $(\partial\mathbf{u}/\partial z)^2$ term, presents a bigger intensity in the winter season reaching a value of $6 \times 10^{-7} s^{-2}$. The vertical relative vorticity presents the same behavior of $(\partial\mathbf{u}/\partial z)^2$ term. In the Region B and winter, the vertical relative vorticity presents a maximum value next to $15 \times 10^{-6} s^{-1}$. Thus, the vertical profiles indicate that the responsible by CI development are $(\partial\mathbf{u}/\partial z)^2$ term and vertical relative vorticity. The BC seasonality can be a possible cause for the increase in vertical relative vorticity. The velocity increase driven wind in the winter season can be amplifies the anticyclonic shear by generating large positive vertical vorticity values within the sloped turbulent bottom boundary layer, as described [e.g. Passos, 2012, Rodrigues et al., 2007, Schmid and Majumder, 2018]. Despite the apparent influence of the wind-drive circulation seasonality on the CI growth, regional circulation patterns

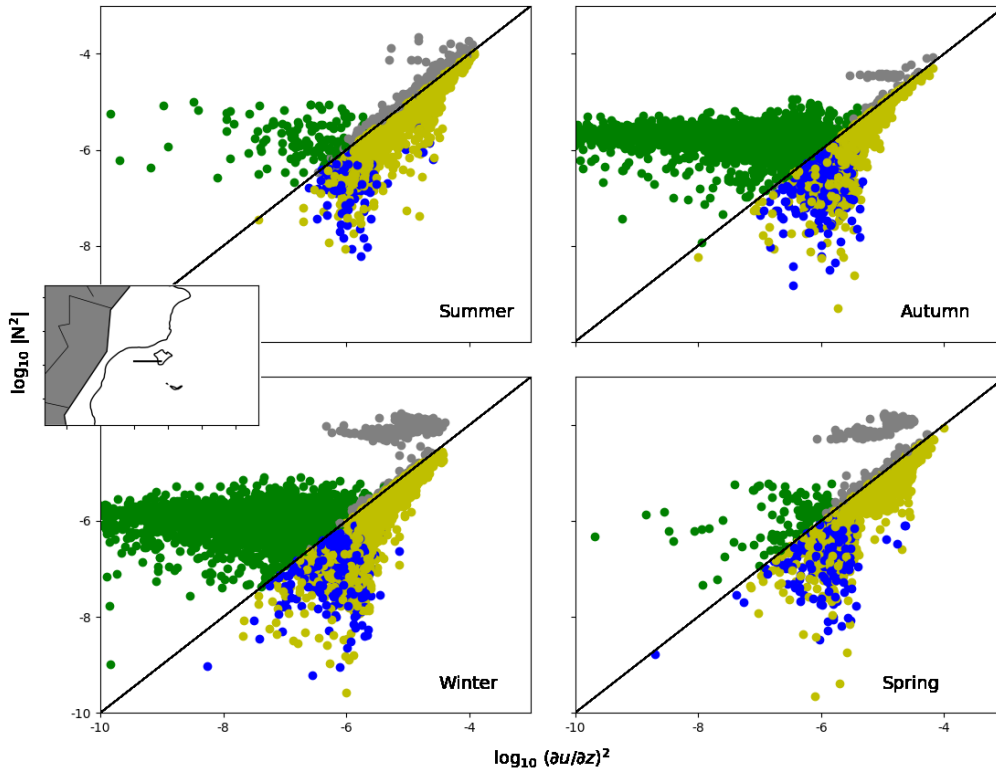


Figure 4.8: Richardson Diagram $\log_{10}|N^2|$ and $\log_{10}(\partial\mathbf{u}/\partial z)^2$ in yellow line in figure 4.5b (here reproduced in the left corner) over a 1 year simulation for seasons (summer, autumn, winter and spring). The color scheme is the same as that used in figure 4.2, showing centrifugal (gray), symmetric (yellow), gravitational/symmetric (blue) and gravitational (green) instabilities. Stable regions are omitted. The CI occurs more often in winter and less often in summer.

like Vitoria Eddy and Intermediate Western Boundary Current can be important role on the CI development. The vertical velocity shear, $(\partial\mathbf{u}/\partial z)^2$, can be driven by interaction of the BC with its immediate adjacent western boundary current (IWBC). The interaction within the baroclinically unstable BC-IWBC system leads to the formation of mesoscale eddies [e.g. Calado and Silveira, 2001, Fernandes, 2001, Schmid et al., 1995, Soutelino et al., 2013].

