Wellington Ceccopieri Belo

A Recirculação Interna do Giro Subtropical do Atlântico Sul e a Circulação Oceânica na Região do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos

Tese apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências, área de Oceanografia Física.

Orientador:

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira

São Paulo

2011

Instituto Oceanográfico
Universidade de São Paulo

**A Recirculação Interna do Giro Subtropical do Atlântico
Sul e a Circulação Oceânica na Região do Pólo Pré-sal da
Bacia de Santos**

Wellington Ceccopieri Belo

Tese apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo,
como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências, área
de Oceanografia Física.

Julgada em 08 / agosto / 2011

Prof. Dr. Ilson C. A. da Silveira (USP)

Conceito

Prof. Dr. Paulo S. Polito (USP)

Conceito

Prof. Dr. Alberto Piola (SHN/UBA)

Conceito

Prof. Dr. Afonso Paiva (UFRJ)

Conceito

Dr. Marcio Vianna (INPE)

Conceito

Sonhos são como deuses
Quando não se acredita neles
Deixam de existir

Paulo Moska

Nada se compara à timidez da ignorância
A não ser a sua temeridade
Quando a ignorância começa a ousar
É que tem uma bússola consigo
Essa bússola é a intuição da verdade
Mais clara às vezes em um espírito simples
Que em um espírito complicado

Segundo a sua natureza
O homem diante do desconhecido
Ajoelha-se ou o enfrenta

Cumprir saber que o vento é composto
Acredita-se que o vento é simples: engano
Essa força não é somente dinâmica
É química
Não é somente química
É magnética
Tem alguma coisa que é inexplicável

Do mesmo modo o mar
Também ele é complicado
Debaixo das suas vagas de águas que se vêm
Há outras vagas de forças que não se vêm
Compõem-se de tudo
Tentai conhecer esse caos
Tão enorme que vai ter ao nada
É o recipiente universal
Reservatório para as fecundações
Cadinho para as transformações
Como matéria é massa
E como força é abstração
Iguala e consorcia os fenômenos
Simplifica-se no infinito pela combinação

É a força da mescla e da turvação que chega à transparência
Uma de suas gotas é todo ele
Como é cheio de tempestades, torna-se equilíbrio
Platão via dançar esferas
Cousa estranha, mas real na colossal evolução terrestre ao redor do sol
Este é o pêndulo do globo
O oceano em seu fluxo e refluxo

Victor Hugo
Os Trabalhadores do Mar – 1886

Agradecimentos

Caso não houvesse esta parte dos 'Agradecimentos', receio que eu estaria incorrendo em uma grande injustiça com aqueles que me cercam. Afinal, este trabalho representa um esforço cooperativo muito grande que ultrapassa os limites de um trabalho solo. Em diferentes planos.

No entanto, registro, jamais estive só.

Acredito que em um plano acima de nossas parcas concepções científicas, há uma inteligência universal, regente das leis naturais que ora buscamos arranhar com explicações tão superficiais quanto nossos desenvolvimentos moral, intelectual e espiritual permitem. Discordo daqueles que acham que necessitam dissociar a existência de Deus do praticar a 'boa ciência'; aquela ciência racional, cartesiana, consistente e pragmática.

A ELE o meu reconhecimento de minha enorme e natural ignorância intelectual e espiritual, e o meu profundo agradecimento por esta fase vencida.

No plano concreto, próximo, ao meu lado, vem minha família.

Dedico este trabalho aos meus queridos filhos Ana Carolina e Pedro Henrique, e à minha esposa e companheira de jornada Luciane, que de forma alguma terão 'co-autoria' nos produtos desta tese. No entanto, vivenciaram momentos importantes em que estive ausente por conta de um ano de disciplinas na USP, de várias semanas dedicadas a este texto e de embarques nos Cruzeiros CERES. Estas ausências jamais serão preenchidas. Oportunamente, lembro-me de Denilza, minha amiga que nos ajudou nestes períodos. Agradeço muito a minha amada família pela compreensão, pelo apoio, e por suportar estes momentos sem o pai em casa.

Em se tratando de família, lembro de meu Pai, Wellington, que me deixou o belo exemplo de não desistir de nossos sonhos, e de investir fortemente nos

estudos para alcançá-los. E minha Mãezinha, Sylvia, que carinhosamente me apoiou nos momentos mais complicados de minha vida. Determinação, dedicação e disciplina, formam minha herança. Sem meu Pai e minha Mãe, com seus erros e acertos, não saberia ser o que sou. Obrigado meus amores, pela minha identidade. Dedico este trabalho a vocês também.

Fechando o ciclo familiar, restam agradecer a confiança e as orações de meus irmãos (Marcelo e Ana Paula), cunhados, primos, e tios para o maluco da família que decidiu ser oceanógrafo no Brasil em plena década de 90, quando ainda não havia movimento ambientalista consolidado, não havia emprego, concursos públicos, e temas como mudanças climáticas, energias renováveis e outros que tais, ainda eram coisas de ficção científica. O país vivia de costas para o mar, ignorando o seu enorme potencial.

Em um segundo plano, institucional, agradeço ao Governo Brasileiro, à Petróleo Brasileiro. S.A e à Gerência de Métodos Científicos (Tecnologia em Engenharia Oceânica) do CENPES por terem acreditado na minha proposta e financiado este trabalho. Da mesma forma, agradeço a todos os colegas integrantes do Grupo de Oceanografia do CENPES pelo suporte, pela força e pela compreensão de minhas limitações ao ter que desenvolver esta tese em tempo parcial, com prejuízo de minha carga de trabalho para o grupo. Obrigado Oceanografia ! (André, Anderson, Ângelo, Eduardo, Eric, Gilmara, Guisela, José Antônio, Karen, Kelly, Luis Manoel, Luiz Alexandre, Luiz Cláudio, Marcelo Andrioni, Marcelão, Renato, Ricardo, e Vinícius).

E em se tratando de grupo, orgulho-me de compor (também) a equipe do Laboratório de Dinâmica Oceânica (LaDO) do Instituto Oceanográfico da USP, coordenado pelo Professor Ilson Carlos A. da Silveira. Meu orientador nesta tese, e o principal responsável pela minha metamorfose de Oceanógrafo Geológico em Oceanógrafo Físico, que remonta ao ano de 2004, do Projeto Vórtices. Ilson é um fiel amigo, dedicado e responsável Professor. Agradeço a oportunidade do excelente aprendizado que consegui, com base em sua orientação e suas elaboradas aulas, bem como em todos os momentos que vivenciamos nesta caminhada. Agradeço às suas meninas Martinha, Camila e

Gê (sem esquecer da Kelly Ky, e sua turma..) por me receberem em sua casa todas as vezes que fiquei desabrigado em SP. Foram tantos dias que até deu tempo de eu ficar amigo do mal-humorado do Floco. Obrigado, meu amigo.

No LaDO, tive oportunidade de conviver com excelentes profissionais que me ajudaram muito neste processo de transfusão de conhecimento físico dos oceanos, tais como o André Schmidt, o Filipe Fernandes, o Rafael Mattos, o Leandro Calado, o Cayo Francisco, a Professora Sueli, S. Godoy, a Professora Olga Sato e o Professor Paulo S. Polito. Obrigado, pessoal. Agradeço ainda aos demais colegas pela agradável convivência no LaDO: Thiago P. Costa, Fernando Marin, Ronaldo Sato e Hermínio Foloni Neto.

Também me orgulho de ter sido membro do 'lendário' *2nd Floor*, onde os convivas realmente especiais cunharam o lema da república fundada por Soutelino, Diogo e Paulo: *a way of life* ! Tradição continuada por Marin, Luis Felipe, Fabrício e o Rafael 'R2'. Muito obrigado por terem me recebido todas as vezes que precisei. Valeu !

Numa parceria entre o CENPES e o LaDO, foi concebido o Projeto CERES. Diversas pessoas participaram. Porém, ousou marcar como fundamentais as colaborações do Rafael Soutelino, do César B. Rocha, do Leandro Ponsoni, da Juliana Miranda, do Marcelo Andrioni e do Professor Luiz Nonnato (Laboratório de Instrumentação Oceanográfica – LIO). Sem vocês, sinceramente, boa parte do que apresentarei aqui não teria sido possível. Meus amigos, muito obrigado. Agradeço também a participação nos Cruzeiros CERES dos colegas Felipe S. Maneschy, Leo Andrioni, Francisco O. Borges, Tobias R. S. Ferreira, Milena Ceccopieri, Adrieni Andrade, Fabrício Sanguinetti, Stella Melgaço, Monaliza Melo, Tainá Ruchiga, André Paloczy, Thiago Biló, Leilane G. Passos, Ronaldo M. Sato, Renato Parkinson e Marcelo Andrioni. Da mesma forma, agradeço ao Grupo MOCA, da Gerência de Engenharia da Petrobras e à Anna Scofanno e à Andréa Gallo do E&P-Corp/SMS pela colaboração com a programação dos cruzeiros CERES I, II e III. E ao pessoal da FUNDESPA pelo apoio logístico aos mesmos. Valeu, pessoal.

Faço questão de registrar agradecimento ao GruPO coordenado pelo Professor Afonso M. Paiva da COPPE/UFRJ, e aos colegas Renato Parkinson e Luiz A.

Guerra, que na fase pré-qualificação deste trabalho elaboraram sugestões ao mesmo, e pelo apoio a esta tese. Da mesma forma, agradeço ao colega Luis Manoel P. Nunes pela organização dos dados do fundeio F2200. Um forte agradecimento merece meu colega Marcelo Andrioni pelo auxílio com os dados de altimetria do AVISO e com as médias mensais climatológicas de TCV. Muito obrigado !

Agradecimento especial ao Professor Luiz Carlos Ferreira da Silva da Faculdade de Oceanografia da UERJ pela amizade e consideração. Professor Luiz Carlos que me acompanha desde 1993 nesta minha trajetória oceanográfica meandrante. Agradeço ainda ao colega Renato O. Kowsmann (CENPES) pelas sugestões de literatura da geologia da Bacia de Santos. Também agradeço especialmente aos professores Belmiro M. Castro Filho e Paulo S. Polito do IO-USP por suas importantes colaborações a este trabalho na fase de Qualificação. Registro ainda um merecido agradecimento ao Dr. Márcio Vianna e à Viviane Menezes da VM Oceânica pela sugestão de 'revisitar' os dados de altimetria do AVISO (em tempo !).

Por fim, agradeço ao Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil (CHM), e aos comandantes Marcelo Fricks, Luis Felipe Santos, Barroso, e Sonia Sartori e ao colega José Antônio (CENPES), pelo encaminhamento na realização do Cruzeiro CERES-IV. Da mesma forma, um agradecimento especial ao Comandante Rodrigo Obino e a toda tripulação do NOc. Antares - dos praças subalternos aos oficiais - pela frutífera condução do referido cruzeiro.

Ao leitor, que prestigia esta tese, obrigado.

Resumo

As células de recirculação interna dos giros subtropicais oceânicos são definidas por subdividi-las em feições de circulação anticiclônicas adjacentes ao contorno oeste. A estrutura de recirculação interna do Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS) difere daquelas originalmente propostas por Tsuchiya (1985), Reid (1989) e Stramma & Peterson (1991). Encontramos que, em termos médios, a recirculação interna é bi-partida na porção central da Bacia de Santos e confinada zonalmente no contorno oeste do GSAS. A célula de recirculação norte (CRN) se estende desde a Cadeia Vitória-Trindade (20° S) até 25-28° S, e é mais rasa e evidente na circulação do oceano superior. A célula de recirculação sul (CRS) se estende de 30° S até 40° S e é mais espessa verticalmente. Estas estruturas apresentam variações sazonais significativas e diferenças no regime de circulação, sendo a CRN mais baroclínica, e a CRS mais barotrópica.

O exame de diferentes conjuntos de dados revelou que a recirculação interna do GSAS apresenta intensa atividade de mesoescala que se reflete na circulação oceânica na região do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos. Esta atividade predomina, tanto nos domínios da Corrente do Brasil – Corrente de Contorno Intermediária (CB-CCI) quanto no do fluxo de retorno da CRN. Da análise de séries temporais, detectamos que o desvio padrão desses escoamentos é da mesma magnitude que a média, principalmente na região da CRN onde o seu sinal fica mascarado pela variabilidade. Adjacente ao contorno oeste, o desvio padrão da Topografia Dinâmica Absoluta (std-TDA) revela uma área de cisalhamento e, provavelmente, de instabilidade por conta da posição média do escoamento meandrante da CB para sul-sudoeste, com velocidades máximas superficiais de $0,8 \text{ m s}^{-1}$ em jato cuja base se encontra a 600 m de profundidade; e paralelo a esse, um escoamento médio, também meandrante, para nordeste da borda externa da recirculação interna do GSAS, com velocidades máximas superficiais de $0,5 \text{ m s}^{-1}$ em jato cuja base se encontra a 300 m de profundidade. Em 28° S, porção central da Bacia de Santos, a região de cisalhamento entre os jatos da CB e fluxo de retorno da CRN possui 2,5-3° (ou 277-330 km) de largura. Esta região nos mapas de std-TDA configura um ‘Corredor de Vorticidade’, em que uma sucessão de pares vorticais ciclônicos e anti-ciclônicos, paralelos e confinados nesta faixa de maior variabilidade de mesoescala, modulam o comportamento horizontal tanto da CB quanto do relativamente menos intenso e mais raso fluxo de retorno da CRN na Bacia de Santos. Verticalmente, a variabilidade está confinada aos primeiros 400-600 m, sem direção predominante, e é essencialmente baroclínica em 1° modo. Por outro lado, as fracas componentes médias de velocidade ($0,1\text{-}0,2 \text{ m s}^{-1}$) no centro do corredor indicam que a estrutura vertical é majoritariamente de 2° modo baroclínico ao nível de 83 (64) % para o perfil médio zonal (meridional) de velocidades. Em síntese, a área de estudo, caracterizada por escoamentos médios relativamente fracos, é dominada por vórtices cujo ajustamento geostrófico é amplamente dominado pelo 1° modo baroclínico. Análises no domínio da frequência mostram que as ondas que se propagam pelo Corredor de Vorticidade,

possuem variabilidade vertical sem período dominante e energia dispersa, característica de espectro de ‘ruído vermelho’. Já a sua variabilidade horizontal superficial mostra periodicidades intra-sazonais, características de processos de larga e meso escalas.

Das razões físicas que podem sustentar dinamicamente o processo de recirculação interna do GSAS, focamos no forçamento mecânico do vento, com base em um modelo analítico linear quase-geostrófico (QG) na configuração de 1½ camadas a partir do clássico modelo de Munk (1950). Conseguimos reproduzir as principais feições médias do GSAS com base em um vento idealizado. O exame de campos de função de corrente (ψ) gerados a partir do modelo analítico, forçado por 8 diferentes conjuntos de tensão de cisalhamento do vento (TCV) médio zonal, revelou que existe uma variação inter-sazonal entre 30-40° S, o que sugere que a recirculação desloca-se meridionalmente, segundo a variação sazonal desses campos de TCV. Sob condições realistas de contorno e ventos idealizados em experimentos teóricos, observamos a estrutura de larga escala da recirculação interna do GSAS, meridionalmente alongada e zonalmente confinada no contorno oeste, e também a sua partição em dois subgiros. Os resultados modelados indicam que o forçamento pelo vento, a viscosa camada limite oeste gerada pelo atrito lateral e a geometria realista da quebra de plataforma podem ser os mecanismos *de primeira ordem* que explicam a recirculação interna do GSAS, em termos médios, com uma dinâmica linear simples. Entretanto, reconhecemos que outros fatores/fenômenos não abordados quantitativamente neste trabalho podem colaborar para explicar a bi-partição da recirculação interna do GSAS.

O cenário proposto para esta interrupção da recirculação em 25-28° S envolveria o processo de acoplamento entre gradientes de TSM e variações na magnitude da TCV, onde se propagam ondas baroclinicamente instáveis. Este acoplamento incrementaria a taxa de crescimento dos meandros mais instáveis, associados a uma corrente de contorno oeste relativamente fraca, a CB (Spall, 2006). Hipotetizamos que estes processos combinados, recorrentes no tempo, explicariam fisicamente a ‘interrupção’ da feição média de recirculação interna do GSAS na Baía de Santos entre 25-28° S. Adicionalmente, o processo de circulação oceânica na área estudada não seria apenas governado pelo vento médio zonal de larga escala, mas também por uma componente termohalina e pelo forçamento *de segunda ordem* por clivagens/amalgamas entre feições vorticais. A existência da camada limite lateral de Munk pode ser consequência da interação média vortical na região do Corredor de Vorticidade. Estes forçantes poderiam explicar o caráter de alta variabilidade da circulação oceânica observada no Pré-sal da Baía de Santos.

Abstract

The inner recirculation cells of the subtropical gyres are defined due to their subdivision into anti-cyclonic circulation features near the western boundary. The mean pattern of the inner recirculation structure of the South Atlantic Subtropical Gyre (SASG) differs from those originally proposed by Tsuchiya (1985), Reid (1989) and Stramma & Peterson (1991). We found the inner recirculation double-partitioned and zonally-confined in the SASG western boundary, in the central portion of the Santos Basin. The northern recirculation cell (NRC) spans from Vitória-Trindade Chain (20° S) to $25-28^{\circ}$ S, being shallower and more evident in the upper ocean circulation. The southern recirculation cell (SRC) spans from 30° S to 40° S, being vertically thicker. These recirculation structures show important seasonal variations and slant differences on the circulation pattern: the NRC is more baroclinic while the SRC is more barotropic.

The analysis based on different data sets revealed intense mesoscale activity in the SASG inner recirculation that influences the oceanic circulation in the Pre-salt Cluster of the Santos Basin. The mesoscale features prevail on the Brazil Current – Intermediate Western Boundary Current (BC-IWBC) domain as long as on the NRC's return flux. The standard-deviation and the mean of these flows have similar magnitudes, respectively. Indeed, the variability of the flow masks the recirculation signal in the NRC area. Maps of standard-deviation from Absolute Dynamic Topography (std-TDA) showed a region adjacent to the western boundary, attributed to the mean flows horizontally sheared and probably their flux instability. The south-southwestern meandering BC flow has maximum surface velocity of $0,8 \text{ m s}^{-1}$ and 600 m deep base jet. Parallel to it, the north-northeastern meandering NRC return flux of the inner recirculation of the SASG has $0,5 \text{ m s}^{-1}$ maximum surface velocity and 300 m deep base jet. This shearing region between the BC and the NRC return flux jets has $2,5-3^{\circ}$ (or 277-330 km) width in the central portion of the Santos Basin at 28° S. Pairs of cyclonic and anti-cyclonic eddies succeed flowing paralleled and confined within it configuring a 'Vorticity Corridor' like-structure. Therefore, this variability region modules the horizontal behavior of the BC and the relative weaker and shallower NRC return flows in the Santos Basin. Vertically, the variability is essentially of 1st baroclinic mode. Great part of it occupies the first 400-600 m water depth, with no predominant direction. We found seasonal stratification, which the geostrophic adjustment is mainly of 2nd baroclinic mode, with 83 (64) % adjust for the zonal (meridional) mean profile. Albeit of relative weaker mean flows ($0,1-0,2 \text{ m s}^{-1}$), the study area is eddy dominated which are geostrophically adjusted to the 1st baroclinic mode. On the frequency domain, we found that the waves that propagate on the corridor have vertical variability with no dominant period and disperse energy ('red noise'), while horizontal surface variability showed intra-seasonal periods characteristic from large and mesoscale processes.

Based on the physical reasons that could dynamically support the inner recirculation process, we focused on the mechanical forcing of the wind, by developing a linear quasi-geostrophic

(QG) 1½ layer analytical model. We followed the classical Munk (1950) wind-driven model. We succeeded on reproducing the main features of the SASG based on an idealized wind. The stream-function (Ψ) output maps we computed from this model, based on 8 different zonal mean wind shear stress (WSS) climatology data sets, revealed us an inter-seasonal variation between 30–40° S. This suggests that the inner recirculation would dislocate meridionally according to seasonal variations of the WSS fields. Under realistic boundary conditions and by using three theoretical winds we found the inner large-scale recirculation feature of the SASG, meridionally-elongated and zonally-confined in the western boundary, as well as its double-partition. The modeled results implies that the wind forcing, the western boundary viscous layer, and the realistic geometry of the continental shelf break are the mechanisms that explains in *first order* the inner recirculation of the SASG in mean terms, by a simple and linear dynamics. However, we recognize that other process not quantitatively evaluated would help to explain the partition of the inner recirculation of the SASG.

The proposed scenario for this interruption of the recirculation at 25–28° S would involve the coupling process between sea surface temperature (SST) gradients and changes on the WSS magnitudes, in a baroclinically unstable wave propagation area. This coupling would enhance the most unstable meanders growth rate, which are associated to a weaker western boundary current, the BC (Spall, 2006). We hypothesized that these combined processes, recurring in a time frame, could physically explain the interruption of the inner recirculation of the SASG mean feature in the Santos Basin at 25–28° S. Additionally, the oceanic circulation process in the study area would not only be large scale wind-driven, but also driven by a thermohaline component and by a *second order* eddy-forcing due to cleavages/amalgams among eddy features. The existence of a Munk boundary layer can be consequence of the mean eddy interaction in the Vorticity Corridor region. These aspects could explain the high variability characteristic on the oceanic circulation we observed in the Pre-salt Cluster of the Santos Basin.

Índice de Acrônimos e Abreviações

AASM	Anomalia da Altura da Superfície do Mar
ACAS	Água Central do Atlântico Sul
ACI	Água Circumpolar Inferior
ACS	Água Circumpolar Superior
ADCP	<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i>
ADM	Altura Dinâmica Média
AFA	Água de Fundo Antártica
AIA	Água Intermediária Antártica
ANP	Agência Nacional do Petróleo
AO	Análise Objetiva
AOML	<i>Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory</i>
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte
ARGO	<i>Array for Real-time Geostrophic Oceanography</i>
ASM	Altura da Superfície do Mar
AT	Água Tropical
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
AVISO	<i>Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data</i>
BC	<i>Brazil Current</i>
CA	Corrente das Agulhas
CAS	Corrente do Atlântico Sul
CB	Corrente do Brasil
CBg	Corrente de Beguela
CBM	Confluência Brasil-Malvinas
CCA	Corrente Circumpolar Antártica
CCI	Corrente de Contorno Intermediária
CCO	Corrente de Contorno Oeste
CCSE	Contracorrente Sul Equatorial

CCST-AS	Contracorrente Subtropical do Atlântico Sul
CENPES	Centro de Pesquisas Leopoldo A. Miguez de Melo
CERES	Célula de Recirculação na Bacia de Santos
CERSAT	<i>Centre ERS d'Archivage et de Traitement</i>
CF	Cabo Frio
CHM	Centro de Hidrografia da Marinha
CLMA	Camada Limite Marinha-Atmosférica
CM	Corrente das Malvinas
CMA	Cordilheira Meso-Atlântica
CMDT	<i>Combined Mean Dynamic Topography</i>
CNB	Corrente Norte do Brasil
CNES	<i>Centre National d'Etudes Spatiales</i>
COADS	<i>Comprehensive Ocean-Atmosphere Data</i>
CODAS	<i>Common Ocean Data Access System</i>
CRN	Célula de Recirculação Norte
CRS	Célula de Recirculação Sul
CSEs	Ramo Sul da Corrente Sul Equatorial
CST	Cabo de São Tomé
CTD	<i>Conductivity, Temperature, and Depth</i>
CVT	Cadeia Vitória-Trindade
DGPS	<i>Differential Global Positioning System</i>
DUACS	<i>Data Unification and Altimeter Combination System</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
EOF	Função Ortogonal Empírica (<i>Empirical Orthogonal Function</i>)
ERG	Elevação do Rio Grande
FFT	<i>Fast Fourier Transform</i>
FUNDESPA	Fundação de Estudos e Pesquisas Aquáticas
GDP	<i>Global Drifter Program</i>
GFS	<i>Ensemble Global Forecast System</i>
GOCE	<i>Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>

GRACE	<i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
GruPO	Grupo de Estudos de Processos Oceânicos
GSAS	Giro Subtropical do Atlântico Sul
HR-1983	<i>Hellerman & Rosestein (1983)</i>
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IO-USP	Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo
IWBC	<i>Intermediate Western Boundary Current</i>
JMA	<i>Japan Meteorological Agency</i>
JPL	<i>Jet Propulsion Laboratory</i>
JRA-25	<i>Japanese 25-year ReAnalysis</i>
LADCP	<i>Lowered ADCP</i>
LaDO	Laboratório de Dinâmica Oceânica
LDA	Lâmina D'Água
LIO	Laboratório de Instrumentação Oceanográfica
LOS	Laboratório de Observação por Satélite
MDT	<i>Mean Dynamical Topography</i>
MOCA	Monitoramento Ambiental Costeiro e Oceânico
MODIS	<i>Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCEP	<i>National Centers For Environmental Prediction's</i>
NGDC	<i>National Geophysical Data Center dos EUA</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NRC	<i>Northern Recirculation Cell</i>
OSE-I	Oceano Sudeste I
OSE-II	Oceano Sudeste II
OSE-V	Oceano Sudeste V
OS-III	Oceano Sul III
OS-IV	Oceano Sul IV
PETROBRAS	Petróleo Brasileiro S.A.
PIRATA	<i>Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic</i>
PNBOIA	Programa Nacional de Bóias

PO.DAAC	<i>Physical Oceanography Distributed Active Archive Center</i>
POMsec	<i>Princeton Ocean Model seccional</i>
PSP	Platô de São Paulo
RA	Retroflexão das Agulhas
Ro	Número de Rossby
QG	Quase-Gestrófico
SASG	<i>South Atlantic Subtropical Gyre</i>
SCOW	<i>Scaterometer Climatology of Ocean Winds</i>
SIRGAS 2000	Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas 2000
SMM	Superfície Média do Mar
SNB	Subcorrente Norte do Brasil
SRC	<i>Southern Recirculation Cell</i>
SSE	Subcorrente Sul Equatorial
SSH	<i>Sea Surface Height</i>
SST	<i>Sea Surface Temperature</i>
std-TDA	Desvio-padrão da TDA
TCV	Tensão de Cisalhamento do Vento
TDA	Topografia Dinâmica Absoluta
TDM	Topografia Dinâmica Média
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
WHG	<i>Woods Hole Group</i>
WOA	<i>World Ocean Atlas</i>
WOCE	<i>World Ocean Circulation Experiment</i>
WSS	<i>Wind Shear Stress</i>
XBT	<i>Expendable Bathythermograph</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

Índice de Figuras

Figura 1.1 – Principais províncias fisiográficas do Atlântico Sul. CMA: Cordilheira Meso-Atlântica; BA: Bacia Abissal; PC: Plataforma Continental. As cores relacionam as idades de crosta oceânica em milhões de anos. Fonte: NGDC – *National Geophysical Data Center* dos EUA. 33

Figura 1.2 – Painel esquerdo: Modelo de Gravidade Geopotencial (geóide), de acordo com dados do Projeto GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment* - <http://www.csr.utexas.edu/grace/>). Painel direito: Modelo de ondulação geoidal MAPGEO2004 [m] para a costa brasileira com base no sistema SIRGAS 2000 (Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas – SIRGAS2000). Fonte: IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 34

Figura 1.3 – Feições geomorfológicas do Atlântico Sul. BA: Banco de Abrolhos; BB: Bacia do Brasil; BAg: Bacia Argentina; BAn: Bacia de Angola; BW: Bacia de Walvis; CMA: Cordilheira Meso-Atlântica; CVT: Cadeia Vitória-Trindade; ERG: Elevação do Rio Grande; PSP: Platô de São Paulo; ZA: Elevação de Zapiola. A máscara em branco representa profundidades mais rasas que 200 m. 35

Figura 1.4 – Início da exploração brasileira de hidrocarbonetos no mar. Em 1954, na Baía de Todos os Santos, Bahia, em LDA de 3 m, painel esquerdo; e em 1968 em Guaricema, litoral de Sergipe em LDA de 30 m. Fonte: Eng. Luis Manoel P. Nunes. 36

Figura 1.5 – Representação da Fase Rife de abertura do Atlântico Sul, no Aptiano (122-110 Ma atrás) e os diferentes ambientes deposicionais que condicionaram as acumulações do Pré-sal na Bacia de Santos. Adaptado de Dias (2005). 39

Figura 1.6 – Representação esquemática das descobertas do Pré-sal na Bacia de Santos (2005-2008). Fonte: Petrobras. 42

Figura 1.7 – Números do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos (2010). FONTES: Revista TN, No 61; Revista Petrobras, No 147,165 e informes internos Petrobras e ANP. 43

Figura 1.8 – Corte vertical esquemático dos campos do Pós-sal (que representam os conhecidos campos em produção); da espessa camada de sal; e dos campos do Pré-sal (painel esquerdo). No painel direito, as espessuras de cada horizonte do sistema. Fonte: Petrobras. 44

Figura 1.9 – Delimitação geográfica das reservas dos campos do Pré-sal que abrange as bacias do Espírito Santo, Campos e Santos. Fonte: Petrobras. 44

Figura 1.10 – Parâmetros (ou cargas) ambientais relacionados por grau de dependência com as diferentes fases de um empreendimento de E&P. Fonte: Grupo de Oceanografia, CENPES. 47

Figura 1.11 – Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul, para a circulação de Água Tropical (AT) entre 0 e 100 m de LDA, de acordo com Peterson & Stramma (1991) e Stramma & England (1999). CB: Corrente do Brasil; CM: Corrente das Malvinas; CAS: Corrente do Atlântico Sul; CCA: Corrente Circumpolar Antártica; CA: Corrente das Agulhas;

CBg: Corrente de Benguela; CSEs: ramo sul da Corrente Sul Equatorial; CCSE: Contracorrente Sul Equatorial; GA: Giro de Angola. 49

Figura 1.12 – Esquema da hipótese de Stommel (1965) para explicar a relação entre a circulação forçada pelo vento e a circulação termohalina, comparando as correntes do Golfo e do Brasil. Fonte: Silveira *et al.* (2000a). 50

Figura 1.13 – Representação esquemática das correntes de contorno oeste do GSAS e empilhamento das respectivas massas d'água transportadas: AT entre 0 e 100 m; ACAS em 500 m; AIA em 1200 m e APAN em 2500 m LDA de acordo com Stramma & England (1999). Fonte: Soutelino (2008). 51

Figura 1.14 – Imagem da temperatura da superfície do mar (TSM) em janeiro de 1998. O gradiente térmico horizontal entre as águas frias de ressurgência por sobre a plataforma continental e a AT permite observar meandros e vórtices da CB. Fonte: Mahiques *et al.* (2005). 55

Figura 1.15 – Posição média da frente termal da CB com base em Garfield (1990) e Silveira *et al.* (2008). A linha tracejada é a isóbata de 200 m. Fonte: Silveira *et al.* (2008). 56

Figura 1.16 – Mapas de temperatura da superfície do mar (TSM-AVHRR) mostrando o mesmo padrão de meandramento da CB em dois momentos distintos, em 20/07/1993 (superior) e em 27/06/1994 (inferior). O contraste entre as águas mais frias de plataforma e as águas mais quentes, associadas a frente térmica da CB, evidenciam uma onda de vortacidade segundo Cushman-Roisin (1994). Painel superior, de Campos *et al.* (1996). Painel inferior, cortesia de João Lorenzetti (INPE). 57

Figura 1.17 – Resultados do modelo unidimensional QG de Jonhs (1988) indicando os comprimentos de onda mais instáveis, as taxas de crescimento e as velocidades de fase. As ondas mais instáveis representam apenas 18% da variabilidade horizontal, segundo Silveira *et al.* (2008). 58

Figura 1.18 – Média sazonal do rotacional do vento com base em dados do Quikscat (2000-2004), segundo Castelão & Barth (2006). Da esquerda para a direita: verão, outono, inverno e primavera. 59

Figura 1.19 – O padrão médio de recirculação interna do GSAS, adaptado de Tsuchiya (1985), painel esquerdo; e de Reid (1989), painel direito. Ambos na superfície referentes a 1000 dBar. 62

Figura 1.20 – Resumo esquemático de Mattos (2006) sugerindo o cenário oceanográfico quase-sinóptico, ao largo do sudeste brasileiro na Bacia de Santos. No esquema, as ondas baroclínicas de vortacidade, tipicamente de meso-escala, são representadas pelas estruturas ciclônicas e anticiclônicas. O sinal mais robusto é aquele de grande escala da célula de recirculação norte da CB evidenciando a separação parcial desta do contorno para dar origem à CCST-AS. 62

Figura 1.21 – Radiais dos Cruzeiros Oceanográficos do Projeto CERES e a posição do fundeio oceanográfico F2200. Observações hidrográficas e diretas de velocidade na Bacia de Santos. 68

Figura 1.22 – Mapa base regional dos Cruzeiros Oceanográficos do Projeto CERES e a posição do fundeio oceanográfico F2200. Adicionalmente, a Comissão OSE-II da Marinha do Brasil será utilizada. Observações hidrográficas e diretas de velocidade nas bacias do Espírito Santo, Campos e Santos. 69

Figura 2.1 – Temperatura da Superfície do Mar do GSAS. Média entre 2002-2010, com resolução de 4 km, com base no sensor MODIS-AQUA. Painel superior (inferior) inverno (verão). A linha cinza representa a isobatimétrica de 1000 m. 72

Figura 2.2 – Temperatura da Superfície do Mar do GSAS. Média entre 2002-2010, com resolução de 4 km, com base no sensor MODIS-AQUA. Painel superior (inferior) outono (primavera). A linha cinza representa a isobatimétrica de 1000 m. 73

Figura 2.3 – Temperatura da Superfície do Mar na borda oeste do GSAS. Média entre 2002-2010, com resolução de 4 km, com base no sensor MODIS-AQUA. Painel superior (inferior) esquerdo: outono (inverno). Painel superior (inferior) direito: primavera (verão). A linha cinza representa a isobatimétrica de 1000 m. 75

Figura 2.4 – Altura Dinâmica Média anual do GSAS a 5 dBar relativo a 1000 dBar a partir da base WOA 2009 em [m]. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas. 79

Figura 2.5 – Altura Dinâmica Média anual do GSAS a 5 dBar relativo a 1500 dBar (painel superior) e relativo a 3000 dBar (painel inferior) a partir da base WOA 2009 em [m]. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas. 80

Figura 2.6 – Altura Dinâmica Média anual do GSAS a 500 dBar (painel superior) e a 1000 dBar (painel inferior) relativos a 3000 dBar a partir da base WOA 2009 em [m]. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas. 82

Figura 2.7 – Altura Dinâmica Média anual do GSAS a 2000 dBar relativo a 3000 dBar a partir da base WOA 2009 em [m]. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas. 83

Figura 2.8 – Altura Dinâmica Média do GSAS a 5 dBar referente a 1000 dBar, a partir da base WOA 2009 em [m]. Painel superior (inferior) esquerdo: outono (inverno). Painel superior (inferior) direito: primavera (verão). CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas. 85

Figura 2.9 – Altura Dinâmica Média do GSAS a 5 dBar referente a 1500 dBar, a partir da base WOA 2009 em [m]. Painel superior (inferior) esquerdo: outono (inverno). Painel superior (inferior) direito: primavera (verão). CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas. 86

Figura 2.10 – Medição altimétrica por satélite e suas superfícies de referência. Fonte: Rosmorduc *et al.* (2009). 90

Figura 2.11 – MDT geodésico VMhr08 com resolução em grade de $1/10^\circ$. Fonte: Vianna & Menezes, (2011). Os contornos em preto são de 0,68 e 0,64. Fonte: <http://www.vmoceanica.com.br/>. Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m. 93

Figura 2.12 – CMDT Rio05 com resolução em grade de $\frac{1}{2}^\circ$. Os contornos em preto são de 0,68 e 0,64. Fonte: <http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/>. Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m. 96

Figura 2.13 – CMDTs para o GSAS: Painel superior (inferior) CLS09 v1.0 (CLS09 v1.1) com resolução em grade de $\frac{1}{4}^\circ$ para o GSAS. Os contornos em preto são de 0,68 e 0,64. Fonte: <http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/>. Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m. 97

Figura 2.14 – Topografia Dinâmica Absoluta média anual do GSAS para o período de 1993 a 2010 com base no AVISO. Os contornos em preto são de 0,7 e 0,66. Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

100

Figura 2.15 – Topografia Dinâmica Absoluta média sazonal do GSAS para o período de 1993 a 2010 com base no AVISO. Painel superior (inferior) esquerdo: outono (inverno). Painel superior (inferior) direito: primavera (verão). Os contornos em preto são de 0,7 e 0,66. Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

102

Figura 2.16 – Painéis superiores esquerdo (direito): Altura Dinâmica Média anual do GSAS a 5 dBar relativo a 1000 (1500) dBar. Painel central: Altura Dinâmica Média anual do GSAS a 5 dBar relativo a 3000 dBar. Painéis superiores e central obtidos a partir da base WOA 2009 em [m] com contorno de 0,36. Painel inferior esquerdo (direito): Topografia Dinâmica Absoluta média anual do GSAS para o período de 1993 a 2010 com base no AVISO. Os contornos são de 0,66-0,7 (0,64-0,66). Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

107

Figura 3.1 – Mapas de densidade amostral com base nas posições dos flutuadores SVP entre 1979 e 2010 no Atlântico Sul. O painel superior (inferior) mostra pares de coordenadas (mostra o histograma bidimensional do número de observações [Obs] em caixas geográficas de 1° x 1°). A linha cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m.

110

Figura 3.2 – Mapas regionais de densidade amostral com base nas posições dos flutuadores SVP entre 1979 e 2010 no Atlântico Sul. Painel superior (inferior) mostra pares de coordenadas (mostra o histograma bidimensional do número de observações). A linha cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m.

112

Figura 3.3 – Mapas regionais de densidade amostral com base nas posições dos flutuadores SVP entre 2006 e 2010 no Atlântico Sul. O painel superior (inferior) mostra pares de coordenadas (mostra o histograma bidimensional do número de observações). A linha cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m.

114

Figura 3.4 – Mapa do desvio-padrão (std-TDA) da Topografia Dinâmica Absoluta (TDA) do Giro Subtropical do Atlântico Sul no período 1993-2010, dados AVISO. Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

115

Figura 3.5 – Mapas filtrados (120-dias) do desvio-padrão (std-TDA) da Topografia Dinâmica Absoluta (TDA) do Giro Subtropical do Atlântico Sul no período 1993-2010, dados AVISO. Painel superior é o sinal de mesoescala. Painel inferior é o sinal de larga escala. Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

116

Figura 3.6 – Mapas do desvio-padrão (std-TDA) da Topografia Dinâmica Absoluta (TDA) do Giro Subtropical do Atlântico Sul no período 1993-2010, dados AVISO. Painel esquerdo é o sinal STD não-filtrado; painel direito é o sinal filtrado (120-dias) de mesoescala. Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

118

Figura 4.1 – No painel superior, anomalia do geopotencial média de primavera [$m^2 s^{-2}$] do GSAS a 100 dBar relativo a 1000 dBar calculada com base na climatologia Boyer *et al.* (2005), utilizada para definição da extensão das radiais CERES. No painel central, comparação da

grade CERES (fase 1) com resultados de mapeamento de função de corrente geostrófica [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] da comissão OSE-I da Marinha do Brasil (Mattos, 2006). No painel inferior, definição de grade CERES (fase 2), confrontada com a TDA média anual do GSAS para o período de 1993-2009 a partir do AVISO com base no CMDT Rio05. Valores expressos em [m]. 121

Figura 4.2 – Área de estudo. Radiais dos Cruzeiros Oceanográficos CERES e a posição do fundeio oceanográfico F2200 no Pólo Pré-sal (ver Capítulo 5). Observações hidrográficas e diretas de velocidade na Bacia de Santos. 122

Figura 4.3 – Grade CERES, fase 1, na região do Pólo Pré-sal (Box), por sobre o Platô de São Paulo (2000-3800 m de profundidade). 124

Figura 4.4 – Seções verticais de velocidade [m s^{-1}] interpoladas por AO para os primeiros 300 m de LDA para os cruzeiros CERES-I (painéis esquerdos); CERES-II (painéis centrais); e CERES-III (painéis direitos). Painéis superiores (inferiores) são da Radial 3 (1). Velocidades negativas, em vermelho, para o sul. 125

Figura 4.5 – Vetores de velocidade [m s^{-1}] obtidos pelo processamento do CODAS no nível 60 m para os três cruzeiros: CERES-I (Jan 2008) em azul; CERES-II (Out 2008) em vermelho; CERES-III (Mai 2009) em verde. 127

Figura 4.6 – Vetores de função de corrente geostrófica [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] obtidos pelo processamento de dados diários da anomalia de ASM do AVISO em Andriolini (2010) para os três cruzeiros: CERES-I (31/jan/2008, painel superior); CERES-II (18/out/2008, painel central); CERES-III (12/Mai/2009, painel inferior). Escala invertida: as regiões em azul negativas (vermelho positivas) estão associadas a regiões de circulação horária (anti-horária). 128

Figura 4.7 – Grade CERES, fase 2, na região do Pólo Pré-sal (Box), por sobre o Platô de São Paulo (2000-3800 m de profundidade). 129

Figura 4.8 – Seções verticais de velocidade [m s^{-1}] interpoladas por AO para os primeiros 250 m de LDA para o cruzeiro CERES-IV (Jun 2010). De cima para baixo, radiais 1, 2, 3 e 4. 131

Figura 4.9 – Vetores de velocidade [m s^{-1}] obtidos pelo processamento do CODAS no nível 60 m para o cruzeiro CERES-IV (Jun 2010). 132

Figura 4.10 – Mapeamento de função de corrente observada (ψ) em [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] interpolada por AO em grade seagrid de 25x25 pontos para o nível 60 m para o cruzeiro CERES-IV (Jun 2010). A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 200 m. 134

Figura 4.11 – Mapeamento do erro em [%] de interpolação por AO em grade seagrid de 25x25 pontos para o nível 60 m para o cruzeiro CERES-IV (Jun 2010). 135

Figura 4.12 – Mapeamento de Vorticidade Relativa observada (ζ) em [s^{-1}] interpolada por AO em grade seagrid de 25x25 pontos para o nível 60 m para o cruzeiro CERES-IV. 136

Figura 4.13 – Mapeamento do Número de Rossby (Ro) interpolado por AO em grade seagrid de 25x25 pontos para o nível 60 m para o cruzeiro CERES-IV. 137

Figura 4.14 – Vetores de velocidade [cm s^{-1}] obtidos pelo processamento do CODAS no nível 50 m para o cruzeiro OSE-II (Out-Dez 2002). 138

Figura 4.15 – Seções verticais de velocidade [m s^{-1}] interpoladas por AO para os primeiros 300 m de LDA para o cruzeiro OSE-II. De cima para baixo, radiais 2, 4, e 5, respectivamente. Velocidades negativas, em vermelho, para o sul. 140

Figura 4.16 – Seções verticais de velocidade [m s^{-1}] interpoladas por AO para os primeiros 300 m de LDA para o cruzeiro OSE-II. De cima para baixo, radiais 6, 7 e 8, respectivamente. Velocidades negativas, em vermelho, para o sul. 141

Figura 4.17 – Mapeamento de função de corrente observada (ψ) em [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] interpoladas por AO em grade seagrid de 35x35 pontos para o nível 60 m para o cruzeiro OSE-II (Out-Dez 2002) da Marinha do Brasil. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 200 m. 143

Figura 4.18 – Mapeamento do erro em [%] de interpolação por AO em grade seagrid de 35x35 pontos para o nível 60 m para o cruzeiro OSE-II (Out-Dez 2002) da Marinha do Brasil. 143

Figura 4.19 – Mapeamento de Vorticidade Relativa observada (ζ) em [s^{-1}] interpoladas por AO em grade seagrid de 35x35 pontos para o nível 60 m para o cruzeiro OSE-II (Out-Dez 2002). 144

Figura 4.20 – Mapeamento do Número de Rossby (Ro) interpoladas por AO em grade seagrid de 35x35 pontos para o nível 60 m para o cruzeiro OSE-II (Out-Dez 2002). 145

Figura 4.21 – Vetores velocidade normais às radiais ao nível de 60 m para os quatro cruzeiros: CERES I (Jan. 2008) em azul; CERES II (Out. 2008) em vermelho; CERES III (Mai 2009) em verde; e CERES-IV (Jun 2010) em magenta. 147

Figura 4.22 – Séries de velocidade normais às radiais ao nível de 60 m para os quatro cruzeiros: CERES I (Jan. 2008) em azul; CERES II (Out. 2008) em vermelho; CERES III (Mai 2009) em verde; e CERES-IV (Jun 2010) em magenta. O painel superior esquerdo (direito) mostra as series de velocidade na Radial 1-Ilha Bela (3-Cabo Frio); o painel inferior esquerdo (direito) mostra as séries função de correlação para a Radial 1 (3). 148

Figura 4.23 – Painéis esquerdos mostram as funções de correlação médias espaciais para a Radial 1-Ilha Bela (R1) e Radial 3-Cabo Frio (R3), a um intervalo de 95 % de confiança. Os painéis direitos mostram as funções sinal gradiente das respectivas funções de correlação (menos os últimos 25 LAGs de incerteza da série). 149

Figura 4.24 – Grades dos Cruzeiros Oceanográficos CERES. Painel superior esquerdo (direito): CERES-I (CERES-II); painel inferior esquerdo (direito): CERES-III (CERES-IV). 153

Figura 4.25 – Confronto dos valores médios (linha vermelha cheia) e respectivos desvios-padrão (linha vermelha tracejada) com a máscara climatológica de Sverdrup (1942) dos Cruzeiros Oceanográficos CERES. Painel superior esquerdo (direito): CERES-I (CERES-II); painel inferior esquerdo (direito): CERES-III (CERES-IV). 154

Figura 4.26 – Seções verticais de temperatura com dados provenientes do CTD (painel superior esquerdo); XBT (painel superior direito); e a combinação entre os dois (painel inferior) para a Radial 1, CERES-IV, restrita em 1800 m. 155

Figura 4.27 – Diagrama T-S espalhado das estações dos cruzeiros CERES-I (painel superior) e CERES-II (painel inferior), indicando os índices termohalinos das massas de água presentes na região. Baseado em Mattos (2006). 159

Figura 4.28 – Diagrama T-S espalhado das estações dos cruzeiros CERES-III (painel superior) e CERES-IV (painel inferior), indicando os índices termohalinos das massas de água presentes na região. Baseado em Mattos (2006). 160

Figura 4.29 – Seção vertical de temperatura para o CERES-I. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo E. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo. 163

Figura 4.30 – Seção vertical de salinidade para o CERES-I. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo E. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo. 164

Figura 4.31 – Seção vertical de densidade potencial para o CERES-I. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo. 165

Figura 4.32 – Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas para o CERES-I. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo. 166

Figura 4.33 – Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas para o CERES-I, com as interfaces isopícnais calculadas por Mattos (2006), para a Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). 167

Figura 4.34 – Seção vertical de temperatura para o CERES-II. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo. 170

Figura 4.35 – Seção vertical de salinidade para o CERES-II. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo. 171

Figura 4.36 – Seção vertical de densidade potencial para o CERES-II. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo. 172

Figura 4.37 – Seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para o CERES-II. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo. 173

Figura 4.38 – Seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para o CERES-II, com as interfaces isopícnais calculadas por Mattos (2006), para a Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). 174

Figura 4.39 – Seção vertical de temperatura para o CERES-III. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo. 177

Figura 4.40 – Seção vertical de salinidade para o CERES-III. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo. 178

Figura 4.41 – Seção vertical de densidade potencial para o CERES-III. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo. 179

Figura 4.42 – Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas para o CERES-III. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo. 180

Figura 4.43 – Seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para o CERES-III, com as interfaces isopicnais calculadas por Mattos (2006), para a Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). 181

Figura 4.44 – Seção vertical de temperatura para o CERES-IV. A Radial 4 (painel superior) e Radial 2 (painel inferior). Representa o campo obtido após 6 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo. 184

Figura 4.45 – Seção vertical de salinidade para o CERES-IV. A Radial 4 (painel superior) e Radial 2 (painel inferior). Representa o campo obtido após 6 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo. 185

Figura 4.46 – Seção vertical de densidade potencial para o CERES-IV. A Radial 4 (painel superior) e Radial 2 (painel inferior). Representa o campo obtido após 6 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo. 186

Figura 4.47 – Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas para o CERES-IV. A Radial 4 (painel superior) e Radial 2 (painel inferior). Representa o campo obtido após 6 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo. 187

Figura 4.48 – Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas para o CERES-IV com as interfaces isopicnais calculadas por Mattos (2006), para a Radial 4 (painel superior) e Radial 2 (painel inferior). 188

Figura 4.49 – Seções verticais de velocidades baroclínicas absolutas para o CERES-IV. De cima para baixo: Radiais 4, 3, 2 e 1, respectivamente. 191

Figura 4.50 – Seções verticais de velocidades baroclínicas absolutas para o CERES-IV, com as interfaces isopicnais calculadas por Mattos (2006). Idem à Figura 4.49. 192

Figura 4.51 – Grades das comissões hidrográficas Oceano Sul III (painel superior) e IV (painel inferior). Fonte: Ronaldo Sato. 196

Figura 4.52 – Seções verticais de velocidades baroclínicas absolutas para o OS-III. De cima para baixo: Radiais 8, 7 e 6, respectivamente. 197

Figura 4.53 – Seções verticais de velocidades baroclínicas absolutas para o OS-III, com as interfaces isopícnais calculadas por Mattos (2006). Idem à Figura 4.52. 198

Figura 4.54 – Seções verticais de velocidades baroclínicas absolutas para o OS-IV. De cima para baixo: Radiais 7 e 6, respectivamente. 199

Figura 4.55 – Seções verticais de velocidades baroclínicas absolutas para o OS-IV, com as interfaces isopícnais calculadas por Mattos (2006). Idem à Figura 4.54. 200

Figura 5.1 – Radiais dos Cruzeiros Oceanográficos CERES e a posição do fundeio oceanográfico F2200. 203

Figura 5.2 – Configuração do fundeio F2200 (P1) conduzido pelo *Woods Hole Group* a serviço da Gerência de Engenharia da Petrobras (EEPT/GEO). Fonte: Relatório Técnico WHG (2009). 204

Figura 5.3 – Séries temporais no nível nominal de 400 m para um subconjunto no período Mai/2008 a Out/2009 das séries de Profundidade [m], Temperatura [°C] e Salinidade do Fundeio F2200 (P1). Séries de ADCP (dois primeiros painéis superiores); e séries do CTD (três painéis inferiores). Fonte: Relatório Técnico WHG (2009). 206

Figura 5.4 – Estatística sumária do Fundeio F2200 (P1) para um subconjunto da série no período Mai/2008 a Out/2009. Fonte: Relatório Técnico WHG (2009). As profundidades são nominais de projeto deste subconjunto. 207

Figura 5.5 – Diagrama espaguete vertical do Fundeio F2200 (P1) para um subconjunto da série no período Mai/2008 a Out/2009. Painel esquerdo (direito) mostra a componente zonal (meridional). Fonte: Relatório Técnico WHG (2009). 208

Figura 5.6 – Séries temporais consistidas do Fundeio F2200 entre 43 e 133 m de profundidade para o período Mar/2008 a Abr/2010. Em preto, a magnitude da corrente. 209

Figura 5.7 – Séries temporais do Fundeio F2200 em 63 m: Não-filtrada (verde), de Baixa Freq. (vermelho) e de Alta Freq. (azul). Período Mar/2008 a Abr/2010. Em preto, a magnitude da corrente. 210

Figura 5.8 – Séries temporais do Fundeio F2200 em 133 m: Não-filtrada (verde), de Baixa Freq. (vermelho) e de Alta Freq. (azul). Período Mar/2008 a Abr/2010. Em preto, a magnitude da corrente. 211

Figura 5.9 – Séries temporais do Fundeio F2200 em 363 m: Não-filtrada (verde), de Baixa Freq. (vermelho) e de Alta Freq. (azul). Período Mar/2008 a Abr/2010. Em preto, a magnitude da corrente. 212

Figura 5.10 – Séries temporais do Fundeio F2200 em 797 m: Não-filtrada (verde), de Baixa Freq. (vermelho) e de Alta Freq. (azul). Período Mar/2008 a Abr/2010. Em preto, a magnitude da corrente. 213

Figura 5.11 – Gráficos polares de frequência por direção para diferentes níveis do Fundeio F2200. Período Mar/2008 a Abr/2010. 214

Figura 5.12 – Dois anos (Mar/2008 a Abr/2010) de séries em perfis da componente zonal (meridional) no painel esquerdo (direito) para 39 níveis do Fundeio F2200. A linha tracejada indica zero. Em ciano e amarelo, respectivamente, são mostrados os perfis médios zonal e meridional. 219

Figura 5.13 – Perfis médios da componente zonal (meridional) no painel esquerdo (direito) para 11 níveis do Fundeio F2200. Cruzes pretas marcam a posição dos níveis medidos adotados para o cálculo das EOF's. 221

Figura 5.14 – Teste de Montecarlo com 1000 simulações para análise EOF com 11 níveis do Fundeio F2200. 222

Figura 5.15 – EOF1 do sinal de baixa frequência para 11 níveis do Fundeio F2200. Painéis superiores: perfis EOF1 da componente zonal (meridional) em vermelho (azul). Painéis inferiores: séries de Amplitude zonal (meridional) em vermelho (azul). 223

Figura 5.16 – EOF1 (verde), EOF2 (azul) do sinal de baixa frequência para 11 níveis do Fundeio F2200. Painel superior: perfis EOFs da componente conjugada (ψ_i). Painéis central e inferior: suas respectivas séries de Amplitude, somente relativas à componente zonal. 225

Figura 5.17 – Perfis médios de Temperatura, Salinidade e da Frequência de Estratificação [cph] dos cruzeiros CERES. Painel superior Radial 2 – Cabo Frio. Painel inferior Radial 1 – Ilha Bela. 230

Figura 5.18 – Estrutura vertical dos Modos Normais de Estratificação dos cruzeiros CERES para a Radial (2) Cabo Frio. 233

Figura 5.19 – Estrutura vertical dos Modos Normais de Estratificação dos cruzeiros CERES para a Radial (1) Ilha Bela. 234

Figura 5.20 – Estrutura vertical dos 6 Modos Normais de Estratificação dos cruzeiros CERES. 236

Figura 5.21 – Estrutura vertical da reconstituição modal do F2200, com base em 2 (3) Modos Normais Dinâmicos dos cruzeiros CERES, painel superior (inferior). 239

Figura 5.22 – Estrutura vertical da reconstituição modal do F2200, com base em 4 (5) Modos Normais Dinâmicos dos cruzeiros CERES, painel superior (inferior). 240

Figura 5.23 – Estrutura vertical da reconstituição do modo EOF1, com base em 2 Modos Normais Dinâmicos dos cruzeiros CERES. 241

Figura 6.1 – Análise FFT do sinal de baixa frequência da série EOF1. Observa-se ausência de picos significativos no espectro FFT(a) reforçado pela auto-correlação do sinal de entrada (em preto, no painel esquerdo). Potencia em $[(m\ s^{-1})^2 / cph]$. Frequência em [cph]. 244

Figura 6.2 – Séries temporais do Fundeio F2200 (vermelho) em 43 m: Baixa Freq. (painel superior) e degradada com intervalo de 7 dias (painel central). Período Mar/2008 a Abr/2010. No painel inferior (azul), série temporal de velocidade geostrófica derivada da anomalia da ASM (SSH) do AVISO. Período Mar/2008 a Mar/2010. Em preto, a magnitude da corrente. 246

Figura 6.3 – Séries temporais do gradiente meridional em [cm/km] (vermelho) e da componente zonal de velocidade geostrófica derivada da anomalia da ASM do AVISO [$m\ s^{-1}$] (verde). Período Out/1992 a Mar/2010. Em pontilhado preto, o evento de 20/Abr/2008. 248

Figura 6.4 – Séries temporais do gradiente zonal em [cm/km] (azul) e da componente meridional de velocidade geostrófica derivada da anomalia da ASM do AVISO [$m\ s^{-1}$] (ciano). Período Out/1992 a Mar/2010. Em pontilhado preto, o evento de 20/Abr/2008. 249

Figura 6.5 – Análise FFT da componente zonal (meridional) geostrófica derivada da anomalia da ASM do AVISO, painéis superiores (inferiores). Período Out/1992 a Mar/2010. Os pontos

em vermelho foram selecionados de acordo com os picos observados no espectro FFT(a) reforçado pela auto-correlação do sinal de entrada (em preto, no painel esquerdo). Potencia em $[(m\ s^{-1})^2 / cph]$. Frequência em [cph]. 251

Figura 7.1 – Linhas de função transporte de massa obtidas para o Ocn. Pacífico Norte com base na média anual do vento zonal - e seu rotacional (painel esquerdo). Observe que os giros oceânicos refletem a mudança do sinal do rotacional do vento. Fonte: Munk (1950). 256

Figura 7.2 – Comportamento da função ondulatória $\chi_{(x)}$ para a estrutura da função transporte de massa nos domínios I – camada limite oeste; II – Camada interior Sverdrupiana; e III – camada limite leste. Fonte: Munk (1950). 257

Figura 7.3 – Esquema do Modelo QG de $1\frac{1}{2}$ camadas para o GSAS, modo mais simples de estratificação do oceano. Painel esquerdo: a injeção de vorticidade na camada superior gera desvios da pincolina teórica, em relação à sua profundidade de repouso, na interface entre a camada superior e a camada inferior. Painel direito: função de corrente no modo gravidade reduzida do 'equivalente barotrópico' no oceano superior. 259

Figura 7.4 – Perfis médios meridionais teóricos para calibração do modelo QG de $1\frac{1}{2}$ camadas. 265

Figura 7.5 – Campo de Função de Corrente para o Giro Subtropical do Atlântico Sul, com base em (7.12) de vento idealizado para calibração do modelo Q.G de $1\frac{1}{2}$ camadas. Valores em $[m^2\ s^{-1}]$. 266

Figura 7.6 – Perfis zonais dos jatos da CB e sua recirculação contracorrente na latitude central do 'box-model'. Painel esquerdo mostra a extensão longitudinal. Painel direito mostra a extensão zonal escalada pela largura da camada limite oeste, L_w . 267

Figura 8.1 – Campos de TCV em [Pa]. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS. 278

Figura 8.2 – Perfis meridionais anuais da TCV em $[Pa\ ou\ N\ m^{-2}]$ e do rotacional do vento médio zonal em $[Pa\ m^{-1}\ ou\ N\ m^{-3}]$. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS. 279

Figura 8.3 – Padrões de recirculação médios anuais do GSAS em $[m^2\ s^{-1}]$. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS. 280

Figura 8.4 – Campos de TCV em [Pa]. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS. 281

Figura 8.5 – Perfis meridionais de verão da TCV em $[Pa\ ou\ N\ m^{-2}]$ e do rotacional do vento médio zonal em $[Pa\ m^{-1}\ ou\ N\ m^{-3}]$. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS. 282

Figura 8.6 – Padrões de recirculação médios de verão do GSAS em $[m^2\ s^{-1}]$. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS. 283

Figura 8.7 – Campos de TCV em [Pa]. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS. 284

Figura 8.8 – Perfis meridionais de outono da TCV em [Pa ou $N\ m^{-2}$] e do rotacional do vento médio zonal em [Pa m^{-1} ou $N\ m^{-3}$]. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS. 285

Figura 8.9 – Padrões de recirculação médios de outono do GSAS em [$m^2\ s^{-1}$]. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS. 286

Figura 8.10 – Campos de TCV em [Pa]. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS. 287

Figura 8.11 – Perfis meridionais de inverno da TCV em [Pa ou $N\ m^{-2}$] e do rotacional do vento médio zonal em [Pa m^{-1} ou $N\ m^{-3}$]. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS. 288

Figura 8.12 – Padrões de recirculação médios de inverno do GSAS em [$m^2\ s^{-1}$]. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS. 289

Figura 8.13 – Campos de TCV em [Pa]. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS. 290

Figura 8.14 – Perfis meridionais de Primavera da TCV em [Pa ou $N\ m^{-2}$] e do rotacional do vento médio zonal em [Pa m^{-1} ou $N\ m^{-3}$]. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS. 291

Figura 8.15 – Padrões de recirculação médios de Primavera do GSAS em [$m^2\ s^{-1}$]. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS. 292

Figura 8.16 – Variações sazonais no transporte da CB em Sv, para cada conjunto de TCV, na latitude média do domínio do modelo em $30^\circ\ S$. 296

Figura 9.1 – Perfis médios meridionais teóricos do Experimento 1. 303

Figura 9.2 – Resultado do Experimento 1. Campo de Função de Corrente para o Giro Subtropical do Atlântico Sul. Modelo governado pelo vento com base em Munk (1950), por diferenças finitas, usando vento idealizado sob condições de contorno geométricas realistas. Valores em [$m^2\ s^{-1}$]. 304

Figura 9.3 – Recorte regional do contorno oeste da Figura 9.2. 304

Figura 9.4 – Perfis médios meridionais teóricos do Experimento 2. 306

Figura 9.5 – Resultado do Experimento 2. Campo de Função de Corrente para o Giro Subtropical do Atlântico Sul. Modelo governado pelo vento com base em Munk (1950), por

diferenças finitas, usando vento idealizado sob condições de contorno geométricas realistas. Valores em $[m^2 s^{-1}]$. 307

Figura 9.6 – Recorte regional do contorno oeste da Figura 9.5. 307

Figura 9.7 – Perfis médios meridionais teóricos do Experimento 3. 308

Figura 9.8 – Resultado do Experimento 3. Campo de Função de Corrente para o Giro Subtropical do Atlântico Sul. Modelo governado pelo vento com base em Munk (1950), por diferenças finitas, usando vento idealizado sob condições de contorno geométricas realistas. Valores em $[m^2 s^{-1}]$. 309

Figura 9.9 – Recorte regional do contorno oeste da Figura 9.8. 309

Figura 10.1 – Mapas regionais da borda oeste do GSAS. No painel superior, a topografia submarina H . No painel inferior esquerdo (direito) a vorticidade ambiente f/H (trajetórias de flutuadores Lagrangeanos SVP-WOCE do PNBOIA). 314

Figura 10.2 – Relação entre calor armazenado derivado da altimetria, e os dados medidos para cada uma das bóias do PIRATA por termistores. Coeficientes de correlação e erro RMS são mostrados nos topos das figuras. Os dados altimétricos já incluem a correção halostérica. Fonte: Sato & Polito (2008). 316

Figura 10.3 – Imagem de infravermelho mostrando a presença do sistema Zona de Convergência do Atlântico Sul (destaque) sobre a região sudoeste do Atlântico Sul. Fonte: CPTEC/INPE. 317

Figura 10.4 – Mapas globais da Climatologia SCOW (*Scaterometer Climatology of Ocean Winds*) de Risien & Chelton (2008) – 8 anos, de set/1999 a ago/2007. De cima para baixo: Campo de TCV médio zonal; e Campo de seu Rotacional. As linhas pontilhadas demarcam o zero. 319

Figura 10.5 – Esquemas de Chelton *et al.* (2004) para exemplificar a variação da velocidade do vento na CLMA em função da TSM (painel esquerdo); e o efeito do gradiente espacial de TSM sobre o Rotacional (área vermelha) e a Divergência (área verde) da TCV. As magnitudes dessas perturbações são proporcionais à magnitude do vento nas bordas da frente termal (painel direito). 320

Figura 10.6 – Mapas de médias anuais da climatologia SCOW. No painel superior esquerdo (direito) é mostrado o campo de TCV (Rotacional da TCV). No painel inferior esquerdo (direito) é mostrado o campo do Divergente da TCV (Bombeamento de Ekman). A linha cinza contínua representa a isobatimétrica de 1000 m. A linha de zero é pontilhada. 322

Figura 10.7 – Mapas de médias sazonais da climatologia SCOW. Nos painéis esquerdos (direitos) são mostrados os mapas de inverno (verão) para os campos de TCV (painéis superiores) e do Rotacional da TCV (painéis inferiores). A linha cinza contínua representa a isobatimétrica de 1000 m. A linha de zero é pontilhada. 323

Figura 10.8 – Mapas de médias sazonais da climatologia SCOW. Nos painéis esquerdos (direitos) são mostrados os mapas de inverno (verão) para os campos do Divergente da TCV (painéis superiores) e do Bombeamento de Ekman (painéis inferiores). A linha cinza contínua representa a isobatimétrica de 1000 m. A linha de zero é pontilhada. 325

Figura 10.9 – Esquema de Spall (2006) mostrando o crescimento de uma onda baroclínica instável em região de vento que sopra por sobre águas quentes para águas frias. As

perturbações no campo de TSM resultam em anomalias no campo de vento (seta vermelha) que implicam no transporte divergente de Ekman (seta azul). A circulação resultante advecta água quente no sentido norte e água fria no sentido sul, que vai incrementar anomalias do campo de TSM e aumentar a taxa de crescimento da onda baroclínica. 326

Figura 10.10 – Mapa de função de corrente geostrófica de Mattos (2006) com a estimativa dos comprimentos da onda de vorticidade associada à CB para o cenário quase-sinóptico capturado durante a Comissão Oceano Sudeste I da Marinha do Brasil. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 50 m. 330

Figura 10.11 – Mapas de médias anuais das climatologias WOA 2009, AVISO e SCOW. No painel superior esquerdo (direito) é mostrada a Altura Dinâmica Média a 5 dBar relativo a 1500 dBar (Mapa de Topografia Dinâmica Absoluta) anual no contorno oeste do GSAS. No painel inferior esquerdo (direito) é mostrado o campo do Divergente da TCV (Bombeamento de Ekman). A linha cinza contínua representa a isobatimétrica de 1000 m. A linha de zero é pontilhada. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas. 332

Figura 11.1 – Desvio padrão da Topografia Dinâmica Absoluta (1993 a 2010) no contorno oeste do GSAS a partir do AVISO. Valores são expressos em [m]. Os contornos em vermelho representam o mapeamento de Vorticidade Relativa observada (ζ) em $[s^{-1}]$ obtidas por AO em grade seagrid de 35x35 (25x25) pontos no nível 60 m para o cruzeiro OSE-II, out-dez 2002, painel superior (CERES-IV, jun 2010, painel inferior). Em azul, a localização do Fundeio em Lula (ex-Tupi) no Pólo Pré-sal da Bacia de Santos. 336

Figura 11.2 – Cenário proposto para o esquema de recirculação interna do GSAS nos primeiros 200-400 m de LDA. O tracejado preto representa o limite zonal do “Corredor de Vorticidade” do contorno oeste do Atlântico Sul. As regiões em tons de amarelo representam o padrão médio anual do Divergente da TCV junto ao contorno oeste da base SCOW (Risien & Chelton, 2008). CB: Corrente do Brasil; CM: Corrente das Malvinas; CAS: Corrente do Atlântico Sul; CStH: Corrente de Santa Helena; CSEs: ramo sul da Corrente Sul Equatorial; SNB: Sub-Corrente Norte do Brasil; OR: Ondas de Rossby. 341

Índice de Tabelas

Tabela 4.1 - Índices dos Tipos de Água do Atlântico Sudoeste: Temperatura [°C], Salinidade, Oxigênio Dissolvido e nutrientes [$\mu\text{Mol kg}^{-1}$]. Fonte: Foloni Neto (2008).....	156
Tabela 4.2 – Limites termohalinos e espessuras das Massas de Água do Atlântico Sudoeste, ao largo da Bacia de Campos. Fonte: Silveira (2006)	156
Tabela 4.3 – Índices termohalinos das massas de água do Atlântico Sudoeste (Mattos, 2006)	157
Tabela 4.4 – Resumo das observações por radial hidrográfica dos cruzeiros CERES.....	193
Tabela 5.1 – Raios de deformação Internos [km] por radial hidrográfica dos cruzeiros CERES	232
Tabela 5.2 – Profundidades equivalentes [m] por radial hidrográfica dos cruzeiros CERES...	232
Tabela 5.3 – Amplitudes modais Zonais e Meridionais para o F2200 em [m s^{-1}] com base nos Modos Dinâmicos obtidos dos cruzeiros CERES	237
Tabela 8.1 – Resumo das climatologias de TCV	277
Tabela 8.2 – Resumo dos transportes estimados da CB em Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) em 30° S para diferentes climatologias de TCV.....	294

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	I
RESUMO.....	V
ABSTRACT.....	VII
ÍNDICE DE ACRÔNIMOS E ABREVIACÕES.....	IX
ÍNDICE DE FIGURAS.....	XIII
ÍNDICE DE TABELAS.....	XXVII
1. INTRODUÇÃO.....	31
1.1 O Arcabouço Geomorfológico do Atlântico Sul.....	32
1.2 Um Pouco de História.....	36
1.3 O Significado do Pré-sal.....	37
1.4 Meteo-Oceanografia.....	46
1.5 A Circulação Oceânica no Atlântico Sul.....	48
1.6 Hipóteses, Questões a Responder e Objetivos.....	65
2. A CIRCULAÇÃO CLIMATOLÓGICA DA BORDA OESTE DO GSAS.....	71
2.1 Temperatura da Superfície do Mar (TSM).....	71
2.2 Topografia Dinâmica por Hidrografia (WOA 2009).....	76
2.3 Topografia Dinâmica por Altimetria (AVISO).....	89
2.4 Confronto climatológico WOA 2009 e AVISO.....	103
3. A VARIABILIDADE HORIZONTAL NA BORDA OESTE DO GSAS.....	108
3.1 Trajetórias de Flutuadores Lagrangeanos no GSAS.....	108
3.2 Variabilidade Horizontal com base em Altimetria - AVISO.....	115
4. OBSERVAÇÕES QUASE-SINÓPTICAS NA BACIA DE SANTOS.....	120
4.1 Medições Diretas de Velocidade com base em Cruzeiros Oceanográficos.....	120
4.2 Análise de Correlação dos Cruzeiros CERES.....	146
4.3 Hidrografia dos Cruzeiros CERES.....	150
5. A VARIABILIDADE VERTICAL DO OCEANO NA BACIA DE SANTOS.....	202
5.1 Fundeio Oceanográfico F2200.....	203
5.2 Modos Estatísticos de Estrutura Vertical.....	215
5.3 Modos Dinâmicos de Estrutura Vertical.....	226
5.4 Reconstituição Modal dos Perfis Médios de Velocidade.....	235

5.5	Reconstituição Modal Dinâmica do Modo EOF1	241
6.	A VARIABILIDADE TEMPORAL NA BACIA DE SANTOS	243
6.1	Análise no Domínio da Frequência para a Variabilidade Vertical	243
6.2	Análise no Domínio da Frequência para a Variabilidade Temporal Superficial	245
7.	MODELO ANALÍTICO QUASE-GEOSTRÓFICO DE 1½ CAMADAS PARA A CIRCULAÇÃO DO GIRO SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL	252
7.1	Justificativas desta Abordagem	252
7.2	Modelos Clássicos de Circulação de Larga Escala Governados pelo Vento	254
7.3	O Modelo QG de 1½ Camadas	258
7.4	Expressões do Modelo por Função de Corrente Geostrófica	261
7.5	Forçamento do Modelo	264
8.	A RECIRCULAÇÃO INTERNA DO GIRO SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL OBTIDA POR 8 DIFERENTES CONJUNTOS DE TENSÃO DO VENTO	268
8.1	Limitações desta Abordagem	268
8.2	Procedimentos Metodológicos	271
8.3	Climatologias de Tensões de Vento	273
8.4	Resultados Médios Anuais	278
8.5	Resultados Médios de Verão	281
8.6	Resultados Médios de Outono	284
8.7	Resultados Médios de Inverno	287
8.8	Resultados Médios de Primavera	290
8.9	Diferenças e Similaridades nos Campos de ψ	293
8.10	Estimativas da Sazonalidade do Transporte da CB em 30° S	294
9.	MODELO NUMÉRICO QUASE-GEOSTRÓFICO DE 1½ CAMADAS PARA A CIRCULAÇÃO DO GIRO SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL	299
9.1	O Modelo Numérico QG de 1½ Camadas	299
9.2	Experimentos com Ventos Idealizados	302
10.	A ‘INTERRUPÇÃO’ DA RECIRCULAÇÃO INTERNA DO GSAS NA BACIA DE SANTOS	312
10.1	Variação da “Vorticidade Ambiente” f/H	313
10.2	Diferenças Observadas entre Medidas Obtidas por Radar Altimetro e Observações ‘in situ’	315
10.3	Feições Locais / Regionais nos Campos de Vento de Escala Global	318

10.4	Gradientes de TSM	321
10.5	Campos Regionais do Rotacional e do Divergente da TCV.....	321
10.6	O Acoplamento entre a TSM e o Rotacional da TCV	326
10.7	Síntese para o Cenário da Recirculação Interrompida entre 25-28° S	328
11.	SUMÁRIO E CONCLUSÕES.....	333
12.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	343
ANEXO A		356
ANEXO B		363
ANEXO C		370
ANEXO D		374

1. Introdução

Os padrões de circulação oceânica e atmosférica, em larga escala, são governados majoritariamente pelo aquecimento oriundo da energia do sol, e pela rotação do nosso planeta. Contudo, a distribuição de calor na superfície do planeta é desigual. O balanço de calor nos sistemas atmosférico e oceânico é positivo em baixas latitudes e negativo em altas latitudes. Este desequilíbrio no balanço de calor é compensado através de sua redistribuição, das baixas para as altas latitudes. Esta redistribuição é realizada pelos ventos na atmosfera e pelas correntes marinhas nos oceanos. No oceano existem dois sistemas de circulação muito bem definidos: a circulação governada pelo vento e a circulação governada por empuxo – ou densidade (ou termohalina). A circulação governada pelo vento define a circulação do oceano superior (da superfície até 1000 m de profundidade) e possui grande variabilidade em função de sua interação com os sistemas atmosféricos. A circulação termohalina define a circulação em níveis intermediários e profundos, e possui comparativamente uma variabilidade menor.