4.4.3 Energetics

Centrifugal instability is triggered when the relative vorticity is bigger than f and extracts its energy mostly from the lateral shear ($HRS > 0$) at a rate given by $-\overline{\mathbf{u}'v'} \cdot \partial\overline{\mathbf{u}}/\partial y - \overline{\mathbf{u}'u'} \cdot \partial\overline{\mathbf{u}}/\partial x$ [e.g. Haine and Marshall, 1998]. The figure 4.10 presents the positive conversions from mean to eddy kinetic energy and regions of sustained positive potential vorticity generation relation, shown in same period of the figure

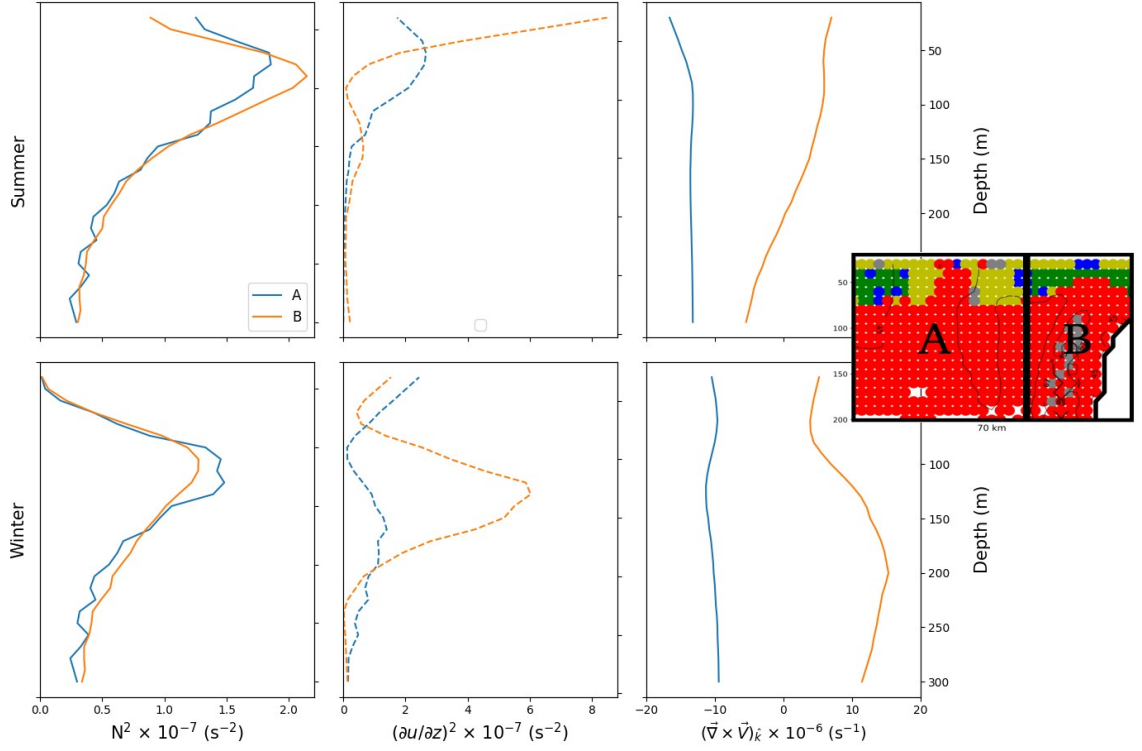


Figure 4.9: Zonal and temporal means of N^2 [s^{-2}], $(\partial \mathbf{u} / \partial z)^2$ [s^{-2}] e $(\nabla \times \mathbf{u}) \cdot \mathbf{k}$ [s^{-1}] during summer and winter (extremes) in the Regions A and B (see figure in right corner). Region A - the region furthest from the topographic slope where CI does not occur and Region B - the region closest to the topographic slope where CI develops. The profiles indicate that the responsible by CI development are vertical shear velocity and vertical relative vorticity.

4.7. The positive conversions from mean to eddy kinetic energy seen in the regions of sustained positive potential vorticity generation are due to the lateral shear and reach maximum conversion values of $3 \times 10^{-5} \text{ Wm kg}^{-1}$ between 100-200 meters depth. These values are one order of magnitude smaller than those founded in Gulf Stream by Gula et al. [2016].