Estes sistemas estão sujeitos a forças de fricção por atrito com a geometria das massas continentais e fundo oceânico, e também sujeitos à força de Coriolis, a qual deflete o sentido do movimento desses escoamentos, que em larga escala são relativamente mais lentos que a rotação da Terra. Portanto, podemos dizer que existe estreita relação entre o padrão de circulação oceânica superficial com o padrão do campo de ventos, em primeira ordem. Por sua vez, o campo de vento é influenciado pelo padrão da temperatura da superfície do mar, que promove regiões de convergências (alta pressão) e divergências (baixa pressão) nos campos de pressão atmosférica ao nível do mar. Esta interação oceano-atmosfera é dinâmica, instável, e raramente alcança um equilíbrio.

O presente trabalho versará sobre esses temas no contexto da circulação oceânica do Atlântico Sul, focado em uma região estratégica para o Brasil: o Pólo Pré-sal da Bacia de Santos. Trata-se, portanto, da geração de conhecimento básico sobre sua circulação oceânica, fato que irá colaborar para

o desenvolvimento aplicado em diversas áreas de engenharia e de meio-ambiente do Setor Petróleo & Gás.

Antes propriamente de abordarmos a circulação oceânica, cabe ressaltar alguns aspectos importantes relacionados à origem dos contornos físico-geológicos do Atlântico Sul.

1.1 O Arcabouço Geomorfológico do Atlântico Sul

A origem do Atlântico Sul remonta à época da desintegração do Supercontinente Gondwana, e a conseqüente separação da América do Sul e da África, mais de 120 Ma atrás, pelo processo de movimentação das placas tectônicas Americana e Africana (Meisling *et al.*, 2001; Mio *et al.*, 2005 - Fig. 1.1). O contato entre estas placas caracteriza a Margem Continental Brasileira como sendo do tipo passiva, divergente, onde ocorre a extrusão de material mantélico e a geração de crosta oceânica no vale em Rife da Cordilheira Meso-Atlântica (CMA). Diversas faixas zonais podem ser observadas partindo simetricamente do eixo da CMA; são Zonas de Fratura da crosta oceânica que, tectônica e magmaticamente, acomodam os esforços das placas e a expansão do fundo oceânico. Em termos médios, no Atlântico Sul sua taxa de espalhamento é de 35 mm ano^{-1} (Stanton *et al.*, 2006). Segundo Duarte & Viana (2007) e Mohriak *et al.* (2010), intensos processos magmático-vulcânicos e tectônicos estão na gênese da formação das principais feições fisiográficas e geomorfológicas observadas no Atlântico Sul (Fig. 1.2).

Evidências marcantes dos processos de geoformação no Atlântico Sul são discutidos em Leite *et al.* (1999), Meisling *et al.* (2001), Duarte & Viana (2007) e Mohriak *et al.* (2010). Exemplos desses processos podem ser encontrados nos edifícios da Elevação do Rio Grande (intenso vulcanismo sobre a pré-existente crosta oceânica – Kumar & Gamboa, 1979), do Platô de São Paulo (intumescimento e afinamento crustal, preenchido posteriormente por enxame de diques basálticos, e coberto por espessa camada de sal – Mio *et al.*, 2005) e

da Cadeia Vitória-Trindade (vulcanismo por ‘*hot-spot*’ – Meisling *et al.*, 2001). Essas estruturas possuem evidente sinal no campo de gravidade regional e são associadas com anomalias do geóide (ver Meisling *et al.*, 2001; Paolo & Molina, 2010).

Figura 1.1 – Principais províncias fisiográficas do Atlântico Sul. CMA: Cordilheira Meso-Atlântica; BA: Bacia Abissal; PC: Plataforma Continental. As cores relacionam as idades de crosta oceânica em milhões de anos. Fonte: NGDC – *National Geophysical Data Center* dos EUA.

As ondulações geoidais (Fig. 1.2) implicam em variações no campo de gravidade, que guardam estreita relação com as principais feições topográficas do planeta e com o tipo de material que as compõem. Com base nesta propriedade, anomalias gravimétricas são utilizadas em estudos da morfoestrutura da Cordilheira Mesoceânica no Atlântico Sul (Stanton *et al.*,

2006) e da evolução geológica da Elevação do Rio Grande (Mohriak *et al.*, 2010), por exemplo.

Figura 1.2 – Painel esquerdo: Modelo de Gravidade Geopotencial (geóide), de acordo com dados do Projeto GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment* - <http://www.csr.utexas.edu/grace/>). Painel direito: Modelo de ondulação geoidal MAPGEO2004 [m] para a costa brasileira com base no sistema SIRGAS 2000 (Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas – SIRGAS2000). Fonte: IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.

A presença dessas estruturas geomorfológicas do Atlântico Sul é de grande importância para a circulação oceânica interagindo e condicionando os escoamentos principalmente em seu contorno oeste (Silveira, 2006) e na bacia abissal (Fig. 1.3).

Figura 1.3 – Feições geomorfológicas do Atlântico Sul. BA: Banco de Abrolhos; BB: Bacia do Brasil; BAg: Bacia Argentina; BAn: Bacia de Angola; BW: Bacia de Walvis; CMA: Cordilheira Meso-Atlântica; CVT: Cadeia Vitória-Trindade; ERG: Elevação do Rio Grande; PSP: Platô de São Paulo; ZA: Elevação de Zapiola. A máscara em branco representa profundidades mais rasas que 200 m.

Por outro lado, a evolução dos processos tectono-magmáticos do Atlântico Sul possui estreita relação com a formação dos grandes depósitos de hidrocarbonetos na Margem Continental Brasileira (Meisling *et al.*, 2001; Mohriak *et al.*, 2010). Atentos a esses detalhes, profissionais geocientistas exploradores tem obtido retumbante sucesso em desvendar o ouro negro nas entranhas do subsolo marinho. Na próxima seção, vamos entender qual é a relação entre a exploração de hidrocarbonetos e a necessidade de melhor compreender os processos de circulação oceânica no sudoeste do Oceano Atlântico.

1.2 Um Pouco de História

A exploração de riquezas naturais, em especial de petróleo & gás em ambiente marinho no Brasil, se confunde com a própria história do empreendedorismo e da capacidade criativa do brasileiro em superar desafios. Essa história tem início no ano de 1954, ano seguinte à criação da Petrobras pelo Presidente Getúlio Vargas. Neste ano, o precursor da produção marítima nacional, o Campo de Dom João Mar na Bahia, começou a produzir petróleo em lâmina d'água (LDA) de 3 metros através de uma sonda instalada em uma balsa na região de variação de marés no fundo da Baía de Todos os Santos (Fig. 1.4, painel esquerdo). Na plataforma continental a exploração teve início com a descoberta do Campo de Guaricema, litoral de Sergipe, LDA de 30 m, em Setembro de 1968 (Fig. 1.4, painel direito).

Figura 1.4 – Início da exploração brasileira de hidrocarbonetos no mar. Em 1954, na Baía de Todos os Santos, Bahia, em LDA de 3 m, painel esquerdo; e em 1968 em Guaricema, litoral de Sergipe em LDA de 30 m. Fonte: Eng. Luis Manoel P. Nunes.

Muitos anos, e muitos empreendimentos bem sucedidos conduzidos pela Petrobras culminaram com a superação das crises do petróleo na década de 70 (1973 e 1979) e na descoberta de poços gigantes na Bacia de Campos nos anos 70, 80 e 90, em rochas geradoras arenosas conhecidas como turbiditos.

Garoupa, Enchova, Marlim e Albacora são os principais campos responsáveis pela expressiva marca de 80 % da produção nacional que esta bacia detém até o momento – 1,7 milhões de barris/dia. Estes campos gigantes, uma vez em produção, auxiliaram a reduzir a dependência de importações de petróleo para o suprimento nacional, e ajudaram na conquista da auto-suficiência em petróleo conseguida em abril de 2006.

A despeito de tudo o que significa a história da Bacia de Campos em termos de ‘alavancagem’ econômica do Brasil, e da Petrobras – que passa a ser reconhecida internacionalmente pela excelência em explorar e produzir em águas ultra-profundas, inclusive colaborando com o conhecimento oceanográfico da região oceânica adjacente – apesar desses aspectos, nada se compara ao recente desafio do Pré-sal – a nova fronteira exploratória brasileira.

Mas, o que é Pré-sal? O que isso tem a ver com a circulação oceânica? Muita coisa. A começar pela sua formação.

1.3 O Significado do Pré-sal

Esta primeira década do século XXI tem sido de grandes progressos na exploração oceânica de hidrocarbonetos no Brasil. Nos últimos anos, compilamos uma série de matérias em jornais e revistas especializadas no Setor Petróleo & Gás, e diversos informes e veículos de comunicação internos da Petrobras e da Agência Nacional do Petróleo (ANP), que registram este momento extraordinário pelo qual se insere a descoberta de campos gigantes na Margem Continental Sudeste Brasileira, em um horizonte geológico até então considerado uma incógnita, uma barreira tecnológica intransponível, cujo divisor geológico é uma espessa camada de sal.

Esta camada de sal tem origem no período Aptiano de abertura do Oceano Atlântico (fase rifte, seqüência transicional) entre 122-110 milhões de anos atrás (Fig. 1.5). Nesta época, sob clima árido, entre o continente Sul Americano e o Africano, ora em processo de afastamento, a hoje Bacia do

Atlântico era uma bacia evaporítica na forma de golfo alongado que se estendia da atual Bacia de Santos até a Bacia de Sergipe-Alagoas (detalhes em Oreiro, 2006). Havia, nos recortes litorâneos da paleo-linha de costa, mares epicontinentais rasos, hipersalinos, e de águas quentes com circulação relativamente restrita. Estas condições favoreceram grande produtividade de comunidades microbianas (estromatólitos e cianofíceas). Estas formaram depósitos de matéria orgânica que ficaram acumulados em um tipo de rocha-reservatório de carbonatos microbiais conhecidos como microbiolitos (Carminatti *et al.*, 2008). Estas rochas reservatórios possuem de 120 a 200 m de espessura.

Em um período estimado de 600 mil anos, diversos eventos de variação do nível do mar (oscilação eustática) intercalaram períodos mais secos, de maior evaporação e formação de sais complexos, com outros períodos mais úmidos (Dias, 2005). Estes eventos favoreceram a formação dos imensos depósitos de sal (evaporitos) que acabaram por atuar como rochas seladoras daquelas acumulações nas rochas carbonáticas.

O soerguimento tectônico da Serra do Mar e a variação eustática global, combinados à halocinese (movimento do sal) por sobre o arcabouço tectônico limitados pelo Alto de Florianópolis e pelo Alto de Cabo Frio, controlaram regionalmente a formação das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo, gerando estruturas que permitiram o resguardo das acumulações petrolíferas do Pré-sal (Meisling *et al.*, 2001; Oreiro, 2006; Mohriak *et al.*, 2010).

Dentre estas bacias sedimentares, a Bacia de Santos é a de maior área (350 mil km²), cujos limites compreendem o Platô de São Paulo (LDA > 3500 m), o Alto de Cabo Frio (ao norte) e o Alto de Florianópolis (ao sul). Sua plataforma continental, tomando a isóbata de 200 m como referência, possui entre 100 e 200 km de largura, sendo mais estreita próximo de Cabo Frio (70 km) (Duarte & Viana, 2007).

Figura 1.5 – Representação da Fase Rifte de abertura do Atlântico Sul, no Aptiano (122-110 Ma atrás) e os diferentes ambientes deposicionais que condicionaram as acumulações do Pré-sal na Bacia de Santos. Adaptado de Dias (2005).

Em 2001, a Petrobras realizou com sucesso uma perfuração na Bacia do Espírito Santo, Campo de Jubarte, e conseguiu achar óleo após vencer uma camada de sal de cerca de 150 m. Mas, sem tecnologia disponível para testes, o achado não evoluiu naquele momento.

Na Bacia de Santos em agosto de 2005, a empresa perfurou o primeiro poço nesta nova fronteira no bloco conhecido como Parati em LDA de 2038 m, atingindo a marca de 6075 m de profundidade. Nele encontrou indícios de hidrocarbonetos abaixo da espessa camada de sal. Fato este suspeitado pelos geólogos exploradores desde o ano 2000-01, quando da perfuração em Jubarte, porém de difícil comprovação na Bacia de Santos, pois os registros sísmicos não mostravam claramente o que havia abaixo da mesma, além de não haver tecnologia disponível para uma perfuração tão arriscada, tão cara e tão profunda (o recorde era do ano de 2003, de 1886 m). Na sequência ao campo de Parati, surge Tupi em julho de 2006, que representou um marco

histórico para a exploração de hidrocarbonetos, por ter sido o primeiro poço a ultrapassar a seqüência dos sais evaporíticos de mais de 2000 m de espessura, em LDA de 2140 m, distante 286 km da costa, no Platô de São Paulo. Tupi revela-se como imensa jazida com óleo de excelente qualidade 28° API (escala do American Petroleum Institute).

Mas, as descobertas não pararam. Em setembro de 2007 é descoberto o gigante Carioca, com óleo 27°-28° API, em LDA de 2140 m, distante 273 km da costa. Caramba também é descoberto em dezembro de 2007. Em janeiro de 2008 é a vez de Júpiter, uma imensa jazida de gás natural e condensado a 290 km da costa em LDA de 2187 m. Outros gigantes como Bem-te-vi (março), Guará (junho) e Iara (agosto), todos adjacentes e pertencentes ao Pólo Pré-sal em LDA entre 2100 e 2300 m também ocorrem em 2008 causando imenso alvoroço no mercado de *commodities*.

A seqüência destas impressionantes descobertas teve desdobramentos geopolíticos. O Brasil em setembro de 2010 incorporou área de 960 mil km² à zona de soberania nacional no mar, que era de 3,5 milhões de km². Sem contar ainda com o aval da ONU (Organização das Nações Unidas), o país expandiu para além das 200 milhas náuticas as fronteiras de sua soberania sobre recursos minerais no fundo do mar. A solicitação desta expansão será avaliada pela ONU em 2012. Coincidência ou não, o Brasil passa, também, a investir mais nas Forças Armadas. Por exemplo, no Projeto do Submarino Nuclear Brasileiro em desenvolvimento há mais de 20 anos pela Marinha do Brasil, e na compra de submarinos convencionais e de aviões-caça mais modernos que os nacionais de então.

Mas, se o leitor pensa que as descobertas acabaram...

A ANP em 28 de outubro de 2010 confirmou que as reservas de petróleo no Pólo Pré-sal na Bacia de Santos superam em muito as mais otimistas previsões. Trata-se do mega campo de Libra, maior descoberta das Américas desde o campo de Cantarell em 1976 no México. Recém descoberto em meados de 2010, Libra está situado a 183 km da costa do Rio de Janeiro, em LDA de 1964 m. As estimativas em Libra variam entre 3,7 bilhões e 15 bilhões

de barris recuperáveis, sendo a estimativa mais provável de 7,9 bilhões de barris, de acordo com a certificadora Gaffney, Cline & Associates, o que torna Libra a maior reserva petrolífera já descoberta no país. Confirmadas as estimativas otimistas, Libra representará o dobro de Tupi, ou a totalidade das reservas atuais da Petrobras (em 2010) estimadas em 14 bilhões de barris recuperáveis, descontado Tupi.

O campo de Libra não participa do modelo de concessão, legislação herdada da lei 9478/97 que instituiu a quebra do monopólio do petróleo em 1997 pelo, então, Presidente Fernando Henrique Cardoso. Portanto, o campo será explorado no modelo de partilha estabelecido no novo Marco Regulatório do Petróleo pelo Presidente Luis Inácio Lula da Silva. Neste modelo a exploração é feita pela Petrobras e a pela União, que concederá em troca do maior volume de óleo oferecido em leilão para quem se habilitar a explorar a jazida, garantido um mínimo de 30% para a Petrobras.

Estas grandes descobertas resultaram em grande quantidade de recursos movimentados no mercado financeiro, valorizando as ações da empresa. A confiança nestas descobertas gigantescas é tamanha que a Petrobras em 2010 se capitalizou em mais de U\$ 70 bilhões para investimentos de exploração do Pré-sal. A maior oferta pública de ações em escala mundial resultou em um aumento de capital da companhia de R\$ 120 bilhões 249 milhões para R\$ 373 bilhões 766 milhões, o que a elevou à 3ª colocação no ranking das maiores empresas de energia do mundo, em pleno período de uma ainda insipiente recuperação dos mercados financeiros por conta da crise global de 2008/2009.

A Petrobras em seu recente, e ainda em avaliação, plano de investimentos (2011) prevê recursos para o período 2011-2015 de U\$ 76,5 bilhões para o desenvolvimento da produção. Até 2017 são previstas, hoje, 13 plataformas somente na Bacia de Santos que terão capacidade de ultrapassar a marca de 1 milhão de barris diários. Em 2020, somente o Pré-sal da Bacia de Santos deverá produzir 1,8 bilhões de barris/dia. Isso significa, numericamente, a nossa atual demanda.

Em dezembro de 2010 a empresa declarou oficialmente junto à ANP a comercialidade de Tupi e Iracema, e a alteração das denominações desses campos. O Campo de Lula (ex-Tupi) é o primeiro campo supergigante de petróleo do País. O Campo de Cernambi (ex-Iracema) passa a constar dentre os cinco maiores campos gigantes do Brasil. Ao final de 2010, o sistema definitivo de produção em Lula já instalado, tem capacidade para produzir 100 mil barris/dia. Passo significativo e seguro após testes de longa duração conduzidos durante o ano de 2009.

Figura 1.6 – Representação esquemática das descobertas do Pré-sal na Bacia de Santos (2005-2008). Fonte: Petrobras.

Em termos de reservas, as estimativas de volume recuperável no pré-sal estão calculadas entre 13,9 e 16,3 bilhões de barris de óleo equivalente (BOE), já considerando o volume de 8,3 bilhões de barris, presente nos campos de Lula e Cernambi, com óleo de excelente qualidade e alto valor comercial (27° a 34° API). O que um é um marco extraordinário em um cenário geopolítico global de escassez de hidrocarbonetos. No entanto, os desafios para a produção desta riqueza são proporcionalmente tão grandes quanto os números do Pré-sal (Fig. 1.7). A começar pela distância da costa (cerca de 300 km), da coluna d'água a

ser vencida (em torno de 2200 m), e ainda das camadas sedimentares e de rochas que podem chegar a 5000 m (Fig. 1.8).

Área total: 149 mil km² em uma faixa de 800 km que se estende da costa de Santa Catarina à costa do Espírito Santo (Fig. 1.9), com cerca de 200 km de largura.

Lâmina d'água: de 60 (águas rasas) a 3000 metros (águas ultra-profundas).

Profundidade total: reservatórios estão entre de 5300 a 7000 metros de profundidade (incluindo a coluna d'água e as camadas sedimentares e de rochas do subsolo marinho).

Poços perfurados: 45 poços desde 2005, sendo que 11 apenas no ano de 2010. Com 88 % de taxa de acerto em toda a área do Pré-sal, e 100 % de acerto na Bacia de Santos.

Volume de reservas estimadas: entre 13,9 e 16,3 bilhões de barris de óleo equivalente (boe), embora haja estimativas oficiais de 5 a 8 bilhões de boe apenas para a área de Tupi e de 8 a 15 bilhões de boe em Libra.

Descobertas: 10 em 7 blocos do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos: Parati (BM-S-10), Tupi-Lula e Iracema-Cernambi (BM-S-11), Iara e Júpiter (BM-S-24), Bem-Te-Vi (BM-S-8), Carioca e Guará (BM-S-9), Caramba (BM-S-21), Libra (BS-500) e duas descobertas: Caxaréu e Pirambu, no Parque das Baleias, na Bacia de Campos, na costa do Espírito Santo.

Investimentos realizados (até 2010):
US\$ 1,7 bilhão.

Investimentos estimados para o desenvolvimento do pré-sal (2011-2015):
US\$ 76,5 bilhões.

Valor: pelo preço atual da *commodity*, 100 bilhões boe representariam algo em torno de US\$ 5 trilhões a US\$ 9 trilhões.

Sondas para o Pré-sal: 28 sondas construídas no Brasil, gerando 32 000 empregos diretos e indiretos, somente na construção das mesmas. O custo de afretamento ficará entre U\$ 430-475 mil/dia. As 7 primeiras sondas estão previstas para o período 2015-19.

Figura 1.7 – Números do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos (2010). FONTES: Revista TN, No 61; Revista Petrobras, No 147,165 e informes internos Petrobras e ANP.

Figura 1.8 – Corte vertical esquemático dos campos do Pós-sal (que representam os conhecidos campos em produção); da espessa camada de sal; e dos campos do Pré-sal (painel esquerdo). No painel direito, as espessuras de cada horizonte do sistema. Fonte: Petrobras.

Figura 1.9 – Delimitação geográfica das reservas dos campos do Pré-sal que abrange as bacias do Espírito Santo, Campos e Santos. Fonte: Petrobras.

Os custos para perfurar no Pré-sal são enormes. O primeiro poço custou o montante de US\$ 240 milhões e demorou um ano para ser concluído. Em três anos, o tempo de perfuração foi reduzido para 60 dias, que teve reflexo nos custos, saindo um poço por volta de US\$ 60-80 milhões.

Portanto, a exploração da província do Pré-sal – cujas características não encontram precedentes na indústria do petróleo – representa quebra de paradigmas, sendo necessárias soluções originais para o desenvolvimento destes campos não convencionais. Alguns desafios para a produção destes campos são:

- Necessidade de desenvolvimento e qualificação de sistemas de *risers* não-convencionais para altas pressões;
- Desenvolvimento de linhas e *risers* com alto grau de isolamento térmico que evite a deposição de parafinas;
- Necessidade de redução do teor de CO₂ produzido junto com o petróleo através de separação e o seqüestro do mesmo;
- Reservatórios profundos, em águas ultra-profundas, implicam em baixíssima disponibilidade de sondas no mundo aptas a perfurar os poços. Por isso são caros e demorados;
- A logística sendo não-convencional exigirá novas concepções para o suprimento de equipamentos, transporte de pessoas, materiais e produtos químicos, barcos para lançamento de linhas e gasodutos em águas ultra-profundas, helicópteros com grande autonomia, pessoal especializado para operação, etc.

Soluções inovadoras em atenção aos desafios do Pré-sal vêm sendo propostas. Terminais oceânicos (*hubs*), como “ilhas artificiais” posicionadas entre a costa e as plataformas, seriam projetados para armazenagem de cargas, pousos/decolagens, e transporte de passageiros. Por outro lado, também vem sendo avaliada a possibilidade de se desenvolver sistemas compactos totalmente submersos, com alto grau de automação, e com parte da operação comandada remotamente, o que permitiria que as plataformas se

tornassem menores, mais leves, menos populosas e mais baratas. O objetivo seria estabelecer no solo marinho, em um horizonte de dez anos, as plantas de processo, sistemas de compressão, de separação (de óleo, gás, água e areia) e até mesmo os módulos de geração de energia. Nas atuais plataformas de produção a maioria dos sistemas está instalada no seu deck. Se for adiante, a idéia seria operar remotamente uma plataforma no Pré-sal daqui a alguns anos, a partir de uma base terrestre onde o operador monitore a operação em uma tela, ou até mesmo tenha imersão virtual na plataforma.

1.4 Meteo-Oceanografia

Como os reservatórios são profundos, em águas ultra-profundas, e com grande distância da costa (três vezes mais distantes que os da Bacia de Campos), a área de Meteo-Oceanografia da empresa também tem o seu desafio. Uma vez que é a responsável pela emissão do primeiro documento técnico de projeto de um empreendimento que deverá operar no mar por períodos de 30, 40 anos. Estes documentos são as Especificações Técnicas de Dados Meteo-Oceanográficos. A Figura 1.10 abaixo relaciona o grau de dependência dos vários parâmetros ambientais considerados nestas especificações técnicas, com as diferentes fases de um empreendimento de E&P – exploração e produção – no mar.

Podemos observar nesta Figura 1.10 a grande importância que representam as correntes marinhas, como carga ambiental, nas diferentes fases de E&P para a geração de perfis de correntes de projetos de engenharia. A compreensão dos processos oceânicos, e as relações de causa & efeito das feições oceanográficas capazes de influenciar a circulação oceânica do oceano superior (da superfície até 1000 m), e em níveis sub-picnoclínicos da coluna d'água são fundamentais.

FORTE DEPENDÊNCIA
MENOR DEPENDÊNCIA										
	onda	corrente	vento	maré	temperatura água	salinidade	temperatura ar	pressão atmosférica	umidade relativa	velocidade do som
LEVANTAMENTO GEOFÍSICO										
PERFURAÇÃO										
AVALIAÇÃO DE IMPACTO AMBIENTAL										
ESTUDO DE VIABILIDADE TÉCNICO-ECONÔMICA										
CONCEPÇÃO DE SISTEMAS DE PRODUÇÃO										
PROJETO DE PLATAFORMAS FIXAS										
PROJETO DE PLATAFORMAS MÓVEIS										
COMPLETAÇÃO SUBMARINA										
MOVIMENTO DE EMBARCAÇÕES										
COMPORTAMENTO DE MANCHAS DE ÓLEO										
OPERAÇÕES COM MERGULHADORES E RCV's										
PROJETO E INSTALAÇÃO DE DUTOS										
PROJETO DE MONOBÓIAS E TERMINAIS										
INJEÇÃO DE ÁGUA SALGADA										
OPERAÇÕES COM BARCOS E HELICÓPTEROS										
DESCOMISSIONAMENTO DE PLATAFORMAS										

Figura 1.10 – Parâmetros (ou cargas) ambientais relacionados por grau de dependência com as diferentes fases de um empreendimento de E&P. Fonte: Grupo de Oceanografia, CENPES.

No entanto, para o melhor entendimento do que ocorre nos domínios da Bacia de Santos, é necessário ampliarmos nossa escala de trabalho e averiguarmos os aspectos que envolvem a circulação oceânica do Atlântico Sul. Nesse sentido, uma revisão deste tema é realizada a seguir privilegiando o seu contorno oeste, domínio da Corrente do Brasil e da recirculação interna do giro subtropical oceânico.

1.5 A Circulação Oceânica no Atlântico Sul

A circulação do Giro Subtropical do Atlântico Sul governada pelo vento

Matematicamente, entende-se por *circulação* a integral de linha da velocidade, medida ao longo de um contorno fechado. Ou, fisicamente, define-se a circulação como uma medida da rotação em uma área, sendo a velocidade, tangencial ao contorno desta área em cada ponto. Os conceitos de circulação e vorticidade (que é a medida de rotação em um ponto), e de sua evolução no tempo, aplicadas ao Teorema de Stokes com base na equação do movimento, nos mostram que existem três parcelas cujas ações podem influenciar a circulação. Uma força de campo (aparente) – Força de Coriolis; e duas forças de contato – Força do Gradiente de Pressão e Força de Atrito.

O balanço destas forças define os principais tipos de movimentos fluido-geofísicos teóricos em termos médios (Pedlosky, 1989). O Teorema de Vorticidade de Ertel & Rossby (1949), que em sua forma simplificada deriva a Equação do Vento Térmico, também foi aplicada no seminal trabalho de Sverdrup (1947) na qual se obteve uma relação para a vorticidade potencial. Nesta, foi demonstrado que a circulação poderia ser estimada com base na injeção de vorticidade na superfície do oceano pela ação média integrada em escala de bacia do rotacional do vento. O efeito do rotacional gera variações na componente de vorticidade de estiramento, que por sua vez induz achatamentos e estiramentos da coluna d' água, que se traduzem em movimentos. Sverdrup (1947) explicou de forma original a existência dos grandes giros oceânicos, e a sua relação com o forçamento mecânico do vento, mas não conseguiu explicar a intensificação das correntes de contorno oeste (CCO) dos oceanos. Stommel (1948) e Munk (1950) retomam o problema de Sverdrup e percebem que a variação meridional de vorticidade planetária e a existência de uma camada limite lateral conduzem a cenários mais realistas da circulação de larga escala. Mais tarde, Anderson & Gill (1975) sugeriram que o processo de estabelecimento e manutenção das CCOs

intensificadas na borda oeste esteja associado à propagação de energia do interior oceânico para oeste por meio de ondas planetárias baroclínicas.

A circulação nos giros subtropicais consiste na alimentação de uma robusta CCO pelo escoamento Sverdrupiano advindo do interior das bacias oceânicas, conforme exemplificado no esquema da Figura 1.11 para o Oceano Atlântico Sul. Este padrão de escoamento é notoriamente dominado pelo forçamento do vento nas primeiras centenas de metros da coluna d'água e modificado pela circulação termohalina. Stommel (1965) propôs uma explicação qualitativa sobre as diferenças observadas entre a Corrente do Brasil (CB) e a Corrente do Golfo, onde o papel da Circulação de Revolvimento Meridional é responsável pela pouca intensidade da CB e uma estrutura vertical complexa, relativamente à sua contraparte no Atlântico Norte (Fig. 1.12).

Figura 1.11 – Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul, para a circulação de Água Tropical (AT) entre 0 e 100 m de LDA, de acordo com Peterson & Stramma (1991) e Stramma & England (1999). CB: Corrente do Brasil; CM: Corrente das Malvinas; CAS: Corrente do Atlântico Sul; CCA: Corrente Circumpolar Antártica; CA: Corrente das Agulhas; CBg: Corrente de Benguela; CSEs: ramo sul da Corrente Sul Equatorial; CCSE: Contracorrente Sul Equatorial; GA: Giro de Angola.

Figura 1.12 – Esquema da hipótese de Stommel (1965) para explicar a relação entre a circulação forçada pelo vento e a circulação termohalina, comparando as correntes do Golfo e do Brasil. Fonte: Silveira *et al.* (2000a).

Em síntese a CB é a corrente de contorno oeste do Atlântico Sul que fecha o balanço de Sverdrup do Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS), e é originada na bifurcação superficial do ramo sul da Corrente Sul Equatorial - CSEs (Stramma *et al.*, 1990; Rodrigues *et al.*, 2006), (Fig. 1.11). Esta corrente de contorno, estratificada e relativamente fraca, é apresentada a seguir.

O contorno oeste do Giro Subtropical do Atlântico Sul

Descritivamente, um sistema de correntes de contorno oeste pode ser definido como um arranjo estrutural, cinemático e dinâmico de suas feições do escoamento, com base no binômio: massas d'água / correntes oceânicas. A estratificação vertical do GSAS envolve diferentes massas de água e correntes de contorno em diferentes níveis e implica em uma estrutura vertical singular na borda oeste do Atlântico Sul. Basicamente devido aos diferentes níveis em que a CSEs atinge a Margem Continental Brasileira. Esta composição de escoamentos faz com que a CB altere bastante sua estrutura vertical de velocidades no transcorrer de seu caminho até o limite sul do GSAS (Fig. 1.13).

Figura 1.13 – Representação esquemática das correntes de contorno oeste do GSAS e empilhamento das respectivas massas d'água transportadas: AT entre 0 e 100 m; ACAS em 500 m; AIA em 1200 m e APAN em 2500 m LDA de acordo com Stramma & England (1999). Fonte: Soutelino (2008).