The zonal and vertical-integrated conversions from mean to eddy kinetic energy (HRS) in the VTR were estimated in order to determinate the HRS time variability. The figure 4.11 show the HRS as a function of meridional distance and time (monthly mean). The result indicates that the second pattern of CI development upstream VTR was a very short-lived event since conversions from mean to eddy kinetic energy values not evident in the monthly averages. The high positive conversions from mean to eddy kinetic energy values are founded downstream VTR in the same regions of sustained positive potential vorticity generation, reaching a value of $6 \times 10^{-6} \text{ Wm}$

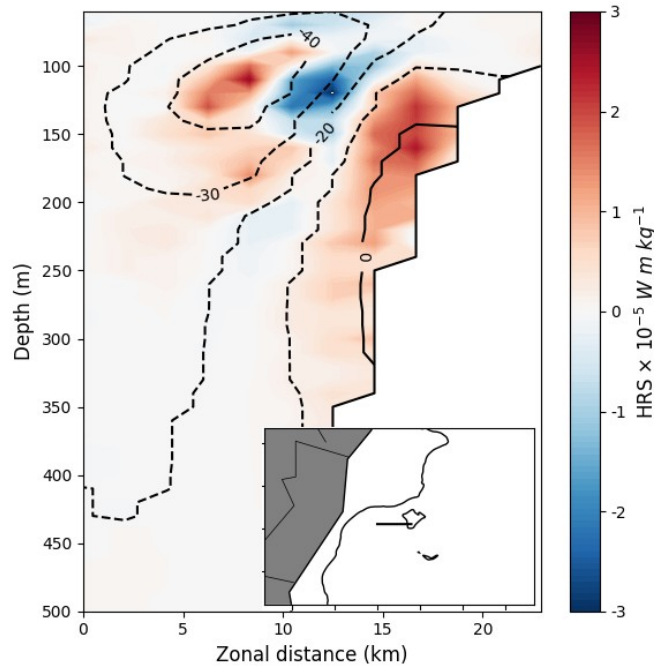


Figure 4.10: Vertical sections of conversion from MKE to EKE (HRS) [$W m kg^{-1}$] (see yellow lines in figure 4.5a or figure in the lower-right corner). The solid (dashed) black contours are meridional velocity isolines [$cm s^{-1}$] in the equatorward (poleward). The BC maximum velocity is $\sim 40 cm s^{-1}$. Positive conversions from mean to eddy kinetic energy in the regions of sustained positive potential vorticity generation are due to the lateral shear.

kg^{-1} . The monthly mean rate of conversion from mean to eddy kinetic energy downstream from the VTR reaches values one magnitude order larger than the values than the instantaneous values. This indicates that HRS positive conversion is not a continuous event. Further south of VTR, between $20^{\circ}S$ and $21^{\circ}S$, the energy conversion is from eddy to mean kinetic energy on the upstream sides where the bottom drag over the slope intensifies the mean horizontal velocity shear and suppresses cross-stream velocity perturbations growth, reaching a value of $-6 \times 10^{-6} W m kg^{-1}$ [e.g. Azevedo et al., 2008].

The figure 4.12 shows the energetic terms in the VTR region in the period of maximum conversion (end of winter). The positive conversions from mean to eddy kinetic energy seen in the regions of sustained negative potential vorticity generation downstream VTR are due to the lateral shear (Figure 4.12a). Locations of sustained generation of centrifugal instability correspond to EKE dissipation maximal (Figure 4.12a). Where the current directly interacts with the topography, there is dissipation of MKE due to the vertical mixing occurring in the bottom boundary layer that is directly triggered by the bottom drag. Further south of VTR, between $20^{\circ}S$ and $21^{\circ}S$, the energy conversion is from eddy to mean kinetic energy on the upstream

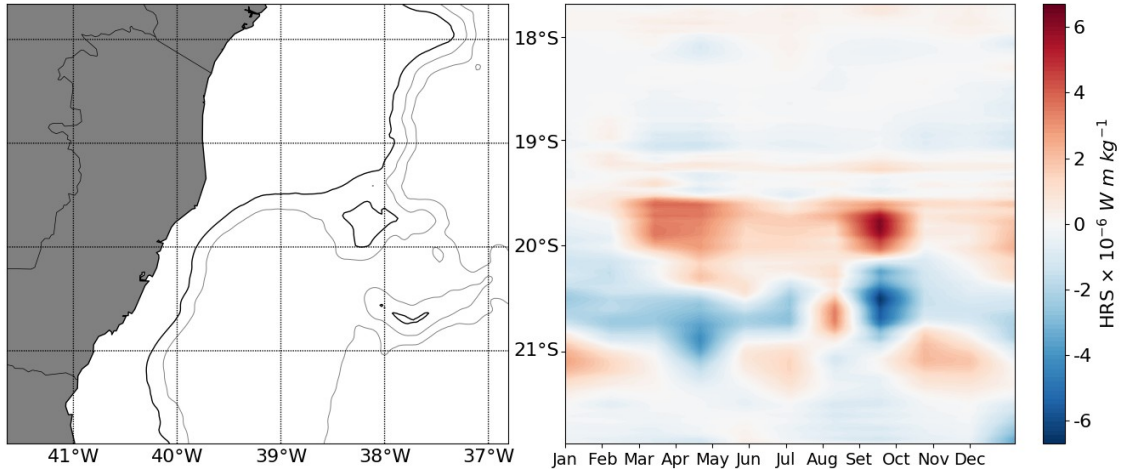


Figure 4.11: Zonal and depth-integrated conversion from MKE to EKE (HRS) [$Wm kg^{-1}$] (right) as a function of latitude and time (monthly means) over a 1 year simulation in the VTR region (left). Topography is shown in black contours at 150 and 2.000 meters isobaths. Immediately to the South of the VTR are founded the maximum values of conversion from MKE to EKE in the winter. Inverse conversion from EKE to MKE are founded between $20^{\circ}S$ and $21^{\circ}S$, perhaps, where the BC reorganizes.

sides where the bottom drag over the slope intensifies the mean horizontal velocity shear and suppresses cross-stream velocity perturbations growth [Servino, 2014]. The vertically integrated dissipation rates of EKE reach values about $-6 \times 10^{-6} Wm kg^{-1}$ instantaneously at $20^{\circ}S$ following separation of the negative PV strip from the slope (Figure 4.12b). It is of the two magnitude order smaller as the dissipation rates observed in an intense surface front within the Kuroshio Current integrated over the mixed-layer [Asaro et al., 2011] and the Gulf Stream [Gula et al., 2016]. The vertical buoyancy flux term is negative in the region of instability. This is indicative of centrifugal instability, and diapycnal mixing. A smaller fraction of the EKE is converted to EPE through VBF (Figure 4.12e). The ratio of the EKE converted to potential energy divided by the EKE lost to viscous dissipation gives the efficiency of the mixing [Jiao and Dewar, 2015]. Averaged over the domain of in the region where $VBF < 0$ and the dissipation is large $-6 \times 10^{-6} Wm kg^{-1}$, this efficiency is about 15%.

4.5 Conclusions

The Centrifugal instability occurs by interaction of geostrophic flows with steep topographic slopes. The sequence of processes in the CI development consists of three different steps: positive PV generation within the bottom boundary layer; separa-

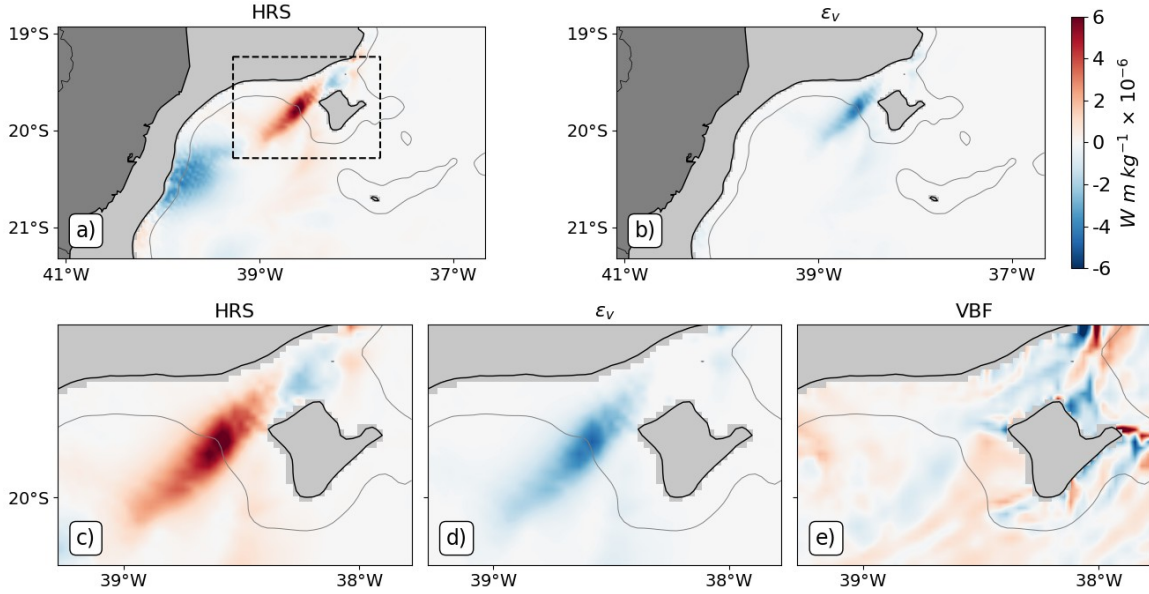


Figure 4.12: September month means depth-integrated terms of the EKE equation: (a-c) conversion from MKE to EKE (HRS) [$Wm kg^{-1}$], (b-d) energy dissipation, ϵ , [$Wm kg^{-1}$] and (e) conversion from EPE to EKE (VBF) [$Wm kg^{-1}$]. Topography is shown in black contours at 150 and 2.000 meters isobaths. Bottom panels show a zoomed view in the region of strong generation along the Besnard Bank (black dashed rectangle in (a)). Locations of sustained generation of centrifugal instability correspond to EKE dissipation maximal. The vertical buoyancy flux (VBF) is negative in the region of instability. This is indicative of centrifugal instability, and diapycnal mixing. A smaller fraction of the EKE is converted to EPE through VBF.