Próximo de seu provável sítio de origem em torno de 15° S, a base do jato da CB está a 150-200 m de profundidade (Stramma & England, 1999; Soutelino *et al.*, 2011) e o transporte de -2 a -4 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) é em grande parte de Água Tropical (AT). A partir de 20° S, a CB passa a receber a contribuição picnoclínica de Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e seu jato se espessa até 400-500 m de profundidade (Evans & Signorini, 1985; Silveira *et al.*, 2004; 2008). Após este ganho de volume, a CB é novamente alimentada em latitudes médias da Bacia de Santos entre 25-28° S com a contribuição da Água Intermediária Antártica (AIA) que passa a ser transportada para o sul onde a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) bifurca-se (Müller *et al.*, 1998; Stramma & England, 1999; Silveira, 2006). A base do jato da CB alcança, então, aproximadamente 1000 m de profundidade e compõem o oceano

superior transportando cerca de -10 a -12 Sv. Conforme escoia para o sul, a CB recebe ainda efetiva contribuição da recirculação (Gordon & Greengrove, 1986) a partir de 24° S o que implica em aumento meridional do transporte da CB em 5% por 100 km.

Em torno de 1000-1300 m, a Água Circumpolar Superior (ACS) é considerada como limite inferior do GSAS e flui solidariamente à AIA (Stramma & England, 1999; Mémery *et al.*, 2000, Silveira, 2006). Por fim, temos a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) entre 1300-3000 m de LDA que escoia para o quadrante sul no contorno do sopé continental, transportada pela Corrente de Contorno Profunda (CCP). De tal forma que temos a CB às vizinhanças da região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) em 38° S com espessamento de cerca de 3000 m (Zemba, 1991; Boebel *et al.*, 1999; Schmid *et al.*, 2000; Silveira *et al.*, 2000a) e transporte em média de - 35 Sv.

Uma vez atingida a confluência, a CB separa-se em dois ramos. O ramo boreal flui para o norte alinhado ao meridiano de 53° W, vertendo para oeste em torno de 28-30° S. Este forma uma célula de recirculação anticiclônica quase estacionária (Stramma & Peterson, 1990; Peterson & Stramma 1991). O outro ramo flui meridionalmente estendendo-se a 45-46° S onde retroflete à nordeste originando a Corrente do Atlântico Sul (Stramma & Peterson, 1990) na região de fortes escoamentos zonais da Frente Subtropical do Atlântico Sul (Belkin & Gordon, 1996; Belkin *et al.*, 2009). Maiores detalhes sobre as massas de água observadas no Atlântico Sudoeste são apresentadas no Capítulo 4.

A Água Circumpolar Inferior (ACI) e a Água de Fundo Antártica (AFA) na Bacia Abissal do Atlântico Sul possuem sua circulação em direção ao equador estritamente condicionada pela passagem no Canal Vema, entre o sul do Platô de São Paulo e a Elevação do Rio Grande (Zemba, 1991; Boebel *et al.*, 1999).

Assim, a CB flui rasa e desorganizada na região de sua formação entre 15-20° S e dominada por vórtices (Soutelino *et al.*, 2011). Por outro lado, a CB flui como jato de contorno oeste verticalmente estratificado e organizado na faixa latitudinal de seu crescimento vertical de volume, a partir da Cadeia Vitória-Trindade (CVT) em 20° S até a região da CBM em 38-40° S. O escoamento do contorno oeste no oceano superior, portanto, parece ter um caráter muito mais baroclínico ao norte de 25° S e com maior barotropicidade ao sul de 30° S.

Em comparação com outras correntes de contorno oeste subtropicais do oceano mundial, a CB é a mais fraca, com valores máximos de transporte de volume não excedendo -10 Sv no oceano superior em 20° S (Signorini, 1978; Gordon & Greengrove, 1986; Peterson & Stramma, 1991). Foi Stommel (1965), conforme já citamos, quem hipotetizou que este desempenho da CB se daria por conta do que hoje se conhece como Circulação de Revolvimento Meridional, e que requer um transporte para o quadrante norte no oceano superior para balancear o volume transportado da APAN para o quadrante sul (Lumpkin & Garzoli, 2011). Porém, na região da CBM em 38-40° S, considerando 3000 m como referência a CB pode atingir valores de transporte de cerca de -60 a -70 Sv (Zemba, 1991; Matano, 1993).

Atividade de mesoescala ao largo da Margem Continental Sudeste Brasileira

Segundo Pedlosky (1989), a atividade de mesoescala no oceano consiste de perturbações (ou desvios) em relação ao seu estado básico (ou estacionário) com escalas de comprimento da ordem de 100 km e escalas temporais da ordem de dezenas de dias. Esse estado básico é o estado geostrófico de movimento, que uma vez perturbado passa a variar com comprimentos de onda e com períodos, que dependem da estratificação e da latitude.

Ao longo (e ao largo) da Margem Continental Sudeste Brasileira (20-38° S) o escoamento da CB apresenta rica atividade de mesoescala na forma de meandros e vórtices. Muitos desses meandros são instáveis e crescem temporalmente em amplitude e intensidade. Essas feições drenam a energia do escoamento médio, transformando energia cinética média em energia turbulenta destas perturbações. Sua observação é facilitada por conta dos gradientes horizontais de temperatura da superfície do mar (TSM) causados pelos contrastes de águas mais frias sobre a plataforma continental com a Água Tropical (Garfield, 1990; Silveira *et al.*, 2000a; Calado, 2006).

Trabalhos pioneiros na identificação destas feições de mesoescala remontam a década de 70 do século passado. Mascarenhas *et al.* (1971) e Signorini (1978), por exemplo, descreveram estruturas vorticais baroclínicas com cerca de 500 m de profundidade e 100 km de raio, tanto ciclônicas como anticiclônicas, amostradas na região ao largo do Cabo Frio. Campos *et al.* (1995), Schmidt *et al.* (2006) e Silveira (2006) descreveram padrões muito semelhantes à descrição clássica de Cushman-Roisin (1994) de ondas de vorticidade superpostas a um escoamento básico, com uma sucessão de ciclones e anticiclones (Fig. 1.14).

Segundo Garfield (1990) a posição média da frente térmica associada à borda costeira da CB, ocorre sobre a isóbata de 200 m. O autor detectou vórtices emitidos do eixo da CB nas proximidades de Cabo Frio (23° S) e, posteriormente, reabsorvidos pela mesma. As velocidades de propagação para os maiores meandros observados foram determinadas entre 0,03-0,05 m s⁻¹ (2,5-3,8 km dia⁻¹). Silveira *et al.* (2008) e Lorenzzetti *et al.* (2009) confirmaram a posição média da CB entre as isóbatas de 200 e 1000 m nas bacias de Campos e Santos (Fig. 1.15).

Figura 1.14 – Imagem da temperatura da superfície do mar (TSM) em janeiro de 1998. O gradiente térmico horizontal entre as águas frias de ressurgência por sobre a plataforma continental e a AT permite observar meandros e vórtices da CB. Fonte: Mahiques *et al.* (2005).

Em termos da gênese dessas estruturas de mesoescala, Campos *et al.* (1995) atribuíram a ocorrência dos meandros à mudança de orientação da costa e ao gradiente da topografia (plataforma continental relativamente estreita e abrupta ao norte de Cabo Frio, extensa e suave na Bacia de Santos). Sua interpretação é que a CB, fluindo mais ao norte ao longo da quebra de plataforma, dirija-se por inércia às águas mais profundas na latitude de Cabo Frio, por conta da mudança de direção da linha de costa. Com base na conservação de vorticidade potencial, os autores sugerem que a CB meandre ciclonicamente e passe a se comportar como uma onda topográfica de vorticidade na Bacia de Santos (Fig. 1.16). Adicionalmente, o processo de instabilidade baroclínica parece contribuir significativamente para o crescimento dessas feições vorticais

nos domínios entre o Cabo de São Tomé (CST) e o Cabo Frio (CF) (Silveira, 2006; Silveira *et al.*, 2008).

Figura 1.15 – Posição média da frente termal da CB com base em Garfield (1990) e Silveira *et al.* (2008). A linha tracejada é a isóbata de 200 m. Fonte: Silveira *et al.* (2008).

Lima (1997) combinou observações hidrográficas, modelagem numérica e análise de séries temporais correntográficas na Bacia de Campos. Este autor encontrou que o fenômeno do meandramento, embora centrado na banda de meso-escala, tinha características de ruído vermelho. Ou seja, frequências e períodos que se espalham por uma ampla banda, onde picos e valores dominantes não são encontrados.

Figura 1.16 – Mapas de temperatura da superfície do mar (TSM-AVHRR) mostrando o mesmo padrão de meandramento da CB em dois momentos distintos, em 20/07/1993 (superior) e em 27/06/1994 (inferior). O contraste entre as águas mais frias de plataforma e as águas mais quentes, associadas a frente térmica da CB, evidenciam uma onda de vorticidade segundo Cushman-Roisin (1994). Painel superior, de Campos *et al.* (1996). Painel inferior, cortesia de João Lorenzzetti (INPE).

Esforços de Ceccopieri *et al.* (2006) e Schmidt *et al.* (2006) mostram que os meandros podem estar associados às ondas com potencial de crescimento de amplitude e intensidade na Bacia de Campos. Estes trabalhos evidenciam que o meandramento é bem mais vigoroso no domínio da CB, quando comparado ao meandramento da CCI. Silveira *et al.* (2008) aprofunda o tema, com base em dados de fundeio correntográfico, imagens TSM e a aplicação de um modelo analítico unidimensional quase-geostrófico (QG) de Jonhs (1988). Seus resultados indicam que o crescimento dos meandros da CB-CCI ocorre devido a instabilidade baroclínica associada às ondas de vorticidade entre 200-400 km de comprimento (Fig. 1.17), similares aos obtidos por Godoi (2005) na Bacia de Santos, com taxas de crescimento entre 60 e 120 dias. As relativamente pequenas velocidades de fase sugerem que praticamente se tratem de feições estacionárias, cujas amplitudes crescem de forma quase-estacionária ao sul do Banco de Abrolhos e ao largo de CST e CF.

Figura 1.17 – Resultados do modelo unidimensional QG de Jonhs (1988) indicando os comprimentos de onda mais instáveis, as taxas de crescimento e as velocidades de fase. As ondas mais instáveis representam apenas 18% da variabilidade horizontal, segundo Silveira *et al.* (2008).

Campos *et al.* (1995), Campos *et al.* (2000), Calado (2006), Castelão & Barth (2006) e Calado *et al.* (2010) concentraram esforços em entender as relações entre vórtices ciclônicos e o processo de ressurgência no sudeste brasileiro. Observaram que os vórtices ciclônicos podem servir como mecanismo auxiliar à ressurgência costeira, juntamente com a conhecida ação do vento local em advectar ACAS, contribuindo para a penetração destas águas frias e ricas em nutrientes em regiões rasas da plataforma continental ao sul de Cabo Frio, na Bacia de Santos. Castelão & Barth (2006) mostram que o processo de bombeamento de Ekman é recorrente ao longo do ano com máximos na primavera e no verão, com reflexos diretos no campo de rotacional do vento regionalmente (Fig. 1.18). Calado *et al.* (2010) afirmam ainda da possibilidade de haver acoplamento e interação dinâmica entre o escoamento de plataforma e o processo de instabilização da CB ao largo.

Figura 1.18 – Média sazonal do rotacional do vento com base em dados do Quikscat (2000-2004), segundo Castelão & Barth (2006). Da esquerda para a direita: verão, outono, inverno e primavera.

Estas assertivas resumem o que se conhece da intensa atividade de mesoescala da CB ao largo da Margem Continental Sudeste Brasileira. No entanto, pouco se sabe sobre estes processos em regiões próximas à borda externa da camada limite oeste do GSAS. Em outros giros subtropicais do oceano mundial, os domínios das correntes de contorno oeste, recirculações e frentes subtropicais são caracterizados como regiões de intensa atividade de mesoescala. Essas feições muitas vezes estão embebidas por sobre o

escoamento básico da recirculação oceânica subtropical, mascarando sua estrutura em um cenário sinóptico (Qiu, 1999; Palastanga *et al.*, 2007; Stramma & Lutjeharms, 1997; Qiu *et al.*, 2008).

Embora estas feições de mesoescala e seus processos estejam relativamente bem documentados para o domínio da CB entre 20° S e 28° S e na região da CBM, não podemos afirmar o mesmo para as estruturas de recirculação do GSAS e sua variabilidade.

Padrões de Circulação Interna do GSAS

Peterson & Stramma (1991) e Stramma & England (1999) representaram o GSAS com uma forma triangular e uma simples e meridionalmente ampla recirculação interna ao sul de 25° S (Fig. 1.11). O limite oriental (e setentrional) do GSAS é formado pela Corrente de Benguela & ramo sul da Corrente Sul Equatorial; a borda oeste é limitada pela CB; e o limite meridional é associado à Corrente do Atlântico Sul. Recentemente, Juliano & Alves (2007) mostraram que o limite meridional austral do GSAS possui dois ramos associados com a retroflexão da CB: o mais ao sul em 40° S é a Corrente do Atlântico Sul, descrita em Stramma & Peterson (1990), e o mais ao norte em 35° S é a Corrente de Santa Helena, descrita em Juliano & Alves (2007). Matano (1993) e Matano *et al.* (1993) discutem as razões do GSAS não coincidir com os limites de rotacional zero do campo de vento, e suas relações com a CBM e a Retroflexão das Agulhas (RA).

Outros autores, no entanto, sugerem padrões que diferem do cenário acima descrito: a recirculação interna do GSAS poderia se apresentar subdividida em um padrão de dupla-célula, alongado zonalmente. Tsuchiya (1985) usou dados históricos climatológicos de temperatura e salinidade e mostrou que o GSAS possuía duas células centradas próximas de 22° S e 32° S. A primeira envolvendo recirculação de águas tropicais e a segunda, recirculando também águas subtropicais. A extensão zonal destas abrange desde a região costeira

até cerca de 30° W. O padrão dupla-célula alongado assemelha-se a dois subgiros (Figura 1.19, painel esquerdo). Mémery *et al.* (2000) corroborou Tsuchiya (1985) sugerindo que em profundidades mais rasas que 200 m haveria uma subdivisão do giro subtropical em duas células, provavelmente separadas pela Contracorrente Subtropical do Atlântico Sul (CCST-AS). Além disso, a frente térmica de 28° S constituiria o limite meridional da célula norte de recirculação. Mémery *et al.* (2000) usou informações hidrográficas do perfil quase-meridional A17 do “*World Ocean Circulation Experiment - WOCE*” que se estendeu de 50° S a 10° N, conduzido entre janeiro e março de 1994.

Mattos (2006) concentrou seus esforços na célula norte de recirculação. Com base em dados hidrográficos quase-sinóticos da Comissão Oceano Sudeste I da Marinha do Brasil, o autor obteve um padrão de circulação de larga escala dessa estrutura. O autor sugere a existência da CCST-AS como limite sul desta célula. De acordo com Mattos (2006), a CCST-AS tem sua origem localizada junto ao contorno oeste em aproximados 26-27° S, ou seja, nas porções centrais da Bacia de Santos. O autor sugere que a formação da CCST-AS advém de águas da CB que se afastam do continente e acabam por fluir, inicialmente, paralelamente à própria CB, porém em direção oposta (para nordeste), para mais a leste adquirirem um padrão de escoamento aproximadamente zonal. O autor ressalva que a CCST-AS, apesar da nomenclatura, não está associada à Frente Subtropical do Atlântico Sul. As investigações conduzidas pelo autor privilegiaram feições oceanográficas em toda extensão do domínio da Bacia de Santos. Na meso-escala, o comprimento de onda de vortacidade baroclínica associada à CB foi estimado em 350-450 km. Na grande escala, Mattos (2006) corrobora os padrões de “subgiros” observados por Tsuchiya (1985) e Vianna & Menezes (2005), e sugere que próximo de 27° S, cerca de 80% do escoamento da CB recircule como um escoamento de retorno (Fig. 1.20). Este escoamento representa a porção inicial da CCST-AS a qual, aproximadamente em 24° 30' S, adquire orientação predominantemente zonal e flui para o interior da bacia oceânica. Apesar da descontinuidade do escoamento da CB, o padrão típico das ondas de vortacidade se perpetua ao sul de 27° S, afirma o autor.

Figura 1.19 – O padrão médio de recirculação interna do GSAS, adaptado de Tsuchiya (1985), painel esquerdo; e de Reid (1989), painel direito. Ambos na superfície referentes a 1000 dBar.

Figura 1.20 – Resumo esquemático de Mattos (2006) sugerindo o cenário oceanográfico quase-sinóptico, ao largo do sudeste brasileiro na Bacia de Santos. No esquema, as ondas baroclínicas de vorticidade, tipicamente de meso-escala, são representadas pelas estruturas ciclônicas e anticiclônicas. O sinal mais robusto é aquele de grande escala da célula de recirculação norte da CB evidenciando a separação parcial desta do contorno para dar origem à CCST-AS.

Com base no conhecimento prévio da estrutura de massa do oceano, o autor procurou evidenciar a ocorrência de propagação e potencial crescimento das feições dentro da escala quase-geostrófica de variabilidade. Mattos (2006) obteve indícios de propagação para sul-sudoeste da onda de vorticidade, corroborando com o trabalho pretérito de Godoi (2005). Constatou também

que a célula de recirculação seria essencialmente quase-estacionária, apresentando variações bem mais longas que aquelas tipicamente de mesoescala.

Estas feições oceanográficas de maior escala, associadas a recirculações das correntes de contorno oeste subtropicais, auxiliariam o entendimento de suas respectivas variações de transporte. Uma vez que as células de recirculação, ou subgiros oceânicos, integram e subdividem a célula interna de circulação do giro subtropical, em células anticiclônicas menores e próximas ao contorno oeste.

Vianna *et al.* (2007) e Vianna & Menezes (2005; 2011), adicionalmente, usaram informações de topografia dinâmica absoluta (TDA) derivadas de sensores orbitais do experimento geodésico GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*). Os autores obtiveram o campo geostrófico absoluto médio e que mostrou a recirculação interna do GSAS com o padrão dupla-célula, alegado por Tsuchiya (1985). Percebe-se em seus resultados (não mostrados) que ambas as células são conectadas ao longo do contorno oeste pelo escoamento da CB.

Evidências deste padrão de circulação, caracterizado por células anticiclônicas associadas às recirculações de suas respectivas correntes de contorno oeste, foram observados em outras bacias oceânicas subtropicais. Em especial para os domínios do Pacífico Norte (Uda & Hasunuma, 1969; Hasunuma & Yoshida, 1978; Qiu *et al.*, 2008), Pacífico Sul (Qiu, 1999; Qiu & Chen, 2004; Qiu *et al.*, 2008), no Oceano Índico (Stramma & Lutjeharms, 1997; Siedler *et al.*, 2006; Palastanga *et al.*, 2007) e do Atlântico Norte (Tsuchiya, 1985; Wang & Koblinsky, 1996). No entanto, nenhum deles apresenta similaridade com o padrão dupla-célula do Atlântico Sul.

Diferentemente do padrão de células alongadas zonalmente, Reid *et al.* (1977) e Reid (1989) apresentaram mapas detalhados da circulação geostrófica para o GSAS com base em conjunto climatológico mais robusto do que aquele usado por Tsuchiya (1985). O GSAS integrado nos primeiros 1000 m de profundidade

em Reid (1989) assemelha-se aos padrões reproduzidos em Peterson & Stramma (1991) e Stramma & England (1999) de uma estrutura única de recirculação interna. Porém, o padrão de circulação de Reid (1989) nos primeiros 200 m de coluna d'água exibe um padrão com duas células. No entanto, ao invés de uma configuração de subgiro, Reid (*op cit.*) as descreveu como uma porção rasa da recirculação interna do GSAS, formada por duas células alongadas meridionalmente, virtualmente restritas ao limite da camada de contorno oeste (Figura 1.19, painel direito). Outras fontes como Gordon & Greengroove (1986) e Matano *et al.* (1993) citam apenas a estrutura única de recirculação a partir de $\sim 30^\circ$ S de Stramma & Peterson (1991).

Nos trabalhos supracitados, são ressaltadas evidências indiretas destas estruturas de recirculação que são apresentadas com base somente em geostrofia. Sejam a partir de dados históricos/climatológicos hidrográficos, sejam a partir de médias anuais de dados geodésicos orbitais. Observações diretas de velocidades nas regiões de recirculação em latitudes subtropicais são muito escassas e no Atlântico Sul não é diferente.

No que concerne à variabilidade espacial, Gordon & Greengroove (1986) mostram que o transporte da CB cresce meridionalmente a uma taxa de 5% por 100 km entre 24° S e 38° S, valor similar à da Corrente do Golfo. Este incremento é supostamente relacionado pelos autores à estrutura de recirculação interna do GSAS em 30° S e também associado às variações de transporte de volume da CB. Esta variabilidade no transporte da CB no oceano superior é atribuída por Olson *et al.* (1988), Matano (1993) e Matano *et al.* (1993) aos ciclos sazonais do campo de vento no Atlântico Sul. Os autores mostram como a posição da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) varia em função do pico do rotacional da tensão do vento. O que influencia no transporte da CB a partir de 30° S, bem como a região de descolamento da CB do contorno oeste e a excursão meridional da Corrente das Malvinas (CM) (Matano, 1993; Matano *et al.*, 1993; Garzoli & Giulivi, 1994). Por sua vez, estas variações do campo de vento teriam forte relação com as variações sazonais do campo de TSM em termos médios sazonais (Olson *et al.*, 1988; Lumpkin & Garzoli, 2011).

Os poucos trabalhos sobre a porção interna do GSAS são essencialmente descritivos no que concerne à recirculação e, portanto, não oferecem uma explanação dinâmica que suportem fisicamente estas feições. Os processos físicos que fundamentam a dinâmica de contorno oeste tais como o forçamento mecânico pelo vento (Munk, 1950), o forçamento por empuxo superficial acoplado com convergência geostrófica (Cushman-Roisin, 1984; Pedlosky & Spall, 2005), as interações não-lineares vórtice-vórtice (Ierley & Sheremet, 1995), e a forçante termodinâmica (Cushman-Roisin, 1994), ainda são desconhecidos para o GSAS no contexto de sua recirculação.

1.6 Hipóteses, Questões a Responder e Objetivos

Na literatura constatamos a existência de padrões discordantes na descrição básica da recirculação interna do GSAS, o que colabora para a busca de melhor entendimento dos processos de circulação oceânica no contorno oeste do Atlântico Sul. Nesse contexto, é pertinente o reexame destes padrões à luz de conjuntos climatológicos mais robustos e atualizados, e a investigação da variabilidade sazonal dessas estruturas, bem como de sua atividade de mesoescala associada.

Posto que, se é deficitário o entendimento da descrição básica da recirculação, quiçá o entendimento dinâmico de sua gênese e manutenção. Uma descrição em primeira ordem do padrão de circulação do GSAS poderia ser atribuída à resposta do forçamento mecânico pelo vento. Os modelos lineares clássicos da circulação governada pelo vento em um oceano homogêneo tal como em Sverdup (1947), Stommel (1948) e Munk (1950), poderiam suprir tal descrição. O modelo de Stommel (1948) foi bem sucedido ao esclarecer o papel do efeito beta na assimetria do giro subtropical. Já o modelo de Munk (1950) é fisicamente mais realista ao passo que os efeitos viscosos laterais são

considerados. Porém, o de Munk propôs um padrão de circulação ainda não observado para as correntes de contorno oeste dos oceanos até hoje.

Este trabalho endereça estas questões relacionadas aos padrões de recirculação interna do GSAS, focando na região adjacente ao contorno oeste, no Pólo Pré-sal da Bacia de Santos. Tanto a configuração média anual quanto a sazonal destas feições serão abordadas, avaliando os aspectos de distribuição espacial e temporal da variabilidade associada com processos de mesoescala e larga escala.

A investigação aqui conduzida é norteada pelas seguintes hipóteses e questões de trabalho:

- Hipóteses

- 1. O padrão médio de recirculação interna do Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS), junto ao contorno oeste, se apresenta com uma estrutura em dupla célula (Tsuchiya, 1985; Reid, 1989), em detrimento do padrão célula única (Peterson & Stramma 1991; Stramma & England, 1999).**
- 2. A estrutura da recirculação interna do GSAS na Bacia de Santos reflete o caráter baroclínico do escoamento no contorno oeste e também de sua atividade de mesoescala.**
- 3. O padrão básico da recirculação interna do GSAS pode ser explicado pelo forçamento do vento.**

- Questões a responder

- I. Como é a estrutura básica da recirculação interna do GSAS ?
Existem variações sazonais importantes ?**

- II. **A recirculação interna do GSAS envolvendo a CB, apresenta atividade de mesoescala que implique em reflexos na circulação oceânica na região do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos ?**
- III. **A estrutura média de recirculação na borda oeste do GSAS pode ser explicada pelo modelo teórico de circulação de Munk (1950), com base no forçamento do vento ?**

A fim de testar as hipóteses e responder as questões levantadas, foram elaborados os seguintes objetivos:

- Objetivo Geral

Investigar a estrutura, a variabilidade e a dinâmica da recirculação interna do GSAS;

- Objetivos Específicos

- **Obter os padrões de recirculação na borda oeste do GSAS, com base em dados climatológicos e sinópticos;**
- **Descrever a estrutura da CB e sua variabilidade de mesoescala na camada limite oeste e investigar a dinâmica associada a esta feição oceanográfica;**
- **Verificar em escala regional a variabilidade de mesoescala associada à recirculação e à CB no Pólo Pré-sal da Bacia de Santos utilizando séries de tempo e dados sinópticos;**
- **Reproduzir as principais características da recirculação média do GSAS, a partir do forçamento mecânico pelo vento, via uso de soluções analítica e numérica de Munk (1950) e conjuntos de vento climatológicos.**

Neste contexto, serão analisados campos climatológicos do *World Ocean Atlas* – 2009 (WOA 2009), dados de topografia dinâmica absoluta (TDA) e de Altura da Superfície do Mar (ASM) derivados de produtos altimétricos multi-satélites do *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data*

(AVISO). Adicionalmente, seções hidrográficas e medições diretas de velocidade obtidas por cruzeiros oceanográficos, e por um fundeio instrumentado (Fig. 1.21 e 1.22), serão utilizadas para isolar espacial e temporalmente o sinal de recirculação, abordando o comportamento das feições de mesoescala na região de exploração na Bacia de Santos.

Os padrões anuais e sazonais obtidos com base nas climatologias são comparados com resultados obtidos por um modelo linear forçado pelo vento para a circulação do GSAS.

Figura 1.21 – Radiais dos Cruzeiros Oceanográficos do Projeto CERES e a posição do fundeio oceanográfico F2200. Observações hidrográficas e diretas de velocidade na Bacia de Santos.

Ainda, de forma complementar, serão utilizados dados climatológicos de ventos SCOW (*Scaterometer Climatology of Ocean Winds*), dados MODIS-AQUA (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*) de TSM, e dados de posição

de flutuadores Lagrangeanos SVP (GDP e PNBOIA) no Atlântico Sul para apoio aos objetivos específicos.

Figura 1.22 – Mapa base regional dos Cruzeiros Oceanográficos do Projeto CERES e a posição do fundeio oceanográfico F2200. Adicionalmente, a Comissão OSE-II da Marinha do Brasil será utilizada. Observações hidrográficas e diretas de velocidade nas bacias do Espírito Santo, Campos e Santos.

Este trabalho está organizado da seguinte maneira:

- O Capítulo 2 aborda a circulação oceânica inferida em termos médios climatológicos anual e sazonal do GSAS com base em 9 anos de dados de TSM do MODIS, dados do *World Ocean Atlas* (WOA 2009) e em 18 anos de dados de TDA do consórcio AVISO (1993-2010);

- O Capítulo 3 trata da análise de variabilidade horizontal dos padrões sinóticos na borda oeste do GSAS com base em flutuadores Lagrangeanos, e também no desvio-padrão da série de 18 anos de TDA do AVISO;
- No Capítulo 4 analisamos os resultados do Projeto CERES. Tratam-se de observações quase-sinóticas diretas de velocidade, e seções verticais termohalinas obtidas a partir de quatro cruzeiros hidrográficos ao longo do contorno oeste entre 23-28° S;
- O Capítulo 5 mostra a análise de variabilidade vertical modal estatística com base em 2 anos de séries temporais medidas em fundeio oceanográfico na mesma região, e a análise da decomposição modal dinâmica, com base na frequência vertical de estratificação da coluna d'água na Bacia de Santos;
- No Capítulo 6 usamos a série de 2 anos de Amplitude modal EOF do fundeio oceanográfico e as séries temporais dos 18 anos de dados de anomalia de ASM do AVISO para avaliarmos, respectivamente, a variabilidade temporal dos campos vertical e horizontal;
- Por sua vez, o Capítulo 7 aborda o desenvolvimento de um modelo analítico linear idealizado para a circulação do GSAS a partir de Munk (1950);
- O Capítulo 8 avalia os padrões de circulação do GSAS neste modelo idealizado com o forçamento de 8 climatologias de tensão de vento;
- O Capítulo 9 adapta o modelo analítico para uma versão numérica sob condições de contorno realistas e ventos idealizados;
- O Capítulo 10 discute os processos que podem auxiliar o entendimento do cenário da recirculação interna do GSAS, em termos médios;
- Por fim, o capítulo 11 sumariza e conclui este trabalho.

Vamos iniciar olhando para os padrões médios sazonais do GSAS.

2. A Circulação Climatológica da Borda Oeste do GSAS

Este capítulo é norteado pelo teste da hipótese de que o padrão médio de recirculação interna do GSAS, junto ao contorno oeste, se apresenta com uma estrutura em dupla célula (Tsuchiya, 1985; Reid, 1989), em detrimento do padrão célula única (Peterson & Stramma, 1991; Stramma & England, 1999). Ou seja, buscamos entender como é a estrutura básica em termos médios da recirculação. Adicionalmente, investigaremos se existem variações sazonais importantes desta feição. Para tanto, iniciaremos a próxima seção com o exame dos campos médios de temperatura da superfície do mar.

2.1 Temperatura da Superfície do Mar (TSM)

Objetivamos nesta seção reproduzir os padrões médios espaciais e sazonais de TSM. Utilizamos os campos gerados com base no sensor MODIS-AQUA (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*) acessível em arquivos HDF através do endereço: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/l3>.

Foram utilizados os campos médios sazonais interpolados, nível 3, que abrange o período de 2002 a 2010, com resolução de 4 km e medidos em período noturno. As Figuras 2.1 e 2.2 mostram os campos climatológicos sazonais de TSM para o GSAS.

Alguns aspectos nestes mapas merecem registro. O primeiro é a variação meridional da TSM entre as estações verão e inverno, marcadamente nos contornos oeste e leste. Também são notáveis as regiões de ressurgência na costa oeste Africana e, na borda oeste do Atlântico Sul.

Figura 2.1 – Temperatura da Superfície do Mar do GSAS. Média entre 2002-2010, com resolução de 4 km, com base no sensor MODIS-AQUA. Painel superior (inferior) inverno (verão). A linha cinza representa a isobatimétrica de 1000 m.

Figura 2.2 – Temperatura da Superfície do Mar do GSAS. Média entre 2002-2010, com resolução de 4 km, com base no sensor MODIS-AQUA. Paineis superior (inferior) outono (primavera). A linha cinza representa a isobatimétrica de 1000 m.

Focando no contorno oeste (Fig. 2.3), observa-se que ocorre no inverno uma intrusão de águas mais frias por sobre a plataforma continental e região do talude, por conta da excursão meridional da CM e da pluma do Rio da Prata. Isto ocorre, pois neste período a CB está enfraquecida (Stramma & Peterson, 1991; Matano *et al.*, 1993; Garzoli e Giulivi, 1994; Piola & Matano, 2001). Souza (2000) e Souza & Robinson (2004) examinaram este escoamento sazonal com base em derivadores e o definiram como a Corrente Costeira do Brasil (CCB).

Os gradientes térmicos observados no domínio da borda oeste do GSAS indicam regiões de ressurgência na Margem Continental Sudeste Brasileira e a provável presença de frentes térmicas. Por exemplo, na Bacia de Santos podemos observar que a frente termal da CB está bem definida nestes mapas até a isóbata de 1000 m (que confere com Silveira *et al.* (2008)). Na Figura 2.3 observamos como o padrão termal das águas superficiais do Atlântico Sul reflete uma forte variação sazonal no contorno oeste, na região do sudeste Brasileiro, especificamente no Cabo de São Tomé e em Cabo Frio.

Adicionalmente, nas regiões de ressurgência, ainda é possível perceber filamentos que se destacam no contorno oeste, indicativo de feições do escoamento da CB e que são recorrentes nas bacias de Campos e Santos. Assim, os campos de TSM podem nos fornecer uma pista sobre a circulação oceânica. As correntes marinhas frias e quentes deixam “marcas” que podem ser medidas. Medidas estas que podem ser obtidas com base em parâmetros da água do mar, tais como perfis de temperatura e salinidade, ou ainda através da altura do oceano estimada por sensores orbitais baseada na técnica de altimetria.

Figura 2.3 – Temperatura da Superfície do Mar na borda oeste do GSAS. Média entre 2002-2010, com resolução de 4 km, com base no sensor MODIS-AQUA. Painel superior (inferior) esquerdo: outono (inverno). Painel superior (inferior) direito: primavera (verão). A linha cinza representa a isobatimétrica de 1000 m.

Desta forma, a circulação oceânica de larga escala pode ser relacionada com o desnível – ou a topografia – da superfície do mar em relação a uma referência. Esta topografia da superfície do mar evolui no tempo e no espaço. Ela é representada por isolinhas que mostram regiões mais altas e relativamente mais baixas nos oceanos. O desnível médio da altura da superfície do mar é da ordem de um metro, e este desnível é maior em regiões onde as correntes oceânicas de larga escala talham o seu escoamento. Nas próximas seções, vamos explorar dois conjuntos de dados de ampla cobertura espacial e temporal: WOA 2009 e AVISO.

2.2 Topografia Dinâmica por Hidrografia (WOA 2009)

Com o propósito de obtermos padrões médios espaciais e temporais da circulação oceânica do GSAS recorreremos aos conjuntos climatológicos. Um dos conjuntos mais utilizados é da base *World Ocean Atlas* (Boyer *et al.*, 2005), recentemente atualizado e introduzido em Johnson *et al.* (2009), e que nos referiremos daqui em diante como WOA 2009. Trata-se de uma base compilada de cobertura global contendo campos termohalinos (salinidade, temperatura e pressão) tridimensionais. A partir destes campos, computamos a topografia dinâmica média relativa (ou altura dinâmica média – ADM, daqui em diante) do oceano com base no cálculo da anomalia do geopotencial (2.1). A partir de (2.1) pode-se obter o campo de velocidades geostróficas (2.2) através do Método Dinâmico clássico.

$$\Delta\Phi = -\int_{p_0}^p \delta_\alpha dp \quad (2.1)$$

$$v_{(p/p_0)} = \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} \Delta\Phi_{(p/p_0)}, \quad (2.2)$$

onde $v_{(p/p_0)}$ é a velocidade geostrófica no nível isobárico p em relação ao nível de referência p_0 , $\Delta\Phi$ é a anomalia do geopotencial e δ_α é a anomalia do volume específico. Esta relação geostrófica exprime o estado básico (ou estacionário) de movimento em meso e larga escalas no oceano devido aos contrastes zonais de anomalia do geopotencial, que por sua vez, são relacionadas aos contrastes zonais de densidade no oceano estratificado.