tion of the positive PV strip from the slope; and intense small-scale instabilities and energy dissipation in the separated wake [Molemaker et al., 2015]. The CI can also be triggered by the interaction of mesoscale features, such as mesoscale eddies, with the topography. The study performed realistic simulations of the Brazil Current using very high horizontal and vertical resolutions that allow us to adequately resolve submesoscale motions in the range 1–30 km. In the region of the Vitória-Trindade Ridge, two regions of instability development can be highlighted. One of them, the BC strongly interacts with topography as it flows through the AB-BB channel in the VTR (Figure 4.5a). The BC is constrained by the BB on its anticyclonic side, flow-topography interactions lead to barotropic shear instability. The topographic drag against the slope amplifies the anticyclonic shear by generating large positive vertical vorticity values within the sloped turbulent bottom boundary layer. The flow partially separates from the topography downstream from BB, and due to the large horizontal velocity shear, often becomes unstable to centrifugal instability. This CI development pattern occurred mainly in winter. According to the centrifugal instability criterion, the main responsible for CI triggering are the increase of the vertical shear velocity and vertical relative vorticity. Although the

causes for the CI triggering are not the objective of the study, it is believed that the Vitoria Eddy and Intermediate Western Boundary Current can be important. On the other hand, in the AB-BB Channel, there is a return equatorialward flow due to the presence of the VE. The topographic drag against the slope amplifies the anticyclonic shear and generates large positive vertical vorticity values. The flow partially separates from the topography upstream from the AB, and due to the large horizontal velocity shear, often becomes unstable to centrifugal instability (Figure 4.5b). The energetic analysis confirm the temporal variability founded in figure 4.8. The high positive conversions from mean to eddy kinetic energy values are founded downstream VTR in the same regions of sustained positive potential vorticity generation, reaching a value of $3 \times 10^{-5} \text{ Wm kg}^{-1}$. The monthly mean rate of conversion from mean to eddy kinetic energy downstream from the VTR reaches values one magnitude order larger than the values than the instantaneous values. This indicate that HRS positive conversion is not a continuous event. Locations of sustained conversion from mean to eddy kinetic energy correspond to EKE dissipation maximal (Figure 4.12a). Where the current directly interacts with the topography, there is dissipation of MKE due to the vertical mixing occurring in the bottom boundary layer that is directly triggered by the bottom drag. The vertically integrated dissipation rates of EKE reach values about $-6 \times 10^{-6} \text{ Wm kg}^{-1}$ instantaneously at 20°S following separation of the negative PV strip from the slope (Figure 4.12b). It is of the two magnitude order smaller as the dissipation rates observed in an intense surface front within the Kuroshio Current integrated over the mixed-layer [Asaro et al., 2011] and the Gulf Stream [Gula et al., 2016]. The vertical buoyancy flux term is negative in the region of instability. This is indicative of centrifugal instability, and diapycnal mixing. A smaller fraction of the EKE is converted to EPE through VBF (Figure 4.12e). The ratio of the EKE converted to potential energy divided by the EKE lost to viscous dissipation gives the efficiency of the mixing [Jiao and Dewar, 2015]. Averaged over the domain of in the region where $\text{VBF} < 0$ and the dissipation is large $-6 \times 10^{-6} \text{ Wm kg}^{-1}$, this efficiency is about 15%.

Acknowledgments

We are grateful to the Brazilian agencies CNPq and CAPES for supporting the first author. This work is part of "The Brazil Current Research Network" (REMARSUL) funded by CAPES (Proc. 43/2013). Thanks a real so given to Paulo Henrique Rezende Calil (Helmholtz-Zentrum Geesthacht), for ROMS outputs and all the suggestions and personal discussions.

Capítulo V

Síntese da Discussão e Conclusão

A instabilidade centrífuga ocorre em correntes de contorno que interagem com a topografia. Sob determinadas condições, a interação da corrente com a borda pode gerar uma estreita faixa de vorticidade relativa vertical, com sinal contrário e maior em valores absolutos, quando comparada a vorticidade planetária. Eventualmente a corrente se separa da borda, injetando esta estreita faixa de vorticidade no interior do oceano e desencadeando o desenvolvimento da instabilidade centrífuga [Molemaker et al., 2015]. O fenômeno também pode ser desencadeado pela interação de feições de mesoescala, como vórtices, com a topografia. Na região da Cadeia Vitória-Trindade, através de uma simulação computacional de alta resolução, pode-se destacar duas regiões de desenvolvimento da instabilidade. A região de desenvolvimento da instabilidade menos significativa ocorreu ao norte da CVT (Figura 4.5b). Nesta região, a instabilidade centrífuga é desencadeada pela interação de uma corrente de contorno formada pela ramo oeste do Vórtice de Vitória, que cruza a CVT em direção ao Equador, com a borda do AB. Regiões de desenvolvimento da instabilidade e consequentemente de dissipação de energia são encontradas ao norte da CVT, logo que a corrente se afasta da borda após uma mudança de orientação da mesma (Figura 4.6). Por outro lado, a região de desenvolvimento da instabilidade centrífuga mais significativa foi encontrada ao sul da CVT (Figura 4.5a). Nesta região, a instabilidade é desencadeada pela interação da Corrente do Brasil, que flui em direção às altas latitudes, com a borda oeste do BB. Esse padrão de desenvolvimento ocorreu principalmente no inverno. Na mesma região e período de desenvolvimento da instabilidade, foi observado uma maior intensidade na produção de cisalhamento vertical da velocidade e de vorticidade relativa anticiclônica (Figura 4.9). Embora o foco do estudo não tenha sido as causas para o desenvolvimento da instabilidade, acredita-se que a dinâmica do Vórtice de Vitória, feição de mesoescala presente ao sul da CVT, e a baroclinicidade ocasionada devido o fluxo da Corrente de Contorno Oeste Intermediária, que flui em sentido oposto na camada subjacente, sejam possíveis catalizadores no desenvolvimento da instabilidade. Por sua vez, a análise energética

corroborar a variabilidade temporal do desenvolvimento da instabilidade centrífuga na região da CVT. Uma vez que a instabilidade centrífuga utiliza a energia cinética média do fluxo por meio de cisalhamentos horizontais da velocidade, assim como indicado por Haine and Marshall [1998], é possível observar que os maiores valores de conversão de energia são localizados justamente em regiões que ocorrem o desenvolvimento da instabilidade centrífuga e no período de inverno, como apresentado nas figuras 4.10 e 4.11. A análise energética na região na CVT, no período do máximo encontrado na figura 4.11, indica uma intensa conversão de energia cinética média em energia cinética turbulenta na mesma região ao sul da CVT próximo a borda do BB onde se encontra o desenvolvimento da instabilidade centrífuga. Na mesma região ainda encontram-se o máximo de dissipação de energia, além de uma conversão de energia cinética turbulenta em energia potencial turbulenta, como apresentado na figura 4.12. A conversão de energia cinética turbulenta em energia potencial turbulenta indica uma mistura vertical, onde cerca de 15% da energia dissipada é utilizada para mistura.

5.1 Sugestão de Trabalhos Futuros

Como trabalhos a serem desenvolvidas a partir deste, podem-se sugerir os seguintes:

- (1) Novo estudo sobre a instabilidade aumentando as resoluções horizontais, nas regiões de ocorrência encontradas, e vertical (≈ 30 níveis).
- (2) Aumento do tempo de simulação para determinar a sazonalidade do evento e demais variabilidades
- (3) Estudo da dinâmica da Corrente de contorno oeste intermediária e do Vórtice de Vitória e o impacto no desenvolvimento da instabilidade
- (4) Simulação de um modelo biogeoquímico para avaliar a contribuição da instabilidade para a produtividade

Bibliografia

- F. Ardhuin, L. Marié, N. Rascle, P. Forget, and A. Roland. Observation and estimation of lagrangian, stokes, and eulerian currents induced by wind and waves at the sea surface. *Journal of Physical Oceanography*, 39(11):2820–2838, 2009.
- W. Arruda, E. Campos, V. Zharkov, R. Soutelino, and I. Silveira. Events of equatorward translation of the vitoria eddy. *Continental Shelf Research*, 70:61 – 73, 2013.
- E. D. Asaro, C. Lee, L. Rainville, R. Harcourt, and L. Thomas. Enhanced turbulence and energy dissipation at ocean fronts. *American Association for the Advancement of Science, Science*, 332(6027):318–322, 2011.
- J. L. L. Azevedo, L. R. Oliveira, J. F. A. Souza, I. D. Soares, and M. M. Mata. Os processos de conversao de energia nos oceanos: uma revisao do diagrama de lorenz. *Revista Brasileira de Geofisica*, 26:153 – 172, 06 2008.
- O. Boebel, C. Schmid, and W. Zenk. Kinematic elements of antarctic intermediate water in the western south atlantic. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 46(1):355 – 392, 1999.
- L. Calado and I. C. A. d. Silveira. Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da corrente do brasil, ao largo do sudeste brasileiro. *Master’s Dissertation, Instituto Oceanográfico, University of São Paulo, São Paulo*, 2001.
- E. Campos. Equatorward translation of the vitoria eddy in a numerical simulation. *Geophysical Research Letters*, 33(22), 2006. doi: 10.1029/2006GL026997.
- X. Capet, J. C. McWilliams, M. J. Molemaker, and A. F. Shchepetkin. Mesoscale to submesoscale transition in the california current system. part i: Flow structure, eddy flux, and observational tests. *Journal of Physical Oceanography*, 38(1):29–43, 2008. doi: 10.1175/2007JPO3671.1.
- J. G. Charney. Geostrophic turbulence. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(6):1087–1095, 1971.