Estes causam o cisalhamento vertical do escoamento. É assumido que o nível de referência p_0 é um nível de movimento nulo ou que a velocidade tende a zero, ou ainda, que é muito menor que a velocidade no nível p . Portanto, com base nas medidas termohalinas e escolhendo o adequado nível de referência é possível estimar o nível de baroclinicidade do GSAS. A altura dinâmica, derivada da anomalia do geopotencial em $[m^3 \text{ kg}^{-1} \text{ Pa} = \text{J kg}^{-1} = \text{m}^2 \text{ s}^{-2}]$ pode ser obtida em $[m]$ bastando dividi-la pela aceleração da gravidade g $[m \text{ s}^{-2}]$ com base na relação (2.3)

$$ADM = \frac{\Delta\Phi}{g} \quad . \quad (2.3)$$

Padrões Médios Anuais

Apresentamos os resultados de média anual computados para 5 dBar relativo aos níveis 1000, 1500 e 3000 dBar. Escolhemos o nível de 1000 dBar para comparação qualitativa com os padrões médios de Tsuchiya (1985), Reid (1989) e Peterson & Stramma (1991). Este nível representa a interface entre as massas de água intermediária e profunda.

O nível de 1500 dBar está no domínio da ACS que segundo Stramma & England (1999) e Mémery *et al.* (2000) segue o sentido de escoamento da AIA junto ao contorno oeste e pode funcionar como uma referência melhor que o nível de 1000 dBar. O nível de 3000 dBar é apresentado para verificarmos o padrão médio considerando a contribuição das principais massas de água do contorno oeste do GSAS na recirculação e permitindo o mapeamento em níveis sub-picnoclínicos e profundos.

Também computamos os padrões referentes ao nível de circulação picnoclínica (500 dBar), intermediária (1000 dBar) e profunda (2000 dBar) todos referentes a 3000 dBar. Consideramos a base da picnoclina como a interface entre águas intermediárias e profundas. No entanto, esses limites variam regionalmente, pela ação do vento e de efeitos do gradiente topográfico. Maiores detalhes sobre as massas de água observadas no Atlântico Sudoeste são apresentadas no Capítulo 4.

Os mapas que serão apresentados foram obtidos usando esquema de Análise Objetiva (Silveira *et al.*, 2004) com função de correlação gaussiana e comprimento de decorrelação de $4,4^\circ$ (detalhes no Anexo A). A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m. Nas figuras 2.4 e 2.5 consideramos a circulação próxima à superfície, com base na isolinha de 0,36 m para nossa referência do invólucro principal da recirculação.

Nota-se a geometria triangular do GSAS, tendo a sua borda oeste os valores relativos mais altos, domínio da CB, e uma ampla estrutura de sentido anti-horário de circulação interna do giro, acomodada e zonalmente confinada na borda oeste. Esta estrutura se estende de 20° S nas proximidades da CVT até a região da CBM em $38-40^\circ$ S.

Observa-se, que o envelope interno desta feição média de larga escala – a recirculação interna – muda meridionalmente sua largura e configuração, em função do nível de referência adotado. Pode, inclusive, apresentar mais de um núcleo. Na sua borda oeste, apresenta forte gradiente horizontal no domínio da CB, a partir da CVT em 20° S, quando comparada ao seu limite leste mais ao largo.

Figura 2.4 – Altura Dinâmica Média anual do GSAS a 5 dBar relativo a 1000 dBar a partir da base WOA 2009 em [m]. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

Nas Figuras 2.4 e 2.5 constatamos que nossos padrões médios referentes a 1000 e 1500 dBar discordam do padrão dupla-célula, alongadas zonalmente de Tsuchiya (1985), (Fig. 1.19). Nossos resultados também discordam do padrão dupla-célula alongada meridionalmente ao norte da CVT de Reid (1989), (Fig. 1.19). E ainda, discordam do padrão de célula única de Peterson & Stramma (1991), (Fig. 1.11).

Observamos na Figura 2.4 uma extensão zonal da recirculação interna do GSAS, que alcança em 24° S a longitude de 20° W, referente a 1000 dBar. Por outro lado, na Figura 2.5, os contornos desses mapas referenciados a 1500 e 3000 dBar mostram a influência da circulação no entorno da Elevação do Rio Grande (ERG). Este edifício vulcânico centrado em 32° W / 32° S se eleva da bacia abissal a 4000 m de profundidade, até cerca de 1000 m (ver Capítulo 1). Da mesma forma, devemos considerar a barreira imposta pela Cordilheira Meso Atlântica (CMA) entre 20-15° W ao avaliar estes mapas.

Figura 2.5 – Altura Dinâmica Média anual do GSAS a 5 dBar relativo a 1500 dBar (painel superior) e relativo a 3000 dBar (painel inferior) a partir da base WOA 2009 em [m]. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

Tomando como referência a isolinha de zero, observamos a posição média da CBM em torno de 38° S e da retroflexão em 44-46° S, tal como observado por Stramma & Peterson (1991), Matano *et al.* (1993) e Garzoli e Giulivi (1994). A Corrente das Malvinas (CM) e a Corrente do Atlântico Sul (CAS) apresentam fortes valores negativos, em região de intensos gradientes horizontais de temperatura e salinidade. A região da retroflexão de escoamento da CM por força da confluência com a CB é evidente. O escoamento da CAS ocorre em região de forte convergência da Frente Subtropical do Atlântico Sul (Stramma & Peterson, 1991).

As regiões da CBM, da CAS e da recirculação do GSAS são consideradas como áreas de ventilação da termoclina no GSAS. Esta se estende da borda oeste até longitudes próximas de Greenwich. As Águas Modais Subtropicais (AMS) do Atlântico Sul que compõem a ACAS são formadas nessa região pelo processo de subducção a taxas que variam em média de 50 a 100 m ano⁻¹ (Provost *et al.*, 1999).

Na Figura 2.6, painéis superior e inferior, observamos o padrão de circulação inferido ao nível picnoclínico. O painel superior permite ter uma idéia da provável circulação da ACAS. Observamos que a mesma participa do GSAS bifurcando-se ao interceptar a CVT, ao largo da Bacia do Espírito Santo. Entre 20-28° S podemos observar um contra fluxo, costa-afora da borda oeste, paralelamente ao escoamento da CB. A partir da Bacia de Campos a contribuição de ACAS na intensificação do contorno oeste é meridionalmente incrementada. O invólucro principal de recirculação interna demarcada pela isolinha de 0,24 m é bem definido entre 28° S e a CBM.

Observa-se ainda uma contribuição de Água Central do Índico no sudeste do Atlântico Sul provavelmente provida pelos vórtices das Agulhas que chegam a 3000-5000 m de extensão vertical na região de emissão (Lutjeharms *et al.*, 1993; Guerra & Paiva, 2009).

Figura 2.6 – Altura Dinâmica Média anual do GSAS a 500 dBar (painel superior) e a 1000 dBar (painel inferior) relativos a 3000 dBar a partir da base WOA 2009 em [m]. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

Na Figura 2.6, painel inferior, inferimos a circulação intermediária, considerando um padrão médio para a circulação de AIA-ACS. Observamos que a mesma compõe a Célula de Revolvimento Meridional Intermediária (circulação termohalina) e participa do GSAS. Recebe contribuição de Água Intermediária do Índico no sudeste do Atlântico Sul provida pela emissão de vórtices das Agulhas (Lutjeharms *et al.*, 1993). O padrão mostra-se bifurcado em 38° W no paralelo 25° S. Porém, entre $22-28^{\circ}$ S podemos observar um contra fluxo ao largo da borda oeste, paralelamente ao escoamento da CB. A partir 30° S na Bacia de Santos, a contribuição de AIA-ACS na intensificação do contorno oeste é meridionalmente incrementada. O invólucro principal de recirculação interna demarcada pela isolinha de 0,16 m é bem definido entre 32° S e a CBM.

Figura 2.7 – Altura Dinâmica Média anual do GSAS a 2000 dBar relativo a 3000 dBar a partir da base WOA 2009 em [m]. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

Na Figura 2.7, inferimos a provável circulação profunda, considerando um padrão médio para a circulação da APAN no Atlântico Sul, e que não faz parte do GSAS. Observa-se que a mesma compõe a Célula de Revolvimento Meridional Profunda (circulação termohalina), e abrange desde a Bacia Argentina até a Bacia de Walvis. Aspectos de seu trajeto oriundo do Atlântico Norte, de sua recirculação no Atlântico Sul em torno da Elevação Zapiola (ver Capítulo 1) e de parte seguindo em direção ao Oceano Índico são observados.

Evidente ainda nestes mapas de ADM o fato dos padrões concordarem grosseiramente com a circulação estratificada das diferentes massas d'água, conforme vimos no Capítulo 1 e sugerido por vários autores (Zemba, 1991; Peterson & Stramma, 1991; Stramma & England, 1999; Schmid *et al.*, 2000). No entanto, um olhar atento sobre os padrões dos níveis de 500 dBar e 1000 dBar (Fig. 2.6) revela uma estrutura em contra-fluxo paralela ao escoamento da CB, ainda não propriamente investigada em termos sazonais e que se assemelha aos contornos observados da camada limite oeste viscosa em modelos analíticos de circulação governada pelo vento (p. ex. Munk, 1950). Também ressaltamos a permanente feição de recirculação entre 30° S e a CBM, zonalmente confinada no contorno oeste.

Assim, constatamos que a estrutura de recirculação interna do GSAS se apresenta como uma feição confinada no contorno oeste, onde sua porção norte possui uma assinatura mais rasa, enquanto sua porção mais ao sul é mais espessa.

Na próxima seção veremos como estas feições se apresentam em termos sazonais no contorno oeste.

Padrões Médios Sazonais WOA 2009

Para os mapas sazonais de ADM usamos o nível de 5 dBar em referência a 1000 e 1500 dBar. O objetivo é isolar a contribuição da variação média

sazonal das feições descritas acima em relação ao nível de circulação do oceano superior e em níveis sub-picnoclínicos.

As figuras 2.8 e 2.9 mostram estes mapas para os cenários médios de inverno, verão, outono e primavera.

Figura 2.8 – Altura Dinâmica Média do GSAS a 5 dBar referente a 1000 dBar, a partir da base WOA 2009 em [m]. Pannel superior (inferior) esquerdo: outono (inverno). Pannel superior (inferior) direito: primavera (verão). CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

Nas Figuras 2.8 e 2.9 confrontamos os cenários de inverno e de verão. Tomando a linha de zero como base, a posição média da CBM junto ao talude nos mapas referentes a 1000 dBar é de 35,5° S no inverno e de 37,5° S no verão. Porém, nos mapas referentes a 1500 dBar a posição média é 36-37° S

tanto no inverno quanto no verão. Segundo este critério qualitativo, deduzimos que a variabilidade sazonal da CBM tal como descrita na literatura (Matano *et al.*, 1993; Ferreira, 2010; Lumpkin & Garzoli, 2011) esteja restrita ao oceano superior. Porém, conflita com que se conhece da CM como uma corrente essencialmente barotrópica (Matano, 1993; Garzoli & Giulivi, 1994; Piola & Matano, 2001).

Figura 2.9 – Altura Dinâmica Média do GSAS a 5 dBar referente a 1500 dBar, a partir da base WOA 2009 em [m]. Painel superior (inferior) esquerdo: outono (inverno). Painel superior (inferior) direito: primavera (verão). CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

No entanto, Olson *et al.* (1988) e Matano *et al.* (1993) mostram que a variação sazonal da posição da CBM é relacionada com as variações de transporte da CB e seu descolamento do contorno oeste, conforme vimos no Capítulo 1. No

verão, a CB intensificada, empurra a CBM para uma posição mais austral. No inverno, a CB enfraquecida, permite uma excursão mais boreal da CM e se descola do contorno oeste em latitudes menores (Matano, 1993). As Figuras 2.8 e 2.9 estão mostrando que esta excursão da CB e da CM ocorre ao nível de circulação superior.

Ainda nas Figuras 2.8 e 2.9, observamos os contornos fechados de estruturas de recirculação circundados pela isolinha de 0,36 m, usada como referência. Nestes mapas aparecem de forma mais evidente na Figura 2.9, duas estruturas na borda oeste, eventualmente fusionadas: a mais boreal entre a região da CVT (20° S) e a porção central da Bacia de Santos em 25-28° S, e a mais austral entre 30° S e 32-33° S. No inverno e no outono há uma tênue conexão dessas estruturas em níveis sub-picnoclínicos. Enquanto que no verão a predominância é da feição norte de recirculação. Inclusive com uma tendência zonal em nível de oceano superior, estendendo-se até 33° W.

Nos mapas de inverno nas Figuras 2.8 e 2.9 aparecem ainda duas outras feições interessantes. Uma feição ciclônica pode ser observada para os 2 níveis de referência, interpondo-se entre as duas feições de recirculação descritas acima em 30° S / 42° W. Outra estrutura é observada na região da ERG (32° W / 32° S), mais clara nos mapas de inverno, possivelmente relacionada com os escoamentos em seu entorno.

Nos cenários médios de outono e de primavera, novamente tomando a linha de zero como referência, observamos que a posição da CBM no oceano superior está deslocada de 1 a 2° para o norte em relação aos níveis sub-picnoclínicos. No outono (primavera) a posição média da CBM é de 36° S (37° S) no oceano superior. Em níveis sub-picnoclínicos a posição média da CBM é de 37-38° S.

Considerando agora a isolinha de 0,36 m nestes cenários, observamos que a estrutura de recirculação norte (sul) está presente (ausente) quando a referência é 1000 dBar. No entanto, ao nível de 1500 dBar, podemos observar a presença de ambas. Na primavera, estas estruturas encontram-se fusionadas em apenas uma feição de recirculação interna do GSAS, com extensão meridional de 20 a 28° S no oceano superior, e de 20 a 35° S, região da CBM, nos níveis sub-picnoclínicos. Na primavera, há predominância desta feição em sua porção mais boreal ao nível de circulação superior; passando gradativamente esta predominância para sua porção mais austral nos níveis sub-picnoclínicos.

Tal como no verão, uma extensão zonal pode ser observada tanto na primavera quanto no outono estendendo-se além 30° W. No inverno, este alargamento zonal da feição boreal não passa de 33° W.

O aspecto mais relevante nestes cenários médios sazonais é a feição de recirculação interna do GSAS, como estrutura única na primavera, e a sua eventual desconexão em duas estruturas distintas nos cenários de verão, outono e inverno. Outro aspecto importante é a abrangência geográfica: a feição boreal (ou célula de recirculação norte – CRN) abrangendo desde a CVT até porções centrais da Bacia de Santos em torno de 28° S, mais rasa e presente na circulação do oceano superior; e a feição austral (ou célula de recirculação sul – CRS) que se estende de 30° S até cerca de 30-35° S, mais espessa verticalmente e evidente quando o nível de referência é a circulação sub-picnoclínica.

Diante desta constatação, a questão que emerge é: o que motiva esta eventual desconexão da recirculação interna do GSAS na Bacia de Santos? O que a altimetria pode nos mostrar sobre estes cenários?

2.3 Topografia Dinâmica por Altimetria (AVISO)

Nesta seção, vamos utilizar mapas de topografia dinâmica absoluta (TDA) para confrontarmos os padrões médios climatológicos de circulação do GSAS e de sua recirculação interna, que observamos com base no WOA 2009. Antes faremos uma introdução sobre o tema.

Altimetria

O radar altímetro embarcado em satélites orbitais é um instrumento de medição ativa e de grande precisão; atualmente de 2 cm. Para medir a altura da superfície, tem como princípio físico a medição do tempo de retorno de um pulso emitido ao nadir do satélite após sofrer reflexão na superfície da Terra (reflexão especular). A altura da superfície (AS) é a diferença entre a posição (S) do satélite em sua órbita em relação a uma superfície de referência arbitrária (centro da Terra ou uma aproximação de sua superfície: o elipsóide de referência) e a distância estimada entre satélite-superfície obtida pelo tempo de retorno da reflexão especular do pulso emitido (M). Veja Anexo B para detalhes.

Para obter medidas acuradas da ordem de centímetros a uma distância de centenas de quilômetros é necessário uma grande precisão na determinação da posição orbital do satélite. Por exemplo, esta é obtida através de técnicas do sistema de posicionamento global (GPS - *global positioning system*), de alcance por satélite a laser (SLR - *satellite laser ranging*) e do sistema francês de órbita por sinal Doppler e posicionamento de rádio integrados por satélite (DORIS - *doppler orbitography and radiopositioning integrated by satellite*), o que permite a determinação da posição do centro de fase da antena do altímetro (Rosmorduc *et al.*, 2009).

Figura 2.10 – Medição altimétrica por satélite e suas superfícies de referência. Fonte: Rosmorduc *et al.* (2009).

Algoritmos são usados no processamento de seu sinal para obter a altura da superfície do mar (ASM) tomando como referência o elipsóide (Rosmorduc *et al.*, 2009). A Topografia Dinâmica (ou Topografia Dinâmica Absoluta – TDA) tem como referência o geóide (na verdade, a ondulação do geóide). Portanto, falhas no modelo geoidal são fatalmente refletidas nos campos de TD.

Destacam-se como grandes vantagens da altimetria no estudo dos oceanos a grande abrangência geográfica-temporal (repetibilidade das medições), e a homogeneização dos procedimentos de processamento dos dados. Porém, estes dados ainda carecem de precisão no que concernem as correções de maré oceânica, em regiões costeiras e mais rasas que 1000 m de profundidade, e a correção da componente úmida da refração troposférica derivada dos radiômetros (Luz *et al.*, 2009; Paolo & Molina, 2010). Além disso, o espaçamento horizontal das diferentes trajetórias das missões de altimetria é

da ordem de 250-300 km, prejudicando a definição de feições oceânicas de meso e larga escalas menores que 500 km.

No entanto, embora mantida as restrições de águas rasas, uma melhor resolução espacial dos produtos gerados são obtidos quando diferentes sensores altímetros são combinados, o que pode permitir investigar feições da ordem de 100 km. Ducet *et al.* (2000) e Le Traon *et al.* (2003) demonstraram que a combinação destes dados podem ter acurácia suficiente para estudos de circulação oceânica de mesoescala, uma vez que os dados (gridados) de ASM dos diferentes sensores estejam intercalibrados e homogeneizados. O consórcio SSALTO/DUACS/AVISO – *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data* (<http://atoll-motu.aviso.oceanobs.com/>) do *Centre National d'Etudes Spatiales* (AVISO, daqui em diante) na França disponibiliza produtos de altimetria com base no processamento de todas as missões que empregam radares altímetros (OSTM/JASON-2, JASON-1, TOPEX/POSEIDON, Envisat, GFO, ERS-1&2 e GEOSAT). Um desses produtos são os mapas de TDA. No Anexo B são apresentadas as superfícies de referências para se obter a TDA.

TDA e MDT

Segundo Le Traon *et al.* (2003), Vianna & Menezes (2005), Rosmorduc *et al.* (2009) e Rio *et al.* (2011), define-se TDA como a soma da anomalia da ASM (AASM) com a superfície média do mar (SMM) para um relativo longo período (no caso, de 1993-1999 para os dados do AVISO) ou com a topografia dinâmica média (MDT) que é obtida a partir do “*combined mean dynamic topography*” (CMDT), por exemplo, ambas relativas a um modelo de geóide.

Em termos práticos:

$$\textbf{TDA} = \textbf{AASM} + \textbf{SMM}_{(1993-1999)} - \textbf{geóide}$$

Ou ainda: $\textbf{TDA} = \textbf{AASM} + \textbf{CMDT}$

Os MDTs representam a componente estacionária permanente da topografia dinâmica do oceano (TDA). Esta circulação média não é produzida diretamente dos dados altimétricos, que na verdade fornecem a SMM (no longo termo) e a ASM. O MDT consiste na elevação do mar em termos médios em relação ao geóide marinho. Os MDTs podem ser basicamente de dois tipos: geodésicos (método direto) e híbridos (combinado com dados 'in situ').

MDT geodésico

Para correntes oceânicas de superfície e de grandes escalas espaciais e temporais, o gradiente de pressão horizontal é proporcional à inclinação da superfície do mar, medida em relação ao geóide. Sendo assim é possível se determinar a velocidade de correntes geostróficas a partir de medidas de inclinação do nível do mar. Referente a esse princípio, o uso de TDA com base em MDTs geodésicos tem por objetivo aplicar métodos oceanográficos e geodésicos na obtenção de uma descrição de campos da circulação geostrófica da superfície do oceano (Vianna *et al.*, 2007; Vianna & Menezes, 2011). Trabalhos tais como de Ducet *et al.* (2000), Le Traon *et al.* (2003), Vianna & Menezes (2005), e Fu & Le Traon (2006) dentre outros, detalham com maior profundidade o histórico, os aspectos práticos e as aplicações desta técnica.

Assim, a TDA (geodésica) é obtida a partir da soma da AASM com um MDT. Este MDT é obtido pela diferença entre uma superfície média do mar (SMM) (DNSC08, por exemplo) e um modelo geopotencial de geóide (por exemplo, EGM08). Existem vários SMMs e modelos de geóides disponíveis (ver Vianna & Menezes, 2011). A Figura 2.11 mostra um exemplo desses MDT's, o VMhr08 de Vianna & Menezes (*op. cit.*).

Em termos práticos:

$$\mathbf{TDA}_{(\text{geodésica})} = \mathbf{AASM} + \mathbf{MDT}$$

Onde: $\mathbf{MDT} = \mathbf{SMM} - \mathbf{geóide}$

Figura 2.11 – MDT geodésico VMhr08 com resolução em grade de $1/10^\circ$. Fonte: Vianna & Menezes, (2011). Os contornos em preto são de 0,68 e 0,64. Fonte: <http://www.vmoceanica.com.br/>. Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m.

A SMM deve considerar médias de longo termo, e ser expressa relativamente ao mesmo sistema elipsóide/maré que o modelo de geóide (Rio *et al.*, 2011). Ainda assim a SSM pode apresentar desvios “semi-permanentes” em relação ao geóide. Por exemplo, devido a intensificações das correntes oceânicas e expansão volumétrica (“efeito estérico”) em regiões de forte contraste térmico (Luz *et al.*, 2009). Sinais de alta frequência devem ser tratados com cautela nas SMMs pois podem ser contaminados com ruídos (Rosmorduc *et al.*, 2009). Técnicas de interpolação ótima e filtros complexos – por análise de componentes principais, tais como usados em Vianna *et al.* (2007) e Vianna & Menezes (2011) – são exemplos na remoção de ruídos e mitigação de perdas no sinal da diferença entre a SMM e o geóide.

A TDA obtida a partir de um MDT geodésico está sujeita ao modelo de geóide adotado e às técnicas de filtragem e interpolação utilizadas. Ou seja, se faz necessário um geóide o mais acurado e preciso possível para essa aplicação. Para obtê-lo há necessidade do conhecimento de uma altitude com significado físico, a altitude ortométrica (Luz, *et al.*, 2009), que é obtida com base na altitude elipsoidal e na altura (ou ondulação) geoidal estimada com base em mapeamentos gravimétricos (Figs. C.2 e C.3 do Anexo C). A ondulação geoidal (N) é a diferença entre a as alturas do elipsóide e do geóide para um mesmo ponto da superfície terrestre.

O mapeamento do campo de gravidade terrestre pode ser obtido por pares de satélites (missões gêmeas na mesma órbita) ou por apenas um satélite, ao longo de seu trajeto. As missões GRACE (<http://www.csr.utexas.edu/grace/>) e GOCE (<http://www.esa.int/esaMI/GOCE/>) são exemplos, respectivamente, de fonte dessas informações para esses MDTs geodésicos (Bingham *et al.*, 2011). O objetivo prático dessas missões é obter um modelo de geóide cada vez melhor. Este é um aspecto relevante, pois mapas de anomalia geoidal obtidos por gravimetria marinha têm revelado diversas escalas espaciais em que estas “anomalias” do geóide ocorrem na região oceânica (Paolo & Molina, 2010).

As regiões no contorno oeste do Atlântico Sul onde são notoriamente conhecidas estas anomalias são, de acordo com Mohriak *et al.* (2010): CVT (Cadeia Vitória-Trindade), ERG (Elevação do Rio Grande) e PSP (Platô de São Paulo). No PSP a ondulação geoidal em -26° S / -43° W é de -10,11 m, calculado pelo Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas (SIRGAS 2000 - IBGE). Na ERG a ondulação geoidal em -32° S / -32° W é de +2,34 m (SIRGAS 2000 - IBGE). No Anexo C, apresentamos como se calcula um geóide com base no exemplo do desenvolvimento do geóide brasileiro MAPGEO2010 do IBGE e a obtenção de um modelo geoidal a partir da integração de dados gravimétricos marinhos e altimétricos (Paolo & Molina, 2010).

MDTs híbridos do AVISO

MDTs híbridos (ou CMDTs) tal como o utilizado nos mapas de TDA do AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/>), combinam os dados altimétricos com medidas hidrográficas 'in situ' de propriedades termohalinas, dados de climatologia de campos termohalinos, dados de derivadores Lagrangeanos, e um modelo geoidal (Rio & Hernandez, 2003; 2004; Rio *et al.*, 2011). Técnicas de filtragem e de interpolação ótima são utilizadas neste método para a obtenção de estimativas sintéticas do MDT e das correspondentes feições médias do escoamento (Rio *et al.*, 2011).

Conforme vimos na subseção sobre MDT geodésico, o modelo de geóide adotado é crucial na precisão das estimativas altimétricas. Além dos procedimentos de filtragem e interpolação aplicados, esta definição do modelo de geóide também afeta drasticamente os MDTs híbridos. A seguir, apresentamos três exemplos destes CMDTs do AVISO.

CMDT Rio05

O AVISO até o ano de 2009 utilizava o CMDT Rio05 nos produtos de TDA. O Rio05 possui resolução de $\frac{1}{2}^\circ$ e utiliza o par SMM/modelo de geóide: CLS01/Eigen Grace 03S, e 2 anos de dados geodésicos do GRACE (Rio *et al.*, 2005). Dados termohalinos consistiam da climatologia Levitus' 98 (Boyer *et al.*, 2005) referenciada a 1500 dBar, e perfis de temperatura e salinidade de CTD (1993-2002) (Fig. 2.12).

CMDT CNES-CLS09 v1.0

Em 2009 o AVISO alterou seu CMDT passando a utilizar CNES-CLS09, versão 1.0 (Fig. 2.13, painel superior) para os mapas de TDA, mantendo a SMM referente a 1993-1999. O CMDT CNES-CLS09 v1.0 incorporou dentre outras melhorias, o aumento de resolução em grade para $\frac{1}{4}^\circ$, o uso de dados atualizados de velocidade medidos por bóias de deriva GDP (1993-2008) e perfis de temperatura e salinidade de CTD (1993-2008), incluindo os dados de

derivadores ARGO (2002-2008), bem como 4,5 anos de dados GRACE (com base no modelo geoidal EIGEN-GRGS.RL02.MEAN-FIELD), apresentado em Rio *et al.* (2011). Neste trabalho, nova metodologia foi desenvolvida para considerar as informações dos perfis hidrológicos (CTD e ARGO), sejam quais forem suas profundidades. O que permitiu incluir perfis tanto de águas rasas quanto os mais profundos que 1500 m.

Figura 2.12 – CMDT Rio05 com resolução em grade de $\frac{1}{2}^\circ$. Os contornos em preto são de 0,68 e 0,64. Fonte: <http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/>. Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m.

CMDT CNES-CLS09 v1.1

Ao longo de 2010, o AVISO alterou novamente seu CMDT através de um amplo reprocessamento em sua base de dados mantendo, porém, o par SMM/modelo de geóide: CLS01/EIGEN-GRGS.RL02.MEAN-FIELD . Este reprocessamento foi apresentado SSALTO/DUACS User Handbook (2010) e documentado em <http://www.aviso.oceanobs.com/en/data/products/updates>. Este CMDT é apresentado na Figura 2.13, painel inferior.

Figura 2.13 – CMDTs para o GSAS: Painel superior (inferior) CLS09 v1.0 (CLS09 v1.1) com resolução em grade de $\frac{1}{4}^\circ$ para o GSAS. Os contornos em preto são de 0,68 e 0,64. Fonte: <http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/>. Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m.

Este reproprocessamento objetivou melhorar a validação. Ampliou sua cobertura em altas latitudes e reduziu o número de estruturas anômalas, principalmente em regiões costeiras. O reproprocessamento consistiu de correções ambientais e geofísicas do sinal (com reflexos na distribuição da variância do mesmo), melhor aproveitamento de missões casadas (ERS2/Envisat e Topex-Poseidon/Jason1), e correções de órbita e de inter-calibrações. Uma lista dessas alterações é apresentada no endereço de ‘updates’ do AVISO.

<http://www.aviso.oceanobs.com/en/data/product-information/duacs/>

<http://www.aviso.oceanobs.com/en/data/product-information/duacs/presentation/updates/index.html#c7681>

Avaliar quali-quantitativamente estes mapas (MDT geodésico e CMDTs) nos parece pouco produtivo, uma vez que as diferenças podem estar associadas aos procedimentos técnicos adotados. Os fatos conclusivos indicam que os aspectos do processamento e o modelo de geóide utilizado têm efeitos drásticos nos resultados dos campos médios altimétricos. E isto fica bastante evidente no contorno oeste, especialmente na Bacia de Santos.

Considerando todos esses pormenores explanados, e lembrando que estes campos representam uma medida integrada na vertical em relação a um modelo de geóide (Anexos B e C), sigamos adiante em avaliar os campos médios sazonais da TDA com o CMDT mais recente do AVISO, o CNES-CLS09 v1.1.

A despeito de alguns considerarem o CMDT CLS09 utilizado pelo AVISO como um ‘outlier’ quando confrontado com os MDTs puramente geodésicos, consideramos que a grande vantagem do mesmo para o presente trabalho é justamente contemplar a estrutura de massa dos oceanos pela incorporação de campos termohalinos do WOA, dados de derivadores e outras medidas ‘in situ’ no oceano, combinados com um modelo de geóide.

Padrões Médios Sazonais AVISO

Apresentamos mapas de TDA para o contorno oeste do GSAS com base nos dados de radar altímetro compilados pela *Collecte Localisation Satellites Space Oceanography Division* (CLS/SOD). O conjunto analisado de TDA abrange de janeiro de 1993 a dezembro de 2010; 18 anos de dados. O produto escolhido foi o “MADT *global merged updated*”. Este conjunto de dados é resultado de uma combinação de dados altimétricos multi-satélites com resolução temporal de 7 dias e um gride Mercator de resolução de $1/4^\circ$ de longitude Rio *et al.* (2011). Lembramos que a estimativa da topografia dinâmica média dos oceanos usada pelo AVISO é uma combinação de dados altimétricos, medidas ‘in situ’, e medidas do geóide GRACE descritas em Rio *et al.* (2005) e atualizadas em Rio *et al.* (2011) – CNES-CLS09.

Os padrões médios anuais e sazonais para o GSAS com os dados do AVISO são apresentados respectivamente nas Figuras 2.14 e 2.15. Os mapas a seguir foram obtidos usando esquema de Análise Objetiva com função de correlação gaussiana e comprimento de decorrelação de $4,4^\circ$ (ver Anexo A). Na Figura 2.14 apresentamos o padrão médio anual e na Figura 2.15 os padrões médios sazonais com foco regional no contorno oeste. Podemos observar as regiões com altura relativamente mais positiva da TDA junto à borda oeste e o formato triangular do GSAS. Nestes mapas usaremos como referência as isolinhas de 0,66 e 0,7 m, que são as linhas de contorno escuras mais internas das feições de recirculação.

A Figura 2.14 mostra claramente duas estruturas desconectadas. A mais boreal entre $22-24^\circ$ S nas bacias de Campos e Santos. Apresenta-se com padrão efêmero e confinado zonalmente. Por outro lado, a feição austral mostra-se proeminente e meridionalmente alongada entre $30-40^\circ$ S. Seu núcleo principal está confinado zonalmente, paralelamente à linha de costa nesta faixa. A expressão geográfica dessas feições coincide grosseiramente com a CRN e a CRS que observamos nos mapas do WOA 2009. No entanto, discorda fortemente dos padrões de circulação obtidos por Ceccopieri *et al.* (2010) ao trabalharem com o mesmo conjunto de dados do AVISO

referenciados, porém ao CMDT Rio05. Esta constatação é prova robusta de como os produtos altimétricos que dependem de MDTs estão sujeitos aos modelos geoidais e aos procedimentos de interpolação e filtragem, e de quão cuidadoso deve ser o uso e interpretação da TDA.

Figura 2.14 – Topografia Dinâmica Absoluta média anual do GSAS para o período de 1993 a 2010 com base no AVISO. Os contornos em preto são de 0,7 e 0,66. Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

De maneira similar aos mapas representados da climatologia WOA 2009 nas Figuras 2.4, 2.5 e 2.6, observamos uma extensão zonal de estruturas mais positivas do GSAS na latitude de 32° S até cerca de 20° W, quase no limite da CMA. Portanto, mais que apenas uma questão de contorno, o confronto desses mapas pode nos revelar o seguinte aspecto: a medida da ASM em relação ao geóide, representante de uma integralização vertical dos processos de circulação de larga escala na coluna d'água, poderá mostrar a influência das grandes elevações submarinas topográficas nos padrões da TDA, por conta da

circulação no entorno destas feições do Atlântico Sul. Referimo-nos ao padrão de circulação integrado verticalmente dos níveis superficial, picnoclínico e intermediário. Estes efeitos topográficos, não raro, afetam os escoamentos. Por exemplo, Chelton *et al.*, (1998) demonstram como ondas de gravidade baroclínicas de 1º modo (ou ondas de Rossby) tem sua velocidade de fase reduzida pelo efeito de grandes feições batimétricas do oceano mundial, inclusas a ERG e a CMA.

Ainda explorando a Figura 2.14, considerando as linhas de referência de 0,66 e 0,7 m, parece haver uma interrupção da CB entre as bacias de Campos e de Santos devido a ausência de isolinhas de contorno. Porém, nos mapas sazonais os cenários são diferentes (Fig. 2.15).

Na mesma Figura 2.14, deixando o contorno oeste entre 32-35° S observa-se o que parece ser um fluxo zonal, a se descolar da CRS. Justo na faixa latitudinal da Corrente de Santa Helena (Juliano & Alves, 2007). Voltando aos mapas de ADM do WOA 2009 (Figs. 2.4 e 2.5), também observamos esta tendência nos mapas referenciados a 1000 e 1500 dBar. Marcando posição em 44° S está a máxima excursão meridional da CB na CBM, estando de acordo com a literatura (44-46° S). A posição média da CBM é observada em 40° S, tomando a linha de zero como referência. Que, novamente, está de acordo com registros na literatura (Matano *et al.*, 1993; Piola & Matano, 2001).

Na Figura 2.15 observamos o evidente padrão intensificado da feição austral no outono e no verão, e de seu esvanecimento no inverno. Os padrões para esta feição concordam com as observações de Matano *et al.* (1993) no que concerne aos cenários de intensificação do transporte da CB apenas no verão e de enfraquecimento no inverno, permitindo que a CM atinja latitudes mais boreais como 36° S (Garzoli & Giulivi, 1994).

Figura 2.15 – Topografia Dinâmica Absoluta média sazonal do GSAS para o período de 1993 a 2010 com base no AVISO. Pannel superior (inferior) esquerdo: outono (inverno). Pannel superior (inferior) direito: primavera (verão). Os contornos em preto são de 0,7 e 0,66. Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

Em contraste com a literatura que afirma ser o inverno a estação de maior ventilação da termoclina no Atlântico Sul (Provost *et al.*, 1999), nossos cenários indicam que o outono e o verão podem ser os períodos mais importantes para a ventilação da termoclina nesta região do contorno oeste do GSAS, devido aos maiores valores positivos de TDA e dos gradientes laterais desta feição austral, candidata a CRS. Também é bastante clara a variação meridional da intensidade dos gradientes desta célula.

Quanto à feição boreal, bastante tímida, tem fraca expressão apenas no verão. Nas outros cenários sazonais seu sinal nestes mapas é ainda mais fraco ou inexistente.

2.4 Confronto climatológico WOA 2009 e AVISO

Os padrões obtidos para a recirculação interna do GSAS diferem da configuração proposta por Tsuchiya (1985) – com dois amplos subgiros de extensão zonal – e da configuração de Reid (1989) com estrutura interna de recirculação meridionalmente alongada, bi-partida em duas células ao nível de 1000 dBar. Também difere do padrão apresentado por Peterson & Stramma (1991) e Stramma & England (1999) para a primeira centena de metros que apenas apresentam a CRS. Os cenários que analisamos parecem mais complexos do que os acima descritos.

Os mapas sazonais do WOA 2009 mostraram feição única de recirculação interna do GSAS na primavera e a sua eventual desconexão em duas estruturas distintas nos cenários de verão, outono e inverno. Apontaram que a abrangência geográfica da feição boreal (ou célula de recirculação norte – CRN) se estende desde a CVT (20° S) até porções centrais da Bacia de Santos em torno de 25-28° S, e é mais rasa e evidente na circulação do oceano superior. A feição austral (ou célula de recirculação sul – CRS) se estende de 30° S até a 32-35° S, é mais espessa verticalmente e mais evidente quando o nível de referência é a circulação sub-picnoclínica.

Por sua vez, os mapas sazonais do AVISO mostram clara intensificação da CRS (30-40° S) no outono e no verão, com severa remissão na primavera e, principalmente, no inverno. Nestes mapas do AVISO, o sinal da candidata a CRN é tímido (fraco ou inexistente). Entretanto, cabe a ressalva de como esses padrões dependem da acurácia e da precisão do CMDT/geóide. Estamos aqui, admitindo, que estamos trabalhando com o melhor conjunto de dados de TDA do AVISO disponível atualmente.

Na Figura 2.16 realizamos um confronto direto entre WOA 2009 e AVISO para as médias anuais, com foco no contorno oeste. Os mapas do WOA 2009 foram gerados para o nível de 5 dBar referentes a 1000, 1500 e 3000 dBar. Lembramos que a escolha do nível de 1500 dBar está de acordo com a referência tomada para representar a base do GSAS ao nível da ACS. As isolinhas de referência para os mapas WOA 2009 é de 0,36 m. Para os mapas AVISO serão os pares 0,66-0,7 m, e 0,64-0,68 m. O motivo é que a maneira de aplicar as linhas de contorno pode mostrar cenários diferentes.

O confronto climatológico entre os cenários médios sazonais e anuais do WOA 2009 e do AVISO mostra como pode ser diferente a retratação de um mesmo processo de circulação oceânica, do ponto de visto baroclínico e barotrópico. Neste sentido, lembramos que os mapas do WOA 2009 retratam o oceano em fatias horizontais bidimensionais, com base em um referencial dinâmico, pelo princípio do Vento Térmico (que considera a variação lateral de anomalias de densidade como indutor de cisalhamento vertical do escoamento). Os mapas do AVISO representam uma visão da topografia do oceano, do fundo à superfície, como resultante dos diferentes processos de circulação (componente média permanente devido a rotação da Terra e processos termodinâmicos, somados com a anomalia), tendo como referência um modelo de gravidade geopotencial (o geóide). Portanto, aí se fundamentam as diferenças tão marcantes que observamos nos cenários médios que analisamos. Mas, pode haver outro motivo também.

Se o processo de recirculação interna do GSAS fosse, por hipótese, estritamente barotrópico em toda a sua extensão, com batimetria simplificada, as diferenças entre os cenários WOA 2009 e AVISO poderiam ser explicadas pelo referencial distinto respectivo. Neste caso, a recirculação seria bem mais evidente nos mapas do AVISO.

Porém, os mapas do WOA 2009 mostram que a recirculação possui forte caráter baroclínico, e forte controle da geometria topográfica do contorno oeste, principalmente na região da CRN (20 a 25-28° S), onde a CB, CCI e CCP fluem em sentidos opostos entre si verticalmente (Silveira *et al.*, 2000a; Silveira *et al.*,

2004) e a linha de costa é meandrante, com variações na inclinação do talude continental e alterações de largura da plataforma continental. Para a região da CRS (30 a 35-40° S) o padrão vertical parece ser mais barotrópico, pois a CB se espessa verticalmente à medida que flui para o sul (Zemba, 1991; Boebel *et al.*, 1999; Schmid *et al.*, 2000; Silveira *et al.*, 2000a), justamente por conta da presença da recirculação, conforme observaram Gordon & Greengrove (1986). Nesta faixa de latitude, CB, CCI e CCP fluem verticalmente no mesmo sentido (Silveira *et al.*, 2000a), ainda que seus respectivos jatos não coincidam verticalmente ao mesmo eixo. Além disso, a geometria topográfica do contorno oeste nesta faixa latitudinal é relativamente mais ‘generosa’ com o escoamento da CB.

Os mapas do WOA 2009 e do AVISO conseguem capturar esta característica da recirculação interna do GSAS. Observa-se, inclusive, que a CRS retratada pelo WOA 2009 tem seu limite sul em 32-35° S, no máximo. Já os mapas AVISO mostram que a CRS se estende até 40° S. No inverno, com a CB enfraquecida e a CM avançando até 36-38° S (Matano, 1993; Garzoli & Giulivi, 1994), a CRS apresenta um caráter mais baroclínico, o que explica o seu sinal evanescente nos mapas de inverno do AVISO e o seu sinal presente nos mapas do WOA 2009. A partir do outono, com clímax no verão a CRS está barotropicamente fortalecida, e não aparece nos mapas do WOA 2009. O mesmo raciocínio pode ser exercitado para a CRN, porém envolvendo outros atores (vento e ressurgência) na composição do escoamento. Trataremos desse aspecto no Capítulo 10, mais adiante.

Nos cenários de primavera observamos que o WOA 2009 mostra uma estrutura única de recirculação interna do GSAS, enquanto o AVISO mostra uma também única estrutura, porém bem mais acanhada. Este cenário representa, de acordo com nosso raciocínio, o período de máxima baroclinicidade da recirculação interna do GSAS.

O confronto WOA 2009 *versus* AVISO mostra, justamente, o reflexo dessa diferença de regime da recirculação do GSAS (mais baroclínica na sua porção boreal, e mais barotrópica na sua porção austral). Como a altimetria reflete uma medição integralizada verticalmente dos processos, ela enxerga apenas o

‘balanço líquido’ do cisalhamento vertical, ou das inclinações relativas dos escoamentos em sentidos opostos na porção norte da recirculação interna do GSAS. Por isso o AVISO consegue retratar melhor a CRS e não consegue enxergar consistentemente a CRN.

Por fim, mostramos nos painéis inferiores da Figura 2.16 o mesmo cenário médio anual do AVISO contornado de maneiras diferentes, somente para mostrar ao leitor a influência que se abate na interpretação dessas feições. O que pode levar a interpretações da extensão zonal das células de recirculação. Fato que até deve ocorrer, porém de maneira subordinada, pois os núcleos principais foram aqui demarcados pelos gradientes principais. Ainda, ao longo do texto deixamos clara a influência de grandes feições topográficas submarinas sobre estes mapas.

Fechando o foco regionalmente na Bacia de Santos, percebemos na Figura 2.16 que o escoamento da CB e as estruturas de recirculação interna do GSAS observadas nestes padrões médios climatológicos apresentados, se sobrepõem à região de exploração do Pólo Pré-sal. O que nos leva a afirmar que a variabilidade do sistema em tela deverá ser levada em conta nos futuros projetos de engenharia que irão desenvolver os sistemas de produção dos campos.

Neste capítulo, foi possível observar que existe um padrão médio para a recirculação interna do GSAS que difere daqueles propostos na literatura: padrão dupla-célula zonalmente alongado (Tsuchiya, 1985); e padrão dupla-célula meridionalmente alongado (Reid, 1989), ambos padrões referenciados a 1000 dBar; e padrão célula única (Peterson & Stramma, 1991). Esta constatação remete à nossa primeira hipótese de trabalho como parcialmente afirmativa, uma vez que temos uma feição de recirculação interna com variações sazonais importantes e eventualmente bi-partida na Bacia de Santos, cujos regimes de escoamento refletem o caráter baroclínico das correntes de contorno presentes. No próximo capítulo examinaremos a variabilidade horizontal dessas feições do GSAS.

Figura 2.16 – Painéis superiores esquerdo (direito): Altura Dinâmica Média anual do GSAS a 5 dBar relativo a 1000 (1500) dBar. Painel central: Altura Dinâmica Média anual do GSAS a 5 dBar relativo a 3000 dBar. Painéis superiores e central obtidos a partir da base WOA 2009 em [m] com contorno de 0,36. Painel inferior esquerdo (direito): Topografia Dinâmica Absoluta média anual do GSAS para o período de 1993 a 2010 com base no AVISO. Os contornos são de 0,66-0,7 (0,64-0,66). Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

3. A Variabilidade Horizontal na Borda Oeste do GSAS

No Capítulo 1 mostramos que na literatura existem fartas evidências da atividade de mesoescala no contorno oeste do Atlântico Sul, e como as feições a ela associadas interagem com o escoamento básico, e com a recirculação interna do GSAS (Campos *et al.*, 1995; Mattos, 2006; Silveira *et al.*, 2008). No Capítulo 2 detectamos que a recirculação interna, em termos médios, se apresenta bi-partida na Bacia de Santos. Neste capítulo, vamos utilizar dados de flutuadores Lagrangeanos para observar os padrões das trajetórias e verificar a dispersão em relação ao padrão médio de circulação do GSAS, com foco no contorno oeste. Da mesma forma, calculamos o desvio padrão dos mapas de Topografia Dinâmica Absoluta (apresentados no Capítulo 2) a fim de examinar as regiões de maior variabilidade horizontal associado às variações laterais do escoamento. Nosso intuito é verificar se a recirculação interna do GSAS envolvendo a CB apresenta atividade de mesoescala que implique em reflexos na circulação oceânica na região do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos.

3.1 Trajetórias de Flutuadores Lagrangeanos no GSAS

Trabalhos no Atlântico Sul utilizando este tipo de ferramenta normalmente objetivam reproduzir características cinemáticas e dinâmicas dos padrões de circulação, o que envolve cálculos estatísticos de energia cinética média, difusividade, e transporte de propriedades (p. ex. Assireu *et al.*, 2003; Souza & Robinson, 2004; Rupolo, 2007; Oliveira *et al.*, 2009; Cerrone, 2010). O equipamento utilizado nestas aplicações são flutuadores rastreados por satélite do tipo SVP-WOCE (*Surface Velocity Program*) dos experimentos TOGA (*Tropical Ocean Global Atmosphere*) e do WOCE (*World Ocean Circulation Experiment*), o que significou uma padronização no emprego e na forma de se estudar a circulação oceânica do ponto de vista Lagrangeano. Os SVP-WOCEs possuem um esquema de vela e de posicionamento na coluna d'água de forma

que sejam minimizados os efeitos de arraste por ondas e ventos. Consistem de uma vela submersa (drogue) com furos e uma bóia de superfície, conectados por um cabo. O centro de massa do conjunto é projetado para 15 m de profundidade. A posição dos derivadores é feita por rastreamento do sinal transmitido pela bóia, via sistema ARGO (Cerrone, 2010).

No Brasil, o Programa Nacional de Bóias (PNBOIA) também utiliza estes derivadores. O programa teve início em 1997 sob coordenação do Programa GOOS/Brasil (*Global Ocean Observation System*) e compõem o Programa Global de Derivadores (*Global Drifter Program* – GDP), no qual representa um esforço conjunto de universidades, institutos de pesquisas, e pela Marinha do Brasil (Sato, 2010). Outra iniciativa utilizando esse tipo de derivador é a do Projeto MONDO conduzido pela empresa Prooceano (<http://mondo.prooceano.com.br>).

Contudo, nosso propósito básico é apenas visualizar o padrão das trajetórias desses derivadores no Atlântico Sul, principalmente no contorno oeste, região da Bacia de Santos. Acessamos dois conjuntos de dados que utilizam os flutuadores SVP-WOCE no Atlântico Sul. O primeiro conjunto foi do GDP, disponível através do endereço <http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac>. Esses dados, interpolados para os horários sinópticos (0, 6, 12 e 18 GMT), cobriram o período de fevereiro de 1979 a setembro de 2010. Portanto, mais de 31 anos de dados. O segundo conjunto é do PNBOIA que acessamos através do Laboratório de Observação por Satélite do IO-USP (<http://los.usp.br/pnboia>). Estes dados estão aos cuidados da Profa. Dra. Olga Sato. Os dados que acessamos possuem resolução temporal de 1 h e cobrem o período de abril de 2006 a junho de 2010.

A Figura 3.1, painel superior, mostra a densidade de pares de coordenadas da posição dos flutuadores neste período para o GSAS. Na mesma figura, painel inferior, foi computado o histograma bidimensional em caixas geográficas de 1° x 1° para estes pares de coordenadas, sem levar em conta a individualização dos flutuadores.

Figura 3.1 – Mapas de densidade amostral com base nas posições dos flutuadores SVP entre 1979 e 2010 no Atlântico Sul. O painel superior (inferior) mostra pares de coordenadas (mostra o histograma bidimensional do número de observações [Obs] em caixas geográficas de $1^\circ \times 1^\circ$). A linha cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m.

Percebemos nesta Figura 3.1 regiões de grande concentração de pontos (400-500 Obs) que demarcam as regiões de passagem das bóias carregadas por escoamentos superficiais e/ou de seu confinamento em regiões de recirculação ou de estagnação. O painel inferior da Figura 3.1 mostra esta característica. No contorno oeste, as regiões mais escuras do mapa estão associadas com o domínio da CB e da recirculação interna do GSAS, e refletem a variabilidade horizontal destas na superfície. O padrão geral concorda com o formato triangular do GSAS. A densidade do número de flutuadores também pode estar associada com regiões de convergência/divergência da circulação superficial na camada de Ekman.

Uma grande região de concentração desses pontos no interior do GSAS também chama atenção, por justamente coincidir com a posição da Alta Subtropical do Atlântico Sul – ASAS (Satymurty *et al.*, 1998; Souza, 2000). Desta monta, provavelmente associada a uma região de relativa estagnação na circulação superficial. Sabe-se que existem regiões no oceano mundial onde detritos flutuantes têm sido observados, estagnados, formando verdadeiras ‘piscinas de lixo’, principalmente na faixa subtropical do Pacífico Norte.

Outra região também notável de concentração dessas observações foram entre 32-35° S, faixa que cruza o Atlântico de oeste para leste, na região da Corrente de Santa Helena (Juliano & Alves, 2007).

Uma questão que se observa é que as regiões mais energéticas do Atlântico Sul – a CBM e a Retroflexão da Agulhas (RA) – apresentam concentração de observações relativamente menores (100-300 Obs). O mesmo ocorre em 45° S domínio da CAS. Explica-se, pois são regiões de fluxos intensos e de alta variabilidade horizontal (ver Oliveira *et al.*, 2009), não permitindo a “acumulação” dos SVPs que são rapidamente dispersados. Por outro lado, ao largo da costa Africana em 16° S, vê-se baixíssima concentração de observações associadas ao Giro de Angola.

Figura 3.2 – Mapas regionais de densidade amostral com base nas posições dos flutuadores SVP entre 1979 e 2010 no Atlântico Sul. Painel superior (inferior) mostra pares de coordenadas (mostra o histograma bidimensional do número de observações). A linha cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m.

Na Figura 3.2 mostramos o cenário regional dessas observações com foco na Bacia de Santos. Tomando a isóbata de 1000 m como referência, vemos que existe uma perene concentração de observações que acompanham a geometria da linha de costa. Contudo, observamos que as posições das bóias são mais escassas entre Cabo de São Tomé e a porção central da Bacia de Santos em torno de 24° S. A partir desta latitude, a concentração de observações é grande numa faixa que compreende entre 24-35° S e 55-45° W, aproximadamente. O limite austral dessa região coincide com a posição boreal de descolamento da CB do contorno oeste (Lumpkin & Garzoli, 2011) e com a região da CRS.

Na Figura 3.3 mostramos o cenário regional com foco na Bacia de Santos para o conjunto de dados do PNBOIA. Logo chamam atenção duas regiões que são coincidentes com as regiões da CRN e da CRS (ver Capítulo 2). De forma grosseira, o padrão PNBOIA concorda com padrão do GDP, a despeito das diferenças de abrangência temporal. Esta Figura 3.3 mostra melhor que a Figura 3.2 o padrão caótico de escoamento superficial na borda oeste do Atlântico Sul e os diversos filamentos que se destacam da região do escoamento da CB para o interior do GSAS.

Cabe ressaltar que as grandes concentrações pontos na Figura 3.3 são relativas aos lançamentos de bóias realizadas pelo programa ao largo da costa Brasileira pela Marinha do Brasil. Na próxima seção veremos como esta variabilidade horizontal é observada com base na altimetria.

Figura 3.3 – Mapas regionais de densidade amostral com base nas posições dos flutuadores SVP entre 2006 e 2010 no Atlântico Sul. O painel superior (inferior) mostra pares de coordenadas (mostra o histograma bidimensional do número de observações). A linha cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m.

3.2 Variabilidade Horizontal com base em Altimetria - AVISO

Sabemos que a atividade de mesoescala possui forte influência na circulação oceânica no contorno oeste do GSAS. Esta influência emerge quando computamos os mapas de desvio-padrão (std-TDA) dos mapas da Topografia Dinâmica Absoluta. Os std-TDAs (Fig. 3.4 e 3.5) foram calculados ponto-a-ponto a partir dos 18 anos de dados do AVISO (resolução espacial de $1/4^\circ$ e resolução temporal de 7 dias, ver Capítulo 2). O desvio padrão de TDA é considerado um bom 'proxy' da variabilidade em torno das posições médias das correntes devido ao cisalhamento horizontal das mesmas, aos processos de instabilidade e à variação da altura da superfície do mar (Qiu *et al.*, 2008). Utilizamos esta propriedade para analisarmos algumas regiões que se destacam, a partir destes mapas.

Figura 3.4 – Mapa do desvio-padrão (std-TDA) da Topografia Dinâmica Absoluta (TDA) do Giro Subtropical do Atlântico Sul no período 1993-2010, dados AVISO. Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

Figura 3.5 – Mapas filtrados (120-dias) do desvio-padrão (std-TDA) da Topografia Dinâmica Absoluta (TDA) do Giro Subtropical do Atlântico Sul no período 1993-2010, dados AVISO. Painel superior é o sinal de mesoescala. Painel inferior é o sinal de larga escala. Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

Um filtro de convolução passa-baixa de 120-dias foi usado para isolarmos a variabilidade de mesoescala e de larga escala do GSAS. Os resultados obtidos são observados na Figura 3.5.

Com base nas Figuras 3.4 e 3.5, podemos facilmente observar as áreas de maior variabilidade horizontal ($\text{std-TDA} > 0,14 \text{ m}$), que compreendem as regiões da CBM, da Retroflexão das Agulhas (RA) e da CAS ($48^\circ \text{ S} / 30^\circ \text{ W}$ a 15° E). A região do Giro Zapiola ($45^\circ \text{ S} / 45^\circ \text{ W}$) também merece destaque. Outra área de variabilidade evidente é a região zonalmente alongada que cruza a Bacia do Atlântico entre $25\text{-}35^\circ \text{ S}$, principalmente em relação ao sinal de larga escala. A posição e a geometria desta região sugerem se tratar de um “Guia de Ondas Subtropicais”, tal como descrito por Polito & Cornillon (1997) em faixa latitudinal similar no Atlântico Norte. Neste “guia”, os escoamentos estão subjugados à propagação de ondas de Rossby, principalmente as de 1º modo baroclínico. Estas ondas planetárias geradas no contorno leste dos oceanos são o principal meio de transferência de energia a cruzar as bacias oceânicas, através da qual a coluna fluida em rotação tem seu ajustamento com base na força de gravidade e na força de empuxo (Anderson & Gill, 1975; Polito & Cornillon, 1997) ao nível da picnoclina. Segundo estes autores, a força restauradora básica para essas ondas advém da variação meridional do parâmetro de Coriolis (vorticidade planetária) e da conservação da vorticidade potencial. Grodsky & Carton (2006) e Biastoch *et al.* (2008) demonstram como estas ondas se propagam na Bacia do Atlântico Sul entre $25\text{-}35^\circ \text{ S}$ advindas do vazamento das Agulhas, ao nível de circulação intermediária, limite superior da Célula de Revolvimento Meridional, e também como o deslocamento meridional para sul do padrão dos ventos de oeste no Atlântico Sul tem permitido maior emissão dessas ondas na região das Agulhas (Biastoch *et al.*, 2009).

Ainda nas Figuras 3.4 e 3.5, junto ao contorno oeste, não se pode evidenciar uma região de feição zonalmente alongada, que estivesse associada com a CCST-AS em $28\text{-}30^\circ \text{ S}$, tal como alegado por Mémery *et al.* (2000) e Mattos (2006). Esperava-se que esta contracorrente apresentasse alta variabilidade, tal como em Qiu & Chen (2004), que encontraram robusta variabilidade da

altura da superfície do mar associada com a Contracorrente Subtropical do Pacífico Sul.

Figura 3.6 – Mapas do desvio-padrão (std-TDA) da Topografia Dinâmica Absoluta (TDA) do Giro Subtropical do Atlântico Sul no período 1993-2010, dados AVISO. Painel esquerdo é o sinal STD não-filtrado; painel direito é o sinal filtrado (120-dias) de mesoescala. Valores são expressos em [m]. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 1000 m. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

No que concerne o contorno oeste no domínio regional apresentado na Figura 3.6, tanto o std-TDA do sinal médio anual (painel esquerdo) quanto seu sinal correspondente de mesoescala (painel direito) mostram claramente o rastro da relativa alta variabilidade ($0,14 \text{ m} > \text{std-TDA} > 0,07 \text{ m}$) associada àquelas estruturas meridionalmente alongadas e zonalmente confinadas que se estendem da CVT (20° S) até a região da CBM ($38-40^\circ \text{ S}$) que aparecem nos mapas climatológicos do Capítulo 2: a CRN e a CRS. Estas regiões de std-TDA no mapa do sinal de mesoescala observadas na Figura 3.6, painel direito, parecem indicar que a atividade de mesoescala é mais intensa ao sul de Cabo Frio (23° S), o que confere com observações de Mascarenhas *et al.* (1971). Fato este observado principalmente a partir de 25° S , na transição da CRN para a CRS, onde as regiões de maiores valores do std-TDA no contorno oeste têm proeminência nas bacias de Santos e de Pelotas. No entanto, ressaltamos o caráter baroclínico da CRN e a ‘dificuldade’ da altimetria em captar seu sinal, discutidos no Capítulo 2.

Os mapas de desvio padrão da TDA indicam a variabilidade horizontal da recirculação interna do GSAS, em termos médios, como sendo esta simples e meridionalmente alongada feição de larga escala, confinada ao contorno oeste da porção interna do giro. Em 28° S esta feição possui 2,5-3° (ou 277-330 km) de largura. Esta estrutura se encontra zonalmente restrita e suavemente acomodada à geometria da margem continental. E está presente na Bacia de Santos.

Desta forma, constatamos que a recirculação interna do GSAS envolvendo a CB apresenta atividade de mesoescala com potencial de afetar a circulação oceânica na região do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos.

Assim, uma estratégia de investigação direta desta feição, que passamos a chamar nos Capítulos 2 e 3 de “célula de recirculação norte” (CRN), com foco na Bacia de Santos foi elaborada. Esta iniciativa é o Projeto CERES, apresentado no próximo capítulo.

4. Observações Quase-sinópticas na Bacia de Santos

No Capítulo 2 foram apresentados padrões climatológicos médios anuais e sazonais para o GSAS em que foi mostrada a existência de estruturas meridionalmente alongadas no contorno oeste: a CRN e a CRS. No Capítulo 3, a partir da variabilidade horizontal dos mapas de TDA, observamos que a feição nos mapas de std-TDA possui significativa variabilidade no sinal de mesoescala, especialmente na Bacia de Santos onde habita a CRN. Esta variabilidade tem potencial de impactar as bases de projetos de engenharia.

Sendo assim, por demanda, surgem os seguintes questionamentos: Quão forte é este sinal de recirculação? É possível distinguir o sinal médio da recirculação interna do GSAS das feições de mesoescala? A recirculação pode ser capturada a partir de medidas sinópticas diretas de velocidade? Como é o cenário sinóptico sazonal da estrutura de massa na região? O Projeto CERES foi buscar essas respostas.

4.1 Medições Diretas de Velocidade com base em Cruzeiros Oceanográficos

O experimento denominado CERES – Célula de Recirculação da CB na Bacia de Santos – foi projetado para medir diretamente a CB e a estrutura da CRN na região do Pólo Pré-sal, bem como verificar se é possível inferir sua variabilidade sazonal. E ainda, se o sinal de mesoescala se sobrepõe a estrutura da CRN (Fig. 4.1).

A estratégia de amostragem consistiu em medições diretas, quase-sinópticas, de correntes marinhas ao longo do percurso da realização de estações hidrográficas (apresentadas na seção 4.3). Mais adensadas na região de Talude Continental (7 milhas náuticas) para capturar o sinal da CB, e um pouco mais espaçadas na região da CRN (15 milhas náuticas), considerando o raio de deformação interno baroclínico.

Figura 4.1 – No painel superior, anomalia do geopotencial média de primavera [$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$] do GSAS a 100 dBar relativo a 1000 dBar calculada com base na climatologia Boyer *et al.* (2005), utilizada para definição da extensão das radiais CERES. No painel central, comparação da grade CERES (fase 1) com resultados de mapeamento de função de corrente geostrófica [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] da comissão OSE-I da Marinha do Brasil (Mattos, 2006). No painel inferior, definição de grade CERES (fase 2), confrontada com a TDA média anual do GSAS para o período de 1993-2009 a partir do AVISO com base no CMDT Rio05. Valores expressos em [m].

Os cruzeiros CERES foram financiados pela Petrobras, e estão divididos em duas fases: a fase 1 com duas radiais, conduzida a bordo no NOc. Gyre; e a fase 2 com quatro radiais, conduzida em parceria com a Marinha do Brasil. O objetivo principal foi a realização de medidas sinópticas com base no conceito de hidrografia repetida na Bacia de Santos (Fig. 4.2).

Figura 4.2 – Área de estudo. Radiais dos Cruzeiros Oceanográficos CERES e a posição do fundo oceográfico F2200 no Pólo Pré-sal (ver Capítulo 5). Observações hidrográficas e diretas de velocidade na Bacia de Santos.

OBS: por uma razão de nomenclatura adotada a bordo dos cruzeiros, nesta seção 4.1, para os CERES fase 1, a Radial 1 é aquela alinhada à Ilha Bela, e a Radial 3 é aquela alinhada ao Cabo Frio. Para o CERES fase 2, as Radiais 2 e 4 são análogas das Radiais 1 e 3 da fase 1, respectivamente.

Medidas Diretas de Velocidade - CERES fase 1

Três cruzeiros oceanográficos foram conduzidos na fase 1: CERES-I (26-31 Janeiro de 2008), CERES-II (11-18 Outubro de 2008), e CERES-III (3-16 Maio de 2009). O plano dos cruzeiros consistiu em realizar medições repetidas de ADCP de casco, na grade em 'U', tomando como base a configuração da estrutura observada nos mapas do WOA e do AVISO (Fig. 4.1). A Radial 1 (alinhada a Ilha Bela) e a Radial 3 (alinhada a Cabo Frio) são perpendiculares à isóbata de 200 m. Ambas possuem em média 500 km de comprimento (Fig. 4.3).

A Radial 2 faz conexão entre as radiais 1 e 3. A área amostrada cobre a região da plataforma continental externa até o Platô de São Paulo (2000-3800 m). Os cruzeiros foram conduzidos a bordo do R/V Gyre, equipado com um ADCP de casco OS RDI 75-kHz.

As medidas foram tomadas continuamente. Os dados brutos foram coletados usando uma espessura vertical de camada de 16 m, sendo a primeira camada representativa da média da velocidade entre 20 e 36 m de profundidade. O alcance máximo foi de 400 m, mas variou fortemente e função do estado de mar. Os dados de ADCP foram processados e calibrados usando o pacote CODAS – *Common Ocean Data Access System* (Firing *et al.*, 1995).

Figura 4.3 – Grade CERES, fase 1, na região do Pólo Pré-sal (Box), por sobre o Platô de São Paulo (2000-3800 m de profundidade).

Dados de navegação computados a partir da agulha giroscópica do navio e do sinal DGPS (*Differential Global Positioning System*) foram usados no processamento de dados brutos de corrente medidos. Procedimentos de calibração padronizados do CODAS foram aplicados para a determinação da orientação do transdutor relativo à bússola giroscópica e ao fator de correção de amplitude do ADCP (Joyce, 1989). Seções verticais de velocidades medidas normais às três radiais foram geradas via Análise Objetiva ‘a priori’, seguindo Silveira *et al.* (2004) (Fig. 4.4) (ver Anexo A).

Uma função Gaussiana anisotrópica foi empregada na obtenção destas seções, tendo como comprimentos de decorrelação horizontal e vertical, respectivamente, 50 km e 50 m. As seções foram limitadas a 300 m de profundidade em resposta à qualidade dos dados de ADCP inferidos por um “percent good” de 50 %, dentre outros parâmetros de qualidade do sinal.

Figura 4.4 – Seções verticais de velocidade [m s^{-1}] interpoladas por AO para os primeiros 300 m de LDA para os cruzeiros CERES-I (painéis esquerdos); CERES-II (painéis centrais); e CERES-III (painéis direitos). Painéis superiores (inferiores) são da Radial 3 (1). Velocidades negativas, em vermelho, para o sul.

Na Figura 4.4, a estrutura vertical das correntes nos três cruzeiros demonstra intensa atividade de mesoescala na região. O núcleo da CB é observado próximo da quebra de plataforma nos CERES I e II, mas não está evidente no CERES-III. O fluxo de retorno da CRN parece ter sido capturada na Radial 1 dos três cruzeiros, como um jato raso de 200 m de profundidade, $0,5 \text{ m s}^{-1}$ de velocidade máxima superficial e distando cerca de 350 km da quebra de plataforma. Mas seu sinal não é tão claro na Radial 3 dos mesmos.

Na Figura 4.5 são apresentados mapas horizontais de vetores de velocidade no nível superficial imediatamente considerado livre da influência da camada de Ekman superficial, para os cruzeiros CERES da fase 1 analisados com o

CODAS. Pode-se observar a estrutura da CB bordejando a região de quebra de plataforma, escoando para sudoeste em ambas radiais 1 e 3 dos CERES.

Na Radial 1 (3), o núcleo da CB encontra-se sobre as isóbatas de 200-800 (1200) m, com velocidades de $0,6$ ($0,7$) m s^{-1} a 60 m de profundidade. Os perfis da CB perpendiculares à costa das Radiais 1 e 3 mostram sua estrutura em forma de cúspide. À medida que nos afastamos da quebra de plataforma, os padrões de escoamento nas radiais em todos os cruzeiros se tornam mais complexos. A atividade de mesoescala é bastante intensa, sendo máxima durante o CERES-III. Nota-se nesta Figura 4.5, que durante o cruzeiro CERES-III a CB exibe estruturas anticiclônicas (ciclônicas) associado com meandros frontais da CB na Radial 1 (3). Feições estas que ficam evidentes na Figura 4.6 que mostra os campos de velocidade geostrófica derivados de dados de altimetria diário da anomalia de altura da superfície do mar (AASM) do AVISO para cada um dos CERES, gentilmente cedidos pelo Eng. Marcelo Andrioni (CENPES).

Dentre as feições de mesoescala, nos chamou a atenção outro jato também em forma de cúspide observado na porção oceânica da Radial 1 no CERES-I e no CERES-II na Figura 4.5. Este jato está relacionado com a estrutura anticiclônica, que aparece recorrentemente nos três cenários sinópticos de AASM da Figura 4.6, entre $27\text{-}28^\circ \text{ S}$ e $44\text{-}42^\circ \text{ W}$.

Assim, pela extensão regional e complexidade dos cenários, constatamos que a grade observacional da fase 1 carecia de resolução espacial. Esta carência originou nova grade com o CERES fase 2.

Figura 4.5 – Vetores de velocidade [m s^{-1}] obtidos pelo processamento do CODAS no nível 60 m para os três cruzeiros: CERES-I (Jan 2008) em azul; CERES-II (Out 2008) em vermelho; CERES-III (Mai 2009) em verde.

Figura 4.6 – Vetores de função de corrente geostrófica [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] obtidos pelo processamento de dados diários da anomalia de ASM do AVISO em Andriolini (2010) para os três cruzeiros: CERES-I (31/jan/2008, painel superior); CERES-II (18/out/2008, painel central); CERES-III (12/Mai/2009, painel inferior). Escala invertida: as regiões em azul negativas (vermelho positivas) estão associadas a regiões de circulação horária (anti-horária).

Medidas Diretas de Velocidade - CERES fase 2

Apenas um cruzeiro oceanográfico foi conduzido na fase 2, até o presente: o CERES-IV (07-22 Junho de 2010) que fez parte da Comissão Oceano Sudeste V (OSE-V) da Marinha do Brasil.

Figura 4.7 – Grade CERES, fase 2, na região do Pólo Pré-sal (Box), por sobre o Platô de São Paulo (2000-3800 m de profundidade).

O plano de cruzeiro consistiu em realizar medições hidrográficas (apresentadas na Seção 4.3) e de ADCP de casco, em uma grade em duplo 'U', tomando como base a configuração da estrutura observada nos mapas do WOA e do AVISO, e na grade da fase 1. A Radial 2 (alinhada a Ilha Bela) e a Radial 4 (alinhada a Cabo Frio) são correspondentes, respectivamente às radiais 1 e 3 da fase 1 (Figs 1.20 e 4.7).