- M. Cronin and D. R. Watts. Eddy–mean flow interaction in the gulf stream at 68w. part i: Eddy energetics. *Journal of Physical Oceanography*, 26(10):2107–2131, 1996.
- B. Cushman-Roisin. Introduction to geophysical fluid dynamics. *Ed. Pentice Hall*, page 320, 1994.
- W. K. Dewar, J. C. McWilliams, and M. J. Molemaker. Centrifugal instability and mixing in the california undercurrent. *Journal of Physical Oceanography*, 45(5):1224–1241, 2015.
- D. L. Evans and S. R. Signorini. Vertical structure of the brazil current. *Nature* 315, pages 48–50, 1985.
- D. L. Evans, S. R. Signorini, and L. B. Miranda. A note on the transport of the brazil current. *Journal of Physical Oceanography*, 13(9):1732–1738, 1983.
- A. M. Fernandes. Dinâmica baroclínica da corrente do brasil na região sudeste. *Master’s Dissertation, Instituto Oceanográfico, University of São Paulo, São Paulo. Universidade de São Paulo*, page 108 pp, 2001.
- G. L. Geernaert, K. B. Katsaros, and K. Richter. Variation of the drag coefficient and its dependence on sea state. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 91 (C6):7667–7679, 1986.
- J. Gula, M. J. Molemaker, and J. C. McWilliams. Submesoscale cold filaments in the gulf stream. *Journal of Physical Oceanography*, 44(10):2617–2643, 2014. doi: 10.1175/JPO-D-14-0029.1.
- J. Gula, M. Molemaker, and J. McWilliams. Topographic generation of submesoscale centrifugal instability and energy dissipation. *Nat Commum* 7, 12811, 2016.
- T. W. N. Haine and J. Marshall. Gravitational, symmetric, and baroclinic instability of the ocean mixed layer. *Journal of Physical Oceanography*, 28(4):634–658, 1998.
- B. J. Hoskins. The role of potential vorticity in symmetric stability and instability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 100(425):480–482, 1974.
- Y. Jiao and W. K. Dewar. The energetics of centrifugal instability. *Journal of Physical Oceanography*, 45(6):1554–1573, 2015.
- J. C. McWilliams. Diagnostic force balance and its limits. *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics: A Tribute to the Scientific Work of Pedro Ripa O. U. Velasco Fuentes J. Sheinbaum and J. Ochoa*, pages 287–304, 2003.

- J. C. McWilliams, M. J. Molemaker, and I. Yavneh. From stirring to mixing of momentum: Cascades from balanced flows to dissipation in the oceanic interior. *From Stirring to Mixing in a Stratified Ocean: Proc. 'Aha Huliko'a Hawaiian Winter Workshop*, pages 59–66, 2001.
- T. Meissner, F. J. Wentz, A. Manaster, and R. Lindsley. Remote sensing systems snap ocean surface salinities [level 2c, level 3 running 8-day, level 3 monthly], version 4.0 validated release. remote sensing systems, santa rosa, ca, usa. available online at www.remss.com/missions/smap. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2019.
- M. J. Molemaker, J. C. McWilliams, and W. K. Dewar. Submesoscale instability and generation of mesoscale anticyclones near a separation of the california undercurrent. *Journal of Physical Oceanography*, 45(3):613–629, 2015.
- A. Monin and A. Yaglom. *Statistical Fluid Mechanics, vol. 1*, volume 44. The MIT Press, Cambridge, Massachusetts and London, England., 1971.
- A. Motoky, K. F. Motoky, and de Melo D. P. Caracterização da morfologia submarina da cadeia vitória-trindade e áreas adjacentes-es, com base na batimetria do topo versão 14.1. *Rev. Bras. Geomorfol.* 13: 151-170, 2012.
- P. Müller, J. McWilliams, and M. Molemaker. Routes to dissipation in the ocean: The 2d/3d turbulence conundrum. *Marine Turbulence: Theories, Observations and Models*, pages 397 – 405, 2005.
- L. R. Oliveira, A. R. Piola, M. M. Mata, and I. D. Soares. Brazil current surface circulation and energetics observed from drifting buoys. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C10), 2009.
- L. G. Passos. Padrões de escoamento baroclínico de mesoescala ao largo do embaixamento de tubarão e do banco de abrolhos. *Master's Dissertation, Instituto Oceanográfico, University of São Paulo, São Paulo. doi:10.11606/D.21.2012.tde-19042012-155513. Retrieved 2020-02-22, from www.teses.usp.br*, 2012.
- J. Pelosky. Geophysical fluid dynamics. *Springer*, 2nd ed.:710 pp, 1987.
- J. Pelosky and J. Thomson. Baroclinic instability of time-dependent currents. *Journal of Fluid Mechanics, Cambridge University Press*, 490:189–215, 2003.
- C. L. Provost and J. Verron. Wind driven ocean circulation transition to barotropic instability. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 11(2):175 – 201, 1987.
- A. Rimac, J. von Storch, and C. Eden. The total energy flux leaving the ocean's mixed layer. *Journal of Physical Oceanography*, 46(6):1885–1900, 2016.