As conexões entre as radiais 1-2, 2-3 e 3-4, respectivamente são nominadas nav1, nav2 e nav3. A área amostrada cobre a região da plataforma continental externa até o Platô de São Paulo (2000-3800 m), porém conferindo maior detalhamento que a grade da fase 1. O cruzeiro foi conduzido a bordo do NOc. Antares da Marinha do Brasil, equipado com um ADCP de casco OS RDI 75-kHz e um LADCP instalado no sistema rosete/CTD (dados não mostrados neste trabalho). Uma parceria realizada entre o CENPES e o Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) permitiu a realização conjunta deste cruzeiro de mútuo interesse das instituições.

Tal como os procedimentos adotados na fase 1, as medidas foram tomadas continuamente. Os dados brutos foram coletados usando uma espessura vertical de camada de 16 m, sendo a primeira camada representativa da média da velocidade entre 20 e 36 m de profundidade. O alcance máximo foi de 350 m, mas também variou fortemente e função do estado de mar. Os dados de ADCP foram processados e calibrados usando o pacote CODAS (Firing *et al.*, 1995). E os dados de navegação computados a partir da agulha giroscópica do navio e do sinal DGPS também foram usados no processamento de dados brutos de corrente medidos. Procedimentos de calibração padronizados do CODAS foram aplicados para a determinação da orientação do transdutor relativo à bússola giroscópica e ao fator de correção de amplitude do ADCP (Joyce, 1989). Seções verticais de velocidades medidas normais às quatro radiais foram geradas via Análise Objetiva ‘a priori’, seguindo Silveira *et al.* (2004) (Fig. 4.8).

Figura 4.8 – Seções verticais de velocidade [m s^{-1}] interpoladas por AO para os primeiros 250 m de LDA para o cruzeiro CERES-IV (Jun 2010). De cima para baixo, radiais 1, 2, 3 e 4.

Uma função de correlação Gaussiana anisotrópica foi empregada na obtenção destas seções, tendo como comprimentos de decorrelação horizontal e vertical, respectivamente, 50 km e 50 m (ver Anexo A). As seções foram limitadas a 250 m de profundidade em resposta à qualidade dos dados de ADCP inferidos por um “percent good” de 50 %, dentre outros parâmetros de qualidade do sinal. Velocidades negativas, em vermelho, para o sul.

Na Figura 4.8, a estrutura vertical das correntes nas 4 radiais demonstra novamente intensa atividade de mesoescala na região. O núcleo da CB é observado mais próximo da quebra de plataforma nas radiais 2 e 3, e mais afastado da mesma nas radiais 1 e 4, provavelmente devido a meandros da CB. O sinal do fluxo de retorno da CRN não está evidente.

Figura 4.9 – Vetores de velocidade [m s^{-1}] obtidos pelo processamento do CODAS no nível 60 m para o cruzeiro CERES-IV (Jun 2010).

Na Figura 4.9 são apresentados vetores de velocidade no nível superficial imediatamente considerado livre da influência da camada de Ekman superficial, para o cruzeiro CERES da fase 2 analisado com o CODAS. Pode-se observar novamente a estrutura da CB bordejando a região de quebra de plataforma, escoando para sudoeste. Nas Radiais 2 e 3 (1 e 4), o núcleo da CB encontra-se sobre as isóbatas de 50-200 (800-1500) m, com velocidades de 0,6 (0,5) m s⁻¹ a 60 m de profundidade. Os perfis perpendiculares à costa mostram a estrutura em jato da CB. À medida que nos afastamos da quebra de plataforma, os padrões dos vetores de velocidade nas radiais deste cruzeiro se tornam mais complexos, tal como observado nos CERES fase 1. Diferente dos outros cruzeiros, o CERES-IV não apresentou outro jato orientado para nordeste, em forma de cúspide, observado na porção oceânica das radiais no CERES-I e no CERES-II.

Contudo, devido a maior resolução horizontal, podemos lançar mão de um esquema de mapeamento objetivo horizontal do campo de correntes medidas com o ADCP. Seguimos Silveira *et al.* (2004) e Soutelino (2008). Uma função de correlação Gaussiana isotrópica foi empregada na obtenção do mapa de função de corrente observada Ψ (Figura 4.10), tendo como parâmetros da AO o comprimento de decorrelação horizontal 3,2° e o erro médio quadrático máximo admitido de 10% (Fig. 4.11). Na definição do comprimento de decorrelação do mapa da Figura 4.10 foram consideradas: 1) a distância entre as radiais, segundo a teoria da amostragem de Nyquist, e 2) a escala espacial a ser filtrada (menor que 300 km). Os detalhes deste mapeamento objetivo horizontal estão no Anexo A.

O mapeamento foi realizado ao nível 60 m, tendo como condição a não-divergência do escoamento (4.1) e campo isotrópico na região. Assim, aplicamos a relação funcional (4.2) neste mapeamento.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \quad (4.1)$$

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y} \quad ; \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (4.2)$$

Onde u e v são, respectivamente, a componente zonal e meridional do fluxo.

Figura 4.10 – Mapeamento de função de corrente observada (ψ) em $[m^2 s^{-1}]$ interpolada por AO em grade seagrid de 25x25 pontos para o nível 60 m para o cruzeiro CERES-IV (Jun 2010). A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 200 m.

O campo de função de corrente observada da Figura 4.10 mostra uma CB vigorosamente meandrante com presença de vórtices frontais ciclônico e anti-ciclônicos escoando para sudoeste. Neste cenário quase-sinóptico do escoamento na Bacia de Santos, o meandramento consegue atingir a região do

Pólo Pré-sal na Bacia de Santos e também galgar a plataforma continental. A porção mais distal da quebra de plataforma demonstra a presença de feições vorticais anti-ciclônicas, confirmando não ser evidente qualquer estrutura típica de jato relacionado a um escoamento médio para nordeste da recirculação interna do GSAS. Entre as Radiais 1 e 2 novamente se observa a feição anti-ciclônica (embora relativamente fraca) também registrada nos outros 3 cruzeiros. O que passamos a considerar como possível feição permanente na região.

Adicionalmente ao mapeamento de função de corrente realizado, julgamos que a aplicação do Método Quase-Gestrófico nesta região poderia contribuir com outros aspectos da dinâmica do sistema. O método utiliza as anomalias de vorticidade potencial (ou vorticidade relativa), o que possibilitou ratificar os meandros da CB (Fig. 4.12).

Figura 4.11 – Mapeamento do erro em [%] de interpolação por AO em grade seagrid de 25x25 pontos para o nível 60 m para o cruzeiro CERES-IV (Jun 2010).

Na Figura 4.12 a seguir podemos observar uma seqüência de feições com vorticidades positivas e negativas. As regiões de vorticidade negativas (positivas) estão associadas a regiões de circulação horária (anti-horária). Este campo concorda com o padrão de escoamento tipicamente de uma onda de vorticidade, observado no mapa de função de corrente (Fig.4.10), e também com o padrão dos campos de função de corrente geostrófica obtidos de dados da anomalia de ASM do AVISO (Fig. 4.6).

Figura 4.12 – Mapeamento de Vorticidade Relativa observada (ζ) em $[s^{-1}]$ interpolada por AO em grade seagrid de 25x25 pontos para o nível 60 m para o cruzeiro CERES-IV.

Normalizando o campo de vorticidade relativa obtido na Figura 4.12, e usando o módulo do valor médio do parâmetro de Coriolis (latitude central em 25,5° S),

foi possível mapear o Número de Rossby (Ro) pontualmente (Fig. 4.13). Com base neste mapeamento, foi calculado um valor médio para Ro na região. Este valor foi **0,04**. Observa-se que os valores mapeados de $Ro \ll 1$ indicam que a quase-geostrofia é atendida nesta área.

Figura 4.13 – Mapeamento do Número de Rossby (Ro) interpolado por AO em grade seagrid de 25x25 pontos para o nível 60 m para o cruzeiro CERES-IV.

Apesar do esforço amostral que representaram os cruzeiros CERES, ainda não foi possível atestar por medição direta a CRN. Buscamos, então, mais informações de medidas diretas de velocidade na região, e que pudessem fornecer um quadro sinóptico mais claro de circulação oceânica sobre o Platô de São Paulo. Observamos que a Comissão Oceano Sudeste II da Marinha do Brasil poderia ser útil, e tratamos da mesma a seguir.

Medidas Diretas de Velocidade - Comissão Oceano Sudeste II

Esta comissão da Marinha do Brasil foi conduzida entre outubro e dezembro de 2002 a bordo do NOc. Antares da Marinha do Brasil, equipado com um ADCP de casco OS RDI 75-kHz. Os dados de ADCP de casco, ainda inéditos, cobrem regiões das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo (Fig. 4.14). Embora as radiais na Bacia de Santos não sejam coincidentes com as radiais dos cruzeiros CERES, o campo de vetores de velocidade nos traz mais indícios para a nossa investigação da recirculação.

Figura 4.14 – Vetores de velocidade [cm s^{-1}] obtidos pelo processamento do CODAS no nível 50 m para o cruzeiro OSE-II (Out-Dez 2002).

Os dados brutos foram coletados usando uma espessura vertical de camada de 16 m, sendo a primeira camada representativa da média da velocidade entre 20 e 36 m de profundidade. O alcance máximo foi de 300 m, e deve ter também variado fortemente e função do estado de mar. Os dados de ADCP foram processados e calibrados usando o pacote CODAS (Firing *et al.*, 1995). Os dados de navegação computados a partir da agulha giroscópica do navio e

do sinal DGPS também foram usados no processamento de dados brutos de corrente medidos. Procedimentos de calibração padronizados do CODAS foram aplicados para a determinação da orientação do transdutor relativo à bússola giroscópica e ao fator de correção de amplitude do ADCP (Joyce, 1989).

Na Figura 4.14 são apresentados vetores de velocidade no nível de 50 m para o cruzeiro OSE-II analisado com o CODAS. Pode-se observar a estrutura da CB com escoamento paralelo à região de quebra de plataforma, com velocidades máximas de $0,7 \text{ m s}^{-1}$ direcionada para sudoeste na Bacia de Campos. Ao ultrapassar o Cabo Frio, a CB apresenta feições meandranes. Novamente, os perfis perpendiculares à costa mostram uma estrutura em jato da CB. À medida que nos afastamos da quebra de plataforma, os padrões dos vetores de velocidade se mostram mais complexos, tal como observado nos CERES. No OSE-II é possível observar outro jato orientado para nordeste, em forma de cúspide, observado na porção oceânica das radiais 8, 7 e 6, e que se evanesce à medida que caminhamos para as radiais mais ao norte.

Novamente seguimos Silveira *et al.* (2004). Uma função de correlação Gaussiana anisotrópica foi empregada na obtenção das seções verticais apresentadas nas Figuras 4.15 e 4.16, tendo como comprimentos de decorrelação horizontal e vertical, respectivamente, 50 km e 50 m. As seções foram limitadas a 300 m de profundidade em resposta à qualidade dos dados de ADCP inferidos por um “percent good” de 50 %, dentre outros parâmetros de qualidade do sinal.

Figura 4.15 – Seções verticais de velocidade [m s^{-1}] interpoladas por AO para os primeiros 300 m de LDA para o cruzeiro OSE-II. De cima para baixo, radiais 2, 4, e 5, respectivamente. Velocidades negativas, em vermelho, para o sul.

Figura 4.16 – Seções verticais de velocidade [m s^{-1}] interpoladas por AO para os primeiros 300 m de LDA para o cruzeiro OSE-II. De cima para baixo, radiais 6, 7 e 8, respectivamente. Velocidades negativas, em vermelho, para o sul.

Nas Figuras 4.15 e 4.16, a estrutura vertical das correntes nas 6 radiais demonstra novamente muita atividade de mesoescala na região. O núcleo da CB é observado mais próximo da quebra de plataforma em todas radiais. O sinal de um jato para nordeste, aparece nas radiais 8, 7, e 6 com velocidades máximas superficiais de $0,8 \text{ m s}^{-1}$ na Radial 8.

Neste cruzeiro também é possível utilizar o mapeamento objetivo para obtermos o padrão regional da circulação, adotando Silveira *et al.* (2004). Uma função de correlação Gaussiana isotrópica (ver Anexo A) foi empregada na obtenção do mapa (Fig. 4.17), tendo como parâmetros da AO um comprimento de decorrelação horizontal $3,0^\circ$ e o erro médio quadrático máximo admitido de 10% (Fig. 4.18). O mapeamento foi realizado ao nível 60 m com base em (4.1) e (4.2).

O campo de função de corrente observada (ψ) da Figura 4.17 mostra uma CB se organizando após sua passagem pela CVT, e fluindo condicionada ao contorno do talude continental na Bacia de Campos sem a presença de vórtices frontais. Na porção mais distal da quebra de plataforma a presença de três feições vorticais anti-ciclônicas se destacam. Estas estruturas podem estar relacionadas ao fluxo de retorno da CRN, para esta foto sinóptica do escoamento na Bacia de Santos, pois concordam com as feições observadas nos mapas AASM dos CERES (Fig. 4.6).

Na Bacia de Santos, região alinhada com Ilha Bela, a feição anti-ciclônica está sobre a isóbata de 2300-2800 m em uma posição similar às feições em jato observadas nos CERES-I, II e IV, a 300 km da quebra da plataforma. Mais ao norte, em alinhamento ao Cabo Frio, a feição presente é relativamente mais fraca que àquela acima descrita alinhada com Ilha Bela. E também, mais próxima do jato da CB, por conta do controle exercido de mudança da orientação da linha de costa sobre o escoamento. Nas radiais mais extensas da OSE-II, a grade é extremamente pobre e associada com maiores erros de interpolação e foram desconsideradas. No entanto, percebe-se uma possível conexão entre estas feições anti-ciclônicas, e que nos remete aos padrões médios observados nas climatologias WOA e AVISO.

Figura 4.17 – Mapeamento de função de corrente observada (ψ) em [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] interpoladas por AO em grade seagrid de 35x35 pontos para o nível 60 m para o cruzeiro OSE-II (Out-Dez 2002) da Marinha do Brasil. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 200 m.

Figura 4.18 – Mapeamento do erro em [%] de interpolação por AO em grade seagrid de 35x35 pontos para o nível 60 m para o cruzeiro OSE-II (Out-Dez 2002) da Marinha do Brasil.

Da mesma forma como procedido com o CERES-IV, realizamos o mapeamento objetivo da vorticidade relativa (ζ) do campo de função de corrente do OSE-II. Na Figura 4.19 a seguir podemos observar uma seqüência de feições com vorticidades positivas e negativas. As regiões de vorticidade negativas (positivas) estão associadas a regiões de circulação horária (anti-horária). Novamente, o campo obtido concorda com o padrão de escoamento tipicamente de uma onda de vorticidade, observado no mapa de função de corrente (Fig. 4.17), tal como observamos no CERES-IV.

Figura 4.19 – Mapeamento de Vorticidade Relativa observada (ζ) em $[s^{-1}]$ interpoladas por AO em grade seagrid de 35x35 pontos para o nível 60 m para o cruzeiro OSE-II (Out-Dez 2002).

No entanto, por conta do maior domínio mapeado, percebemos a presença de pares positivos e negativos de vorticidade relativa (dipolos), alinhados paralelamente e condicionados ao contorno oeste. Sugerimos que, possivelmente ao variar no tempo, e seguindo o sentido de escoamento do fluxo básico da CB para sul-sudoeste, estas regiões positivas e negativas de

vorticidade abriguem os desvios do fluxo médio tanto da CB quanto do fluxo de retorno da recirculação. Assertiva que concorda com o padrão observado nos campos das anomalias da ASM do AVISO entre 1993 e 2010. Este ‘corredor de vorticidade’, confinado ao contorno oeste poderia explicar, em termos médios climatológicos, a estrutura de larga escala que foi apresentada no Capítulo 2 como sendo a CRN. Campos *et al.* (1995), Schimdt *et al.* (2006), Mattos (2006) e Silveira *et al.* (2008) discorrem sobre os mecanismos de conservação de vorticidade potencial destas ondas quanto à mudança de orientação da linha de costa e variação batimétrica entre as bacias de Campos e Santos. Este balanço ocorreria em primeira ordem entre a vorticidade relativa e a vorticidade planetária. Aspecto que tratamos no Capítulo 1.

Repetindo o procedimento para mapear o Número de Rossby (Ro) pontualmente, normalizamos o campo de vorticidade relativa obtido na Figura 4.19, e usamos o valor médio do parâmetro de Coriolis (latitude central em $23,5^\circ$ S) (Fig. 4.20). Com base neste mapeamento, foi calculado um valor médio para Ro na região de **0,03**.

Figura 4.20 – Mapeamento do Número de Rossby (Ro) interpoladas por AO em grade seagrid de 35x35 pontos para o nível 60 m para o cruzeiro OSE-II (Out-Dez 2002).

Concluimos que capturar sinopticamente por medição direta de velocidade o sinal da CRN não é trivial devido à presença das feições de mesoescala. Fato que nos leva a reflexão filosófica sobre a dicotomia no que concerne a estrutura da CRN: “média do escoamento” *versus* “escoamento médio”. Ou seja, seria a CRN um mero efeito estatístico da média, ou realmente seria a CRN o resultado físico da presença das feições do escoamento ?

Aprofundando nossa investigação sobre as relações entre o jato da CB e as feições anti-ciclônicas com jatos orientados a nordeste, candidatas a participarem da recirculação (CRN), conduzimos a seguir um estudo com base na análise de correlação espacial entre as medidas tomadas nas radiais 1 e 3 dos cruzeiros CERES fase 1, e suas correspondentes no CERES fase 2.

4.2 Análise de Correlação dos Cruzeiros CERES

Nesta seção, propomos realizar uma quantificação da correlação entre os jatos da CB e das feições observadas nos cenários quase-sinópticos dos cruzeiros CERES. A análise da função de correlação é conduzida sobre as componentes normais de velocidade às radiais, ao nível de 60 m para os quatro cruzeiros CERES (Fig. 4.21).

A função correlação é aqui empregada com o objetivo de verificar os LAGs que podem estar relacionados com escalas espaciais importantes (Emery & Thomson, 1998) para o entendimento do quadro sinóptico de circulação oceânica na Bacia de Santos.

Na Figura 4.22, painéis superiores, são exibidas as velocidades normais a estas duas radiais. Nos painéis inferiores, são apresentadas as funções de correlação computadas para cada realização individual, de cada cruzeiro, em cada radial, bem como a função de correlação média para Radial 1 (R1 – Ilha Bela) e Radial 3 (R3 – Cabo Frio). Os padrões indicam ao menos uma escala de comprimento evidente em ambas as radiais no LAG 100 km.

Provavelmente, associada com processos randômicos e aleatórios que em geral ocorrem nesta escala espacial.

Figura 4.21 – Vetores velocidade normais às radiais ao nível de 60 m para os quatro cruzeiros: CERES I (Jan. 2008) em azul; CERES II (Out. 2008) em vermelho; CERES III (Mai 2009) em verde; e CERES-IV (Jun 2010) em magenta.

Estas séries espaciais R1 e R3 foram examinadas com base em envelope de dois desvios-padrão para cada série espacial média da função de correlação, normalizadas pela raiz quadrada do número amostral (4 cruzeiros). Este envelope consiste das barras de erro para R1 e R3 a intervalo de confiança de 95% mostradas na Figura 4.23. Este procedimento permite avaliar se outro conjunto de cruzeiros, que repetisse as medidas realizadas nas radiais, teria suas médias espaciais de velocidade também confinadas neste envelope. Outro recurso empregado é a função sinal-gradiente que é usada como um marcador da mudança de sinal da função de correlação, nos auxiliando a interpretação. A propósito de reter os LAGs mais significativos, os últimos 25 LAGs foram desconsiderados.

Figura 4.22 – Séries de velocidade normais às radiais ao nível de 60 m para os quatro cruzeiros: CERES I (Jan. 2008) em azul; CERES II (Out. 2008) em vermelho; CERES III (Mai 2009) em verde; e CERES-IV (Jun 2010) em magenta. O painel superior esquerdo (direito) mostra as séries de velocidade na Radial 1-Ilha Bela (3-Cabo Frio); o painel inferior esquerdo (direito) mostra as séries função de correlação para a Radial 1 (3).

Podemos observar que a função de correlação possui regiões de grande incerteza nas radiais 1 e 3 quando analisadas isoladamente (Fig. 4.23, painéis esquerdos), principalmente em R3. Nesta se observam valores fracos de correlação, associados às regiões de incertezas no envelope de desvio-padrão. Podemos conjecturar este resultado como representante da variação da posição das feições do escoamento, meandros e vórtices, entre o LAG 180 km e o LAG 250 km.

Figura 4.23 – Painéis esquerdos mostram as funções de correlação médias espaciais para a Radial 1-Ilha Bela (R1) e Radial 3-Cabo Frio (R3), a um intervalo de 95 % de confiança. Os painéis direitos mostram as funções sinal gradiente das respectivas funções de correlação (menos os últimos 25 LAGs de incerteza da série).

As funções de correlação médias entre R1 e R3 indicam outra escala espacial importante além do LAG 100 km. (Fig. 4.23, painéis direitos). No entanto, R1 mostra um envelope de incerteza mais restrito. Em R1 o LAG 320 km destaca-se com forte correlação negativa. Este resultado indica o intervalo espacial entre duas estruturas, relativamente recorrentes, com sentidos opostos de escoamento.

A forte correlação negativa entre estes dois escoamentos, confrontado com o que foi observado nas climatologias WOA e AVISO, na região de variabilidade observada nos mapas std-TDA do AVISO, e nos mapeamentos de vorticidade relativa na sessão anterior dos cruzeiros CERES-IV e OSE-II, nos motiva a

denominar aquela estrutura média climatológica do std-TDA, meridionalmente alongada e zonalmente confinada no contorno oeste, como realmente uma espécie de ‘Corredor de Vorticidade’ da recirculação interna do GSAS, onde ocorre a evolução temporal do escoamento para o sul-sudoeste e as inversões de fluxos horizontais deste escoamento associado às feições ciclônicas e anti-ciclônicas, conforme constatamos com o exame dos campos sinópticos das Figs. 4.5 e 4.6. Este cenário na Bacia de Santos pode ser visto da seguinte maneira: escoamento básico da CB superposto a meandros e vórtices no limite oeste, e o fluxo médio de retorno da CRN como a borda leste dessas estruturas de vorticidade. Ou seja, seria um esquema de sucessão de dipolos vorticais.

Contudo, apesar de nossos avanços, ainda não tivemos uma visualização sinóptica da estrutura de massa do oceano, da superfície até o fundo, em nossa área de estudo. O seu entendimento é importante na identificação dos escoamentos das correntes e na ratificação dos cenários acima descritos. A próxima seção abordará este tema com base na hidrografia dos cruzeiros CERES.

4.3 Hidrografia dos Cruzeiros CERES

Medidas de parâmetros da água do mar tais como temperatura, condutividade (salinidade) e pressão são aspectos básicos e fundamentais no entendimento da circulação oceânica. A observação sistemática do oceano com base em amostras e sondagens de propriedades da água do mar remonta à época do nascimento da Oceanografia, tal como conhecemos, por conta da expedição científica de circunavegação do HMS Challenger (1872-1876).

Conforme vimos nos capítulos e seções anteriores, o padrão médio da circulação oceânica na Bacia de Santos é um reflexo do padrão médio de circulação na borda oeste do GSAS, com forte sinal de mesoescala presente. Além disso, detectamos que existe uma organização da recirculação interna do

GSAS em basicamente duas células, cujo caráter – baroclínico e barotrópico – das mesmas indica uma região de partição do giro, justamente na Bacia de Santos.

Nosso objetivo nesta seção é verificar como a estrutura de massa do oceano se organiza na borda oeste do GSAS e como é o cenário sinóptico sazonal da mesma na região do Pré-sal da Bacia de Santos. Deste modo, iremos avaliar nesta seção, dados hidrográficos dos quatro cruzeiros CERES realizados na Bacia de Santos para que possam auxiliar o entendimento de nosso problema da recirculação.

OBS: por uma razão de nomenclatura adotada a bordo dos cruzeiros, nesta seção 4.3, para os CERES fase 1, a Radial 1 é aquela alinhada à Ilha Bela, e a Radial 2 é aquela alinhada ao Cabo Frio. Para o CERES fase 2, as Radiais 2 e 4 são análogas das Radiais 1 e 2 da fase 1, respectivamente.

Metodologia de tratamento dos dados de CTD e XBT

Os períodos de realização desses cruzeiros e a quantidade de estações foram:

- CERES-I: 24 a 31 de janeiro de 2008 (verão); 55 estações, 27 de CTD, 55 de XBT;
- CERES-II: 11 a 18 de outubro de 2008 (primavera); 56 estações, 31 de CTD, 46 de XBT;
- CERES-III: 03 a 12 de maio de 2009 (outono); 56 estações, 31 de CTD, 53 de XBT;
- CERES-IV: 07 a 22 de junho de 2010 (inverno); 95 estações, 67 de CTD, 86 de XBT.

Os cruzeiros CERES possuem a mesma rotina de aquisição e processamento dos dados, com base no esquema de grade adaptativa, onde a configuração das estações (CTD, XBT ou CTD + XBT) é definida em função dos resultados

preliminares obtidos a bordo em tempo real. Na região da CB o espaçamento das estações é de 7 mn e na região do fluxo de retorno da recirculação é de 15 mn (Fig. 4.24). A extensão das radiais é da ordem de 500 km.

As estações hidrográficas de CTD utilizaram os modelos SBE-9, FSI-ICTD, SBE-25, e Teledyne-Citadel. As medidas de XBT foram tomadas com base nos modelos T6 e T5 (Sippican), de alcances verticais máximos de 450 e 1830 m, respectivamente. Sempre que possível, houve coleta de água (garrafas Niskin) para aferição da salinidade, em laboratório, para profundidades maiores que 1000 m. Como padronização nestes cruzeiros, os perfis de descida de CTD foram preferencialmente utilizados, por conta da menor perturbação da estratificação da coluna d' água na descida do equipamento, e por realizarmos a coleta de amostras de água na subida do mesmo. Todas as estações tiveram seus detalhamentos sistematicamente registrados em cadernetas de campo. Foram utilizados ainda o Termossalinógrafo de casco e o LADCP (CERES-IV). Os dados destes equipamentos não serão incluídos no presente estudo.

Os modelos de CTD, embora com frequências de aquisição e fabricantes distintos (variam de 32, 15, 8, e 25 Hz, respectivamente), foram processados levando em conta este aspecto no momento da filtragem dos dados. Este consiste de 3 etapas: remoção de valores espúrios; médias em caixa ou binagem; e alisamento por janela móvel (Hanning).

Figura 4.24 – Grades dos Cruzeiros Oceanográficos CERES. Painel superior esquerdo (direito): CERES-I (CERES-II); painel inferior esquerdo (direito): CERES-III (CERES-IV).

Como critério de controle de qualidade das medições de CTD, foi realizado o confronto das medidas de temperatura e salinidade, com uma máscara climatológica de Sverdrup (1942) que engloba a região de estudo. Esta comparação é realizada em diagramas T-S para a correção de eventuais desvios, principalmente devido ao sensor de condutividade (Fig. 4.25). Nestes gráficos, parte-se da premissa de que as propriedades termohalinas das massas de água abaixo da camada de mistura, não variaram durante o período de realização do cruzeiro, pois compõem a região do oceano onde as propriedades são consideradas conservativas. Portanto, a curva T-S associada a elas será coincidente com a análoga curva T-S climatológica ou muito próxima a ela. Os dados de XBT passaram pelo mesmo processo de filtragem e alisamento, porém com critérios de binagem e alisamento distintos,

pois os dados são mais ruidosos, por conta da relativa baixa frequência de aquisição (6 Hz).

Figura 4.25 – Confronto dos valores médios (linha vermelha cheia) e respectivos desvios-padrão (linha vermelha tracejada) com a máscara climatológica de Sverdrup (1942) dos Cruzeiros Oceanográficos CERES. Painel superior esquerdo (direito): CERES-I (CERES-II); painel inferior esquerdo (direito): CERES-III (CERES-IV).

Outra forma interessante de se verificar os resultados obtidos é comparar os dados processados de temperatura de CTD com XBT. A Figura 4.26 mostra um exemplo desta comparação.

Conforme a consistência realizada, os resultados do tratamento e controle de qualidade dos dados de CTD conduzidos para os Cruzeiros CERES, mostram que estes estão devidamente qualificados para as análises dinâmicas das feições oceanográficas da região de estudo.

Figura 4.26 – Seções verticais de temperatura com dados provenientes do CTD (painel superior esquerdo); XBT (painel superior direito); e a combinação entre os dois (painel inferior) para a Radial 1, CERES-IV, restrita em 1800 m.

Identificação de Massas D'água

Conforme vimos no Capítulo 1, as principais massas de água que compõem o a borda oeste do Atlântico Sul nos primeiros três mil metros de coluna de água são: Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica/Água Circumpolar Superior (AIA-ACS), e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). Vamos simplificar e adotar simplesmente AIA, pois a ACS ainda é objeto de controvérsia na comunidade científica, tal como mostrado por Silveira (2006), apesar dos seus bem definidos índices termohalinos. As Tabelas 4.1 e 4.2 mostram propriedades características dessas massas de água na Margem Continental Sudeste Brasileira.

Tabela 4.1 - Índices dos Tipos de Água do Atlântico Sudoeste: Temperatura [°C], Salinidade, Oxigênio Dissolvido e nutrientes [$\mu\text{Mol kg}^{-1}$]. Fonte: FOLONI NETO (2008)

Massa D'água	Temp.[° C]	Salinidade	O ₂	PO ₄ ⁻³	NO ₃ ⁻	Si(OH) ₄
AT	26,81	37,12	182,87	0,02	1,08	2
ACAS	16,26	35,8	224	0,5	6	5
AIA	3,9	34,2	232,75	1,9	26,5	20
ACS	2,5	34,55	182	2,2	29	50
APAN	3,5	34,94	271,8	1,1	17,6	11

Tabela 4.2 – Limites termohalinos e espessuras das Massas de Água do Atlântico Sudoeste, ao largo da Bacia de Campos. Fonte: SILVEIRA (2006)

Massa D'água	Temp.[° C]	Salinidade	Espessura [m]
AT	>20	>36	0-142
ACAS	20-8,72	36,2-34,66	142-567
AIA	8,72-3,46	34,66-34,42	567-1060
ACS	3,46-3,31	34,42-34,59	1060-1300
APAN	3,31-2,04	34,59-34,87	1300-3260

A AT se encontra na região da camada de mistura e é uma massa de água que responde facilmente as variações na interface com a superfície (interações oceano-atmosfera). Já as demais se encontram na região da coluna de água onde as propriedades termohalinas são conservativas. A ACAS se situa abaixo da AT e abrange a região da picnoclina. Abaixo se encontra a AIA, que tem como principal característica apresentar o mínimo de salinidade na coluna de água. As três massas de água citadas acima compõem a estratificação do Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS), cada uma em seu respectivo nível de ajustamento hidrostático. Por fim, temos a APAN, massa de água profunda que atravessa de norte a sul o Oceano Atlântico e já não é parte integrante do GSAS.

Mattos (2006) calculou os índices termohalinos da AIA e APAN a partir dos índices superior e inferior da ACAS com base em Poole & Tomczak (1999).

Seus dados foram obtidos em uma grade hidrográfica quase-sinóptica localizada em uma área que se estendia de 21-33° S e 34-50° W. Área essa em que os cruzeiros CERES estão contidos. Adicionalmente, este autor estimou as superfícies isopícnais que representam as interfaces ACAS-AIA e AIA-APAN. Seus cálculos foram conduzidos segundo os tradicionais Teoremas de Shtokman (Shtokman, 1943). Na Tabela 4.3, constam os índices calculados por Poole & Tomczak (1999) e Mattos (2006). Os valores das interfaces isopícnais foram calculados com o desvio-padrão associado a elas. Ele encontrou para a superfície ACAS-AIA o valor de $26,872 \text{ kg m}^{-3} \pm 0,005$ e para a superfície AIA-APAN o valor de $27,438 \text{ kg m}^{-3} \pm 0,006$.

Tabela 4.3 – Índices termohalinos das massas de água do Atlântico Sudoeste (Mattos, 2006)

Propriedade	ACASs	ACASi	AIA	APAN
Temperatura (°C) $\pm \delta$	16,27	6,55	2,10 $\pm$ 0,11	4,05 $\pm$ 0,05
Salinidade $\pm \delta$	35,69	34,40	33,81 $\pm$ 0,02	35,07 $\pm$ 0,01

Com o propósito de identificarmos as massas d'água na região do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos, adotamos os índices obtidos por Mattos (2006). Uma forma de atender a tal objetivo é avaliar as curvas T-S de todas as estações de cada cruzeiro através do Diagrama T-S espalhado, expostos nas Figuras 4.27 e 4.28. Nestas referidas figuras os valores dos índices termohalinos das massas de água e das interfaces isopícnais foram inseridos sobre as curvas T-S, em formato característico de “S”, para melhor ilustrar sua presença.

Podemos observar os máximos de salinidade associados a AT e o mínimo absoluto que demarca o núcleo da AIA, localizado abaixo da isopícnal de 27 kg m^{-3} . O grande comprimento da porção da curva T-S localizada entre as isopícnais de 26 e 27 kg m^{-3} denota grande variação de T e S que caracterizam a ACAS. Os índices, superior e inferior da ACAS, apresentados por Mattos

(2006) coincidiram com as curvas T-S dos quatro cruzeiros CERES. Tal coincidência dos índices ocorre, pois estes cruzeiros foram conduzidos na mesma área geográfica àquela correspondente aos dados utilizados por Mattos (2006), conforme já mencionamos.

O máximo de salinidade secundário do perfil, associado ao núcleo da APAN, situa-se em regiões do diagrama T-S com valores maiores que $27,50 \text{ kg m}^{-3}$. Nos diagramas ainda foi possível identificar a presença da Água de Fundo Antártica (AFA), onde as curvas alcançam temperaturas próximas de 0° C . As curvas T-S são muito semelhantes entre si e o sutil espalhamento presente abaixo de 20° C de temperatura deve-se a distância entre as primeiras e as últimas estações do cruzeiro, ou seja, a escala espacial da grade faz com que possam existir diferenças pequenas nas propriedades termohalinas de cada área. Acima de 20° C , no início da curva, o espalhamento é mais evidente. Esta região é representada essencialmente pela AT e a mistura entre AT e ACAS. Como dito anteriormente, a AT está sujeita às variações atmosféricas logo acima da superfície do mar e responde relativamente rápido a elas. Isto fica claro em um contexto sazonal como este.

Figura 4.27 – Diagrama T-S espalhado das estações dos cruzeiros CERES-I (painel superior) e CERES-II (painel inferior), indicando os índices termohalinos das massas de água presentes na região. Baseado em Mattos (2006).

Figura 4.28 – Diagrama T-S espalhado das estações dos cruzeiros CERES-III (painel superior) e CERES-IV (painel inferior), indicando os índices termohalinos das massas de água presentes na região. Baseado em Mattos (2006).