- C. Risien and D. Chelton. A global climatology of surface wind and wind stress fields from eight years of quikscat scatterometer data. *Journal of Physical Oceanography - J PHYS OCEANOGR*, 38, 11 2008.
- R. R. Rodrigues, L. M. Rothstein, and M. Wimbush. Seasonal variability of the south equatorial current bifurcation in the atlantic ocean: A numerical study. *Journal of Physical Oceanography*, 37(1):16–30, 2007.
- C. Schmid and S. Majumder. Transport variability of the brazil current from observations and a data assimilation model. *Ocean Science*, 14(3), pages 417–436, 2018.
- C. Schmid, H. Schäfer, W. Zenk, and G. Podestá. The vitória eddy and its relation to the brazil current. *Journal of Physical Oceanography*, 25(11):2532–2546, 1995.
- R. N. Servino. A bifurcação da corrente do brasil no embaiamento de tubarão e seu papel na formação de vórtices ciclônicos. *Master's Dissertation, PPGOAM, Federal University of Espírito Santo, ES.*, 2014.
- A. F. Shchepetkin and J. C. McWilliams. The regional oceanic modeling system (roms): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4):347 – 404, 2005.
- A. M. D. Silva, U. o. W.-M. Department of Geosciences, and N. N. U. D. o. C. Ocean Climate Laboratory, National Oceanographic Data Center. Atlas of surface marine data, climatology and monthly, by da silva and young. *Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory*, 1994.
- R. G. Soutelino, I. C. A. Silveira, A. Gangopadhyay, and J. A. Miranda. Is the brazil current eddy-dominated to the north of 20s? *Geophysical Research Letters*, 38(3), 2011.
- R. G. Soutelino, A. Gangopadhyay, and I. C. A. Silveira. The roles of vertical shear and topography on the eddy formation near the site of origin of the brazil current. *Continental Shelf Research*, 70:46–60, 2013.
- M. Stern. Ocean circulation physics. *Academic Press*, page 275 pp, 1975.
- L. Stramma. Geostrophic transport of the south equatorial current in the atlantic. *Journal of Marine Research*, 49(2):281–294, 1991.
- J. R. Taylor and R. Ferrari. On the equilibration of a symmetrically unstable front via a secondary shear instability. *Journal of Fluid Mechanics, Cambridge University Press*, 622:103–113, 2009.

- L. N. Thomas, A. Tandon, and A. Mahadevan. Submesoscale processes and dynamics. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 177:17–38, 2008.
- J. von Storch, C. Eden, I. Fast, H. Haak, D. Hernández-Deckers, E. Maier-Reimer, J. Marotzke, and D. Stammer. An estimate of the lorenz energy cycle for the world ocean based on the storm/ncep simulation. *Journal of Physical Oceanography*, 42(12):2185–2205, 2012.
- W. Wang and R. X. Huang. Wind energy input to the surface waves. *Journal of Physical Oceanography*, 34(5):1276–1280, 2004.
- F. J. Wentz, T. Meissner, C. Gentemann, and M. Brewer. Remote sensing systems aqua amsr-e [indicate whether you used daily, 3-day, weekly, or monthly] environmental suite on 0.25 deg grid, version v.v [indicate subset if used]. remote sensing systems, santa rosa, ca. available online at www.remss.com/missions/amsr. 2014.
- C. Wunsch. The work done by the wind on the oceanic general circulation. *Journal of Physical Oceanography*, 28(11):2332–2340, 1998.