Seções verticais de T , S , densidade e velocidade baroclínica

Após as etapas descritas acima, os dados estão prontos para sua utilização efetiva na compreensão da estrutura termohalina tridimensional. Os perfis suavizados foram usados na geração de seções verticais de temperatura, salinidade, densidade e de velocidades baroclínicas perpendiculares a linha de costa. Os transportes são estimados com base nos valores da componente normal de velocidade, compreendidos nas áreas da seção transversal que circunscrevem os jatos dos principais escoamentos com base em (4.3).

$$T_{(v)} = \iint v_{(x,z)} dx dz \quad (4.3)$$

Usualmente, a apresentação das radiais é realizada com base na interpolação dos campos hidrográficos e subsequente cálculo de velocidade geostrófica via o Método Dinâmico Clássico de Sandström & Helland-Hansen (1903). No entanto, aqui, foram utilizadas simulações numéricas com a versão seccional do Princeton Ocean Model (POMsec), e o objeto de análise foram os campos de saída (ou “outputs”) do modelo. Os motivos para esta abordagem são:

1. A saída do modelo oferece mapas de velocidade baroclínica absoluta, independente de um nível de referência arbitrário (ao contrário daqueles calculados pelo método dinâmico), e que preservam a essência da baroclinicidade. Ou seja, não há transporte de massa integrado na vertical;
2. As saídas de T e S são filtradas dinamicamente pelo modelo, o que minimiza o “aliasing”, principalmente por marés internas, que introduzem enorme dificuldade na aplicação dos cálculos geostróficos clássicos;
3. Os campos de velocidade, como necessitam satisfazer às condições de contorno, ajustam-se à topografia submarina. Assim, os mapas de

velocidades se tornam mais realistas e passíveis de assimilação, ou inicialização, em simulações numéricas prognósticas tridimensionais.

O POMsec foi originalmente concebido para ser usado em experimentos numéricos de circulação paralela à costa na reprodução de feições em regiões de margem continental, envolvendo tanto plataforma continental como talude. O sistema de coordenadas verticais estirada (“sigma”) utilizado segue a topografia. E o esquema de fechamento turbulento de segundo momento aprimora a simulação das feições das camadas de mistura e de fundo (Blumberg & Mellor, 1987; Lima, 1997).

Deve-se a Lima (1997) o uso do POMsec como “substituto” aprimorado do Método Dinâmico Clássico. Este autor introduziu configuração barotrópica no contorno aberto no lado oceânico das seções normais a costa, condições radiacionais para velocidades tanto baroclínicas como barotrópicas e obteve sucesso em reproduzir o Sistema Corrente do Brasil (ou Sistema CB-CCI) na Bacia de Campos. Schimdt *et al.* (2007) utilizaram esta ferramenta para modelar analiticamente os jatos da CB e da CCI na região de Cabo de São Tomé e Cabo Frio. Maior detalhamento do emprego do POMsec é apresentado no Anexo D.

A seguir, apresentaremos os resultados hidrográficos em seções, obtidos para cada cruzeiro CERES.

Seções verticais do CERES-I (verão de 2008)

Figura 4.29 – Seção vertical de temperatura para o CERES-I. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo E. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo.

Figura 4.30 – Seção vertical de salinidade para o CERES-I. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo E. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo.

Figura 4.31 – Seção vertical de densidade potencial para o CERES-I. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo.

Figura 4.32 – Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas para o CERES-I. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo.

Figura 4.33 – Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas para o CERES-I, com as interfaces isopícnicas calculadas por Mattos (2006), para a Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior).

As Figuras 4.29, 4.30, 4.31, 4.32 e 4.33 mostram as seções de temperatura, salinidade, densidade potencial, velocidades baroclínicas absolutas e as superfícies isopícnais, respectivamente, para as duas radiais deste cruzeiro.

No CERES-I, em termos de feições sazonais, a picnoclina é coincidente com a termoclina e com a haloclina. Sua espessura é de 150 (180) m na Radial 2 (1).

A faixa de mínimos de salinidade é observada entre 600 e 1000 m de profundidade, sutilmente pouco mais profunda na Radial 1, e está associada à AIA.

As inflexões denotam claro gradiente horizontal superficial de T, S, e Dens, pelo soerguimento das isopícnais em direção ao talude, entre a superfície e 900 m de profundidade. Mais ao largo, o gradiente se inverte no sentido costa - afora na Radial 1, e mais próximo da costa na Radial 2. Na porção intermediária da coluna d'água, as isopícnais apresentam inclinação bem junto ao talude, com gradiente horizontal contrário àquele da superfície entre 900 e 1900 m. Tais inversões nas isopícnais são a assinatura geostrófica do Sistema CB-CCI (Silveira *et al.*, 2004; 2008). Os campos de velocidades baroclínicas obtidos nas simulações com o POMsec ilustram melhor tal escoamento.

As seções verticais de velocidade e as interfaces isopícnais apresentadas nas Figuras 4.32 e 4.33 são coerentes com a avaliação qualitativa que fizemos. A CB apresenta-se com jato em forma de cúspide, fluindo no sentido sudoeste, com valores de velocidade máxima na superfície de 0,58 (0,43) m s⁻¹ e transporte estimado em -6,5 (-6,8) Sv na Radial 2 (1). Seu jato possui uma extensão horizontal de aproximadamente 100 (150) km e ocupa os primeiros 500 (700) m de coluna d'água.

Consoante e abaixo da CB, observamos o jato confinado da CCI junto ao talude. Este flui para norte-nordeste na Radial 2 (1) com 0,29 (0,27) m s⁻¹ de velocidade máxima, transportando 6,3 (8,4) Sv. Sua largura é de 80 (30) km e

ocupa entre 600-1700 (700-2000) m de profundidade. A CCI na Radial 1 parece pouco organizada, provavelmente pela proximidade de seu sítio de origem. Porém, parece melhor definida na Radial 2.

No sentido costa – afora em relação a CB, região da CRN, pode-se observar um fluxo em superfície com sentido norte-nordeste na Radial 2 (1), mais evidente na Radial 1. Este possui velocidade máxima de $0,16$ ($0,2$) m s^{-1} com transporte de $7,2$ ($7,2$) Sv. A base dessa estrutura está em 200 (300) m. A distância de seu núcleo para o núcleo do jato da CB é de 180 (320) km. Este fluxo na Radial 2 pode ser a assinatura de um vórtice ciclônico.

A Figura 4.33 ilustra as interfaces isopicnais entre AT-ACAS, ACAS-AIA e AIA-APAN. Nota-se que a CB transporta AT e ACAS para sul-sudoeste, enquanto que a CCI transporta essencialmente AIA para norte-nordeste.

Seções verticais do CERES-II (primavera de 2008)

Figura 4.34 – Seção vertical de temperatura para o CERES-II. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo.

Figura 4.35 – Seção vertical de salinidade para o CERES-II. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo.

Figura 4.36 – Seção vertical de densidade potencial para o CERES-II. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo.

Figura 4.37 – Seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para o CERES-II. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo.

Figura 4.38 – Seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para o CERES-II, com as interfaces isopícnicas calculadas por Mattos (2006), para a Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior).

As Figuras 4.34, 4.35, 4.36, 4.37 e 4.38 mostram as seções de temperatura, salinidade, densidade potencial, velocidades baroclínicas absolutas e as superfícies isopícnais, respectivamente, para as duas radiais deste cruzeiro.

No CERES-II, em termos de feições sazonais, a pícnoclina é coincidente com a termoclina e com a haloclina. Sua espessura é de 130 (150) m na Radial 2 (1).

A faixa de mínimos de salinidade é observada entre 600 e 1100 m de profundidade, sutilmente pouco mais profunda na Radial 1, e está associada à AIA.

As inflexões denotam claro gradiente horizontal superficial de T, S, e Dens, pelo soerguimento das isopícnais em direção ao talude, entre a superfície e 900 m de profundidade. Mais ao largo, o gradiente se inverte no sentido costa - afora na Radial 1, e embora mais fraco, também na Radial 2. Na porção intermediária da coluna d'água, as isopícnais apresentam inclinação bem junto ao talude, com gradiente horizontal contrário àquele da superfície entre 1000 (900) e 2000 (1900) m na Radial 2 (1). Tais inversões nas isopícnais são a assinatura geostrófica do Sistema CB-CCI (Silveira *et al.*, 2004; 2008). Os campos de velocidades baroclínicas obtidos nas simulações com o POMsec ilustram melhor tal escoamento.

Neste cruzeiro não observamos assinaturas verticalmente significativas da presença de vórtices frontais.

As seções verticais de velocidade e as interfaces isopícnais apresentadas nas Figuras 4.37 e 4.38 são coerentes com a avaliação qualitativa que fizemos. A CB apresenta-se com jato em forma de cúspide, fluindo no sentido sudoeste, com valores de velocidade máxima na superfície de 0,44 (0,21) m s⁻¹ e transporte estimado em -6,2 (-6,1) Sv na Radial 2 (1). Seu jato possui uma extensão horizontal de aproximadamente 100 (140) km e ocupa os primeiros 500 (600) m de coluna d'água.

Consoante e abaixo da CB, observamos o jato confinado da CCI junto ao talude. Este flui para norte-nordeste na Radial 2 (1) com $0,44$ ($0,17$) m s^{-1} de velocidade máxima, transportando $5,9$ ($5,8$) Sv. Sua largura é de 30 (10) km e ocupa entre 600 - 1900 (800 - 1800) m de profundidade. A CCI na Radial 1 parece pouco organizada, provavelmente pela proximidade de seu sítio de origem. Porém, parece melhor definida na Radial 2.

No sentido costa – afora em relação a CB, região da CRN, pode-se observar um fluxo em superfície com sentido norte-nordeste na Radial 2 (1), mais evidente na Radial 1. Este possui velocidade máxima de $0,10$ ($0,19$) m s^{-1} com transporte de $3,4$ ($5,8$) Sv. A base dessa estrutura está em 300 (400) m. A distância de seu núcleo para o núcleo do jato da CB é de 320 (320) km.

A Figura 4.38 ilustra as interfaces isopicnais entre AT-ACAS, ACAS-AIA e AIA-APAN. Novamente, nota-se que a CB transporta AT e ACAS para sul-sudoeste, enquanto que a CCI transporta essencialmente AIA para norte-nordeste.

Seções verticais do CERES-III (outono de 2009)

Figura 4.39 – Seção vertical de temperatura para o CERES-III. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo.

Figura 4.40 – Seção vertical de salinidade para o CERES-III. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo.

Figura 4.41 – Seção vertical de densidade potencial para o CERES-III. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo.

Figura 4.42 – Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas para o CERES-III. A Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior). Representa o campo obtido após 8 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo.

Figura 4.43 – Seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para o CERES-III, com as interfaces isopícnais calculadas por Mattos (2006), para a Radial 2 (painel superior) e Radial 1 (painel inferior).

As Figuras 4.39, 4.40, 4.41, 4.42 e 4.43 mostram as seções de temperatura, salinidade, densidade potencial, velocidades baroclínicas absolutas e as superfícies isopicnais, respectivamente, para as duas radiais deste cruzeiro.

No CERES-III, em termos de feições sazonais, a picnoclina é coincidente com a termoclina e com a haloclina. Sua espessura é de 40 (80) m na Radial 2 (1).

A faixa de mínimos de salinidade é observada entre 600 e 1100 m de profundidade, sutilmente pouco mais profunda na Radial 1, e está associada à AIA.

As inflexões denotam claro gradiente horizontal superficial de T, S, e Dens, pelo soerguimento das isopicnais em direção ao talude, entre a superfície e 900 m de profundidade. Mais ao largo, o gradiente se inverte 3 vezes no sentido costa - afora na Radial 1, e embora mais fraco, também na Radial 2. Na porção intermediária da coluna d'água, as isopicnais apresentam inclinação bem junto ao talude, com gradiente horizontal contrário àquele da superfície entre 900 e 1900 (abaixo de 1000) m na Radial 2 (1). Tais inversões nas isopicnais são a assinatura geostrófica do Sistema CB-CCI (Silveira *et al.*, 2004; 2008) e da presença de outros fluxos. Os campos de velocidades baroclínicas obtidos nas simulações com o POMsec ilustram melhor tal escoamento.

As seções verticais de velocidade e as interfaces isopicnais apresentadas nas Figuras 4.42 e 4.43 são coerentes com a avaliação qualitativa que fizemos. A CB apresenta-se com jato em forma de cúspide, fluindo no sentido sul-sudoeste, com valores de velocidade máxima na superfície de 0,7 (0,3) m s⁻¹ e transporte estimado em -13,8 (-2,1) Sv na Radial 2 (1). Seu jato possui uma extensão horizontal de aproximadamente 250 (90) km e ocupa os primeiros 600 (300) m de coluna d'água. Na Radial 2 a CB parece com padrão bifurcado, o que pode indicar a presença de um meandro.

Embebido no escoamento da CB temos um vórtice frontal ciclônico caracterizado por um fluxo para norte-nordeste (sul-sudoeste) com 0,46 (0,43) m s^{-1} de velocidade máxima, e transportes de 2,7 (-14,3) Sv. A feição é assimétrica com sua base variando de 300 a 700 m. Sua largura é de aproximadamente 200 km.

Consoante e abaixo da CB, observamos o jato confinado da CCI junto ao talude. Este flui para norte-nordeste na Radial 2 (1) com 0,18 (0,13) m s^{-1} de velocidade máxima, transportando 6,0 (2,0) Sv. Sua largura é de 100 (70) km e ocupa entre 600-1700 (400-1500) m de profundidade. A CCI na Radial 1 parece melhor organizada que nos CERES I e II. É mais larga, com seu núcleo mais profundo e afastado da costa na Radial 2. Que também parece evidenciar um meandro da CCI, pareado ao da CB.

No sentido costa – afora em relação a CB, região da CRN, pode-se observar um fluxo em superfície com sentido norte-nordeste na Radial 2 (1). Este possui velocidade máxima de 0,25 (0,21) m s^{-1} com transporte de 5,6 (7,9) Sv. A base dessa estrutura está em 300 (350) m. A distância de seu núcleo para o núcleo do jato da CB é de 320 (300) km. Na porção mais oceânica o escoamento novamente se inverte e apresenta-se para sul/sudoeste com 0,15 m s^{-1} e transporte de -4,1 Sv. Caracterizando atividade de mesoescala ao largo do contorno oeste na região da CRN.

A Figura 4.43 ilustra as interfaces isopícnais entre AT-ACAS, ACAS-AIA e AIA-APAN. A CB transporta AT e ACAS para sul-sudoeste, enquanto que a CCI transporta essencialmente AIA para norte-nordeste.

Seções verticais do CERES-IV (inverno de 2010)

Figura 4.44 – Seção vertical de temperatura para o CERES-IV. A Radial 4 (painel superior) e Radial 2 (painel inferior). Representa o campo obtido após 6 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo.

Figura 4.45 – Seção vertical de salinidade para o CERES-IV. A Radial 4 (painel superior) e Radial 2 (painel inferior). Representa o campo obtido após 6 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo.

Figura 4.46 – Seção vertical de densidade potencial para o CERES-IV. A Radial 4 (painel superior) e Radial 2 (painel inferior). Representa o campo obtido após 6 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo.

Figura 4.47 – Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas para o CERES-IV. A Radial 4 (painel superior) e Radial 2 (painel inferior). Representa o campo obtido após 6 dias de simulação com o POMsec, inicializada com grade interpolada a partir dos perfis de CTD. Conforme detalhado no Anexo D. A suavização do campo resulta da filtragem dinâmica pelo modelo.

Figura 4.48 – Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas para o CERES-IV com as interfaces isopícnais calculadas por Mattos (2006), para a Radial 4 (painel superior) e Radial 2 (painel inferior).

As Figuras 4.44, 4.45, 4.46, 4.47 e 4.48 mostram as seções de temperatura, salinidade, densidade potencial, velocidades baroclínicas absolutas e as superfícies isopícnais, respectivamente, para as duas radiais deste cruzeiro. Lembramos que a Radial 4 (2) neste cruzeiro é análoga à Radial 2 (1) dos outros CERES.

No CERES-IV, em termos de feições sazonais, a picnoclina é coincidente com a termoclina e com a haloclina. Sua espessura é de 50 (90) m na Radial 4 (2).

A faixa de mínimos de salinidade é observada entre 600 e 1100 m de profundidade, sutilmente pouco mais profunda na Radial 1, e está associada à AIA.

As inflexões denotam claro gradiente horizontal superficial de T, S, e Dens, pelo soerguimento das isopícnais em direção ao talude, entre a superfície e 800 m de profundidade. Mais ao largo, o gradiente se inverte 2 vezes no sentido costa - afora na Radial 4, e 3 vezes embora mais fraco, também na Radial 2. Na porção intermediária da coluna d'água, as isopícnais apresentam inclinação bem junto ao talude, com gradiente horizontal contrário àquele da superfície entre 1100 e 1700 (1000 a 1600) m na Radial 4 (2), e similar ao gradiente de superfície em torno de 2200 m na Radial 4 somente. Tais inversões nas isopícnais são a assinatura geostrófica do Sistema CB-CCI e da CCP junto à borda oeste (Silveira *et al.*, 2004; 2008) e da presença de outros fluxos. Os campos de velocidades baroclínicas obtidos nas simulações com o POMsec ilustram melhor tal escoamento.

As seções verticais de velocidade e as interfaces isopícnais apresentadas nas Figuras 4.47 e 4.48 são coerentes com a avaliação qualitativa que fizemos. A CB apresenta-se com jato em forma de cúspide, fluindo no sentido sul-sudoeste, com valores de velocidade máxima na superfície de 0,65 (0,36) m s⁻¹ e transporte estimado em -6,7 (-2,4) Sv na Radial 4(2). Seu jato possui uma extensão horizontal de aproximadamente 120 (80) km e ocupa os primeiros

600 (500) m de coluna d'água. Na Radial 2 a CB parece com padrão bifurcado, o que pode indicar a presença de um meandro.

Consoante e abaixo da CB, observamos o jato confinado da CCI junto ao talude. Este flui para norte-nordeste na Radial 4 (2) com $0,35$ ($0,17$) m s^{-1} de velocidade máxima, transportando $6,3$ ($2,3$) Sv. Sua largura é de 100 (50) km e ocupa entre 500 - 1500 (600 - 1700) m de profundidade. A CCI na Radial 2 parece melhor organizada que nos CERES I e II. É mais larga, com seu núcleo mais profundo e afastado da costa na Radial 4. Que também parece evidenciar um meandro da CCI.

No sentido costa – afora em relação a CB, região da CRN, pode-se observar um fluxo em superfície com sentido sul-sudoeste (norte-nordeste) na Radial 4 (2). Este possui velocidade máxima de $0,15$ ($0,17$) m s^{-1} com transporte de $-10,3$ ($4,6$) Sv. A base dessa estrutura está em 250 (200) m. A distância de seu núcleo para o núcleo do jato da CB é de 350 (320) km. Na porção mais oceânica o escoamento se inverte outras vezes caracterizando atividade de mesoescala ao largo do contorno oeste na região da CRN.

A Figura 4.48 ilustra as interfaces isopícnais entre AT-ACAS, ACAS-AIA e AIA-APAN. Nota-se que a CB transporta AT e ACAS para sul-sudoeste, enquanto que a CCI transporta essencialmente AIA para norte-nordeste.

Nas Figuras 4.49 e 4.50, mostramos as seções de velocidade baroclínicas para as quatro radiais do CERES-IV. O meandramento da CB e outras feições que denotam inversões horizontais de fluxo são observados.

Figura 4.49 – Seções verticais de velocidades baroclínicas absolutas para o CERES-IV. De cima para baixo: Radiais 4, 3, 2 e 1, respectivamente.

Figura 4.50 – Seções verticais de velocidades baroclínicas absolutas para o CERES-IV, com as interfaces isopícnais calculadas por Mattos (2006). Idem à Figura 4.49.

Estas campanhas hidrográficas evidenciam como a região do Pólo Pré-sal na Bacia de Santos possui um caráter fortemente baroclínico, tanto com cisalhamento vertical das correntes próximo ao talude, quanto por inversões horizontais de fluxo nas regiões mais costa – afora. Para uma melhor compreensão, tabelamos nossos resultados apresentados a seguir.

Estatísticas das observações hidrográficas para CB, CCI e borda externa da CRN

Na Tabela 4.4 estão resumidos os números das principais feições do escoamento associados às correntes de contorno, sobre esta região do Platô de São Paulo. Consideramos nesta tabela como “borda externa da CRN” a expressão do escoamento identificado acerca de 320 km, do eixo da CB, tal como sugerido pela análise de correlação conduzida na Seção 4.2.

Tabela 4.4 – Resumo das observações por radial hidrográfica dos cruzeiros CERES

Cruzeiro Estação Ano Radial	CERES-I V/2008 R2 R1	CERES-II P/2008 R2 R1	CERES-III O/2009 R2 R1	CERES-IV I/2010 R4 R2 *
Picnoclina Sazonal [m]	150 180	130 150	40 80	50 90
Velocidade CB [ms⁻¹]	-0,58 -0,43	-0,44 -0,21	-0,7 -0,3	-0,65 -0,36
Transporte CB [Sv]	-6,5 -6,8	-6,2 -6,1	-13,8 -2,1	-6,7 -2,4
Largura jato CB [km]	100 150	100 140	250 90	120 80
Extensão vertical CB [m]	500 700	500 600	600 300	600 500
Velocidade CCI [ms⁻¹]	0,29 0,27	0,44 0,17	0,18 0,13	0,35 0,17
Transporte CCI [Sv]	6,3 8,4	5,9 5,8	6 2	6,3 2,3
Largura jato CCI [km]	80 30	30 10	100 70	100 50
Extensão vertical CCI [m]	600/1700 700/2000	600/1900 800/1800	600/1700 400/1500	500/1500 600/1700
Velocidade CRN [ms⁻¹]	0,16 0,2	0,10 0,19	0,25 0,21	-0,15 0,17
Transporte CRN [Sv]	7,2 7,2	3,4 5,8	5,6 7,9	-10,3 4,6
Largura jato CRN [km]	60 80	50 100	50 150	50 50
Extensão vertical CRN [m]	200 300	300 400	300 350	250 200
Distância CB-CRN [km]	180 320	320 320	320 300	350 320

* OBS: As radiais 4 e 2 do CERES-IV são análogas às radiais 2 e 1, respectivamente, dos outros CERES.

Nossos resultados na Tabela 4.4 mostram que:

- 1) A camada de mistura é bem desenvolvida na primavera, com máxima espessura no verão, denotando uma picnoclina sazonal mais profunda nesses períodos. No outono a camada de mistura é erodida, mantendo-se menos espessa durante o inverno. A picnoclina sazonal se encontra mais rasa nesses períodos;
- 2) A CB possui valores médios de transporte na região de $-6,32 \pm 3,35$ Sv para valores médios de velocidade de $-0,46 \pm 0,16$ m s⁻¹. O jato da CB possui largura média de $128,75 \pm 51$ km e extensão vertical média de $537,5 \pm 111$ m. E, importante ressaltar, ao contrário do que mostram os mapas de TDA do Capítulo 2, a CB tem presença marcante na Bacia de Santos;
- 3) A CCI possui valores médios de transporte na região de $5,38 \pm 2$ Sv para valores médios de velocidade de $0,25 \pm 0,1$ m s⁻¹. O jato da CCI possui largura média de $58,75 \pm 31,8$ km e extensão vertical média de $1125 \pm 108,9$ m;
- 4) O fluxo na região da CRN possui valores médios de transporte de $3,93 \pm 5,55$ Sv para valores médios de velocidade de $0,14 \pm 0,12$ m s⁻¹. O jato na região da CRN possui largura média de $73,75 \pm 33,52$ km e extensão vertical média de $287,5 \pm 64,95$ m;
- 5) A distância média entre os núcleos da CB e do fluxo da CRN foi de $303,75 \pm 48,46$ km;

Com base nos valores de desvio-padrão, fica clara a grande variabilidade – horizontal e vertical – que se observa na região por conta da presença de feições de mesoescala nos escoamentos da CB-CCI e daqueles presentes na borda externa da CRN. As seções verticais hidrográficas mostraram um forte caráter baroclínico na região do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos, porém mais

proeminente na região do talude do que propriamente sobre o Platô de São Paulo, onde os escoamentos observados na borda externa da CRN são relativamente rasos. Evidências de inversões nas seções verticais podem ser indicativas de meandramento nos escoamentos. Estes sinais são observados tanto nos domínios da CB-CCI quanto no da CRN. Contudo, a sobreposição desses sinais tem maior efeito de mascaramento na região da borda externa da CRN, uma vez que o desvio padrão associado, por exemplo, de velocidade é da mesma magnitude que a média. Como sugestão de aplicação dos resultados aqui obtidos, os mesmos poderiam ser implementados em um modelo analítico parametrizado, tal como de Schimdt *et al.* (2007), e posteriormente utilizado como campo de inicialização de modelos numéricos.

Constatamos, portanto, tal como observamos no Capítulo 2, que a região envolvendo CB e o limite externo da CRN é dominado por padrões baroclínicos de escoamento. Caso não fosse, não veríamos as inversões de gradiente das seções, e nem os jatos dos escoamentos nas simulações com o POM-sec, uma vez que o mesmo privilegia os escoamentos baroclínicos.

Outros Cruzeiros Hidrográficos na Porção Sul da Bacia de Santos

Na região da CB e CRS, em latitude abaixo de 28° S, a estrutura vertical se apresenta diferente da região central e norte da Bacia de Santos. As figuras que serão apresentadas nesta seção foram gentilmente cedidas pelo Oceanógrafo Ronaldo Sato do IO-USP. Nestas veremos algumas seções de velocidade baroclínicas na vizinhança do Cabo de Santa Marta Grande, obtidas com o POM-sec (Anexo D) com base em dados medidos pelas comissões Oceano Sul III e IV (OS-III e OS-IV), da Marinha do Brasil. Na Figura 4.51 são mostradas as grades de estações dessas duas comissões.

As seções que examinaremos da OS-III correspondem àquelas iniciadas com as estações hidrográficas 52, 53 e 69 (Fig. 4.51, painel superior).

Figura 4.51 – Grades das comissões hidrográficas Oceano Sul III (painel superior) e IV (painel inferior). Fonte: Ronaldo Sato.

Figura 4.52 – Seções verticais de velocidades baroclínicas absolutas para o OS-III. De cima para baixo: Radiais 8, 7 e 6, respectivamente.

Figura 4.53 – Seções verticais de velocidades baroclínicas absolutas para o OS-III, com as interfaces isopicnais calculadas por Mattos (2006). Idem à Figura 4.52.

Nas Figuras 4.52 e 4.53 aparecem dois fluxos principais em sentidos opostos revelando uma estrutura de recirculação envolvendo a CB e o que seria a borda externa da CRS. O jato da CB em forma de cúspide assimétrica aparece bem desenvolvido verticalmente até 1000 m de profundidade com 200 km de largura na superfície e velocidades máximas em torno de $0,2 \text{ m s}^{-1}$. O sinal da contra-corrente associada à CRS fica limitado a 500 m de profundidade com 80 km de largura e velocidades de $0,1 \text{ m s}^{-1}$.

Observamos nestas figuras que o padrão baroclínico desses escoamentos enfraquece no sentido norte-sul. O que reforça nossa idéia do Capítulo 2 de que este sistema tem sua porção barotrópica mais importante nas latitudes abaixo de 28° S .

Figura 4.54 – Seções verticais de velocidades baroclínicas absolutas para o OS-IV. De cima para baixo: Radiais 7 e 6, respectivamente.

As seções que examinaremos da OS-IV correspondem àquelas iniciadas com as estações hidrográficas 31 e 46 (Fig. 4.51, painel inferior).

Figura 4.55 – Seções verticais de velocidades baroclínicas absolutas para o OS-IV, com as interfaces isopícnais calculadas por Mattos (2006). Idem à Figura 4.54.

Nas Figuras 4.54 e 4.55 aparecem dois fluxos principais em sentidos opostos revelando uma estrutura de recirculação envolvendo a CB e a CRS. O jato da CB em forma de cúspide assimétrica aparece fracamente desenvolvido verticalmente até 1000 m de profundidade com 100 km de largura na superfície, com a maior parte sobre a plataforma continental e velocidades

máximas em torno de $0,2 \text{ m s}^{-1}$. O sinal da CRS fica limitado a 200 m de profundidade com 100 km de largura e velocidades de $0,1 \text{ m s}^{-1}$.

Observamos nestas figuras outros fluxos e inversões de sentidos de escoamentos, o que é indicativo da variabilidade associada com processos de mesoescala.

No presente capítulo, realizamos uma análise nos campos horizontais e verticais para diferentes cenários quase-sinópticos da circulação oceânica na região do Pré-sal da Bacia de Santos. Confirmamos que o sinal de mesoescala é predominante sob forma de ondas de vorticidade, e entendemos que a seqüência de pares ciclônicos e anti-ciclônicos de vorticidade abriga tanto o sinal médio da CB, quanto (e principalmente) explica o sinal médio da borda leste da recirculação interna do GSAS (a CRN). Detectamos que seu sinal médio é da mesma ordem de grandeza de seu desvio-padrão. Portanto, não é trivial distinguir a recirculação interna do GSAS das feições de mesoescala na Bacia de Santos. O jato orientado a nordeste que eventualmente está associado ao fluxo de retorno da recirculação não pôde ser capturado com facilidade, a partir das medidas quase-sinópticas diretas de velocidade aqui empregadas. De fato, nenhum dos Cruzeiros CERES e nem a Comissão OSE-II que analisamos reproduziram o cenário capturado pela Comissão OSE-I examinada por Mattos (2006).

Com base nas seções hidrográficas analisadas neste capítulo, constatamos que a organização vertical na porção norte da Bacia de Santos tem um caráter baroclínico mais forte que na sua porção sul. As seções ao sul de 28° S mostram escoamentos baroclínicos relativamente fracos, na região da bacia onde sabemos que a CB se espessa verticalmente recebendo contribuição de ACAS e AIA. Portanto, deduzimos que a partir de $28\text{-}30^\circ \text{ S}$ o escoamento da CB é bem mais barotrópico que baroclínico. O que está de acordo com nossas observações do Capítulo 2. Após examinarmos a estrutura de massa na Bacia de Santos, uma figura de mérito que podemos lançar mão para entender e quantificar a variabilidade vertical na região é através dos modos ortonormais estatísticos (EOF) e dos modos dinâmicos. No próximo capítulo aprofundaremos a questão da variabilidade vertical na região com base em medidas realizadas por um fundeio oceanográfico no Campo de Lula (ex-Tupi).

5. A Variabilidade Vertical do Oceano na Bacia de Santos

No capítulo anterior as seções verticais hidrográficas mostraram o caráter baroclínico na área de estudo da Bacia de Santos, mais proeminente na região do talude que na região costa – afora sobre o Platô de São Paulo. Fato este que concorda com o observado no Capítulo 2, onde a estrutura média anual da CRN deforma-se verticalmente e meridionalmente.

Especificamente entre as latitudes das bacias do Espírito Santo, Campos e Santos a feição média de recirculação interna do GSAS enfraquece, de norte para o sul, nos mapas do WOA 2009. Este fato é relevante, pois se sabe que a CB aumenta seu transporte verticalmente à medida que flui para o sul a partir de porções centrais da Bacia de Santos (ver Capítulo 1). Deste modo, estes mapas também indicam que, em termos médios, o sinal baroclínico da CRN vai verticalmente definindo, ou esvanecendo, na medida em que caminhamos da Bacia do Espírito Santo para a Bacia de Santos. Nas seções hidrográficas, por outro lado, o suposto sinal da CRN foi mais evidente em 26° S na Radial Ilha Bela do que em 23° S na Radial Cabo Frio, provavelmente por conta da extensão zonal da CRN mais alargada nesta região.

Diante da constatação de haver variação na recirculação interna do GSAS junto ao contorno oeste, nos questionamos como seria o padrão de variabilidade vertical destes escoamentos na área de estudo. Para averiguarmos esta propriedade, utilizaremos séries temporais medidas em um fundeio oceanográfico instrumentado, localizado no Campo de Lula (ex-Tupi) para obter os modos normais estatísticos (EOF) e quantificar a variabilidade vertical neste campo. Adicionalmente, vamos examinar a estrutura dinâmica com base nos modos normais quase-geostróficos.

A diferença entre os modos dinâmicos e os modos estatísticos reside no fato de que os modos dinâmicos são resultado da ortogonalização de equações da hidrodinâmica, e os modos estatísticos são resultados da ortogonalização da matriz de covariância em ‘LAG’ zero das observações de velocidade. Portanto, os primeiros são modos de estrutura vertical da dinâmica do sistema (considerando a aproximação ou de ondas longas ou a quase-geostrofia), e os segundos são modos de estrutura vertical estatísticos, similar a uma análise de componentes principais (Silveira, 2006).

5.1 Fundeio Oceanográfico F2200

Na Figura 5.1 a seguir são mostradas as radiais CERES fase 1, relativamente ao posicionamento do fundeio oceanográfico P1 (daqui em diante renomeado F2200) conduzido pelo *Woods Hole Group*, sob contrato com a Gerência de Engenharia da Petrobras (EEPT/GEO) no Campo de Lula (ex-Tupi).

Figura 5.1 – Radiais dos Cruzeiros Oceanográficos CERES e a posição do fundeio oceanográfico F2200.

O F2200 foi posicionado em LDA de 2207 m, e estava equipado com um TRDI ADCP de 75 kHz no modo 'upward looking', cinco correntógrafos acústicos Aquadopp e seis CTDs Seabirds (Fig. 5.2).

Figura 5.2 – Configuração do fundeio F2200 (P1) conduzido pelo *Woods Hole Group* a serviço da Gerencia de Engenharia da Petrobras (EEPT/GEO). Fonte: Relatório Técnico WHG (2009).

O ADCP foi configurado para medições horárias com 4 s de tempo entre pings; 100 pings por *ensemble*; 3600 s de tempo entre *ensembles*; e 10 m de espessura de camada (bin).

Os correntógrafos Aquadopps foram ajustados para medições horárias com 2 s de tempo entre pings; 300 s de intervalo de pro-mediação; 3600 s de tempo entre *ensambles*; e entre 0,4-1,8 m de espessura da camada de medição.

Os CTDs foram ajustados para medidas a cada 300 s.

O F2200 foi fundeado em Março/2008, e visitado para serviço de manutenção em Julho/2008, Dezembro/2008, Maio/2009, Outubro/2009 e Abril/2010. E continua em operação. Contudo, serão apenas aqui apresentados dados que totalizam cerca de 2 anos de extensão temporal. Consideraremos como nível de referência na apresentação dos resultados a média das profundidades reais estimadas com base nas medidas do sensor de pressão dos instrumentos para os períodos de visita/manutenção.

O ADCP foi equipado com um sensor de pressão cuja acurácia é de 5 m de LDA, ou metade do tamanho da camada. Os sensores de pressão instalados nos Aquadopps eram piezo-resistivos e variaram em acurácia na faixa de 10 a 30 m de LDA. Os CTDs possuíam sensores de pressão com acurácia de 0,1 % de seu *range* com estabilidade de 0,05% de fundo de escala, por ano. Estes sensores cumprem um importante papel na garantia do monitoramento da estabilidade vertical do fundeio, indicando períodos em que o mesmo flamba (inclina) em função de valores intensos de corrente na coluna d'água.

Os dados foram consistidos pelo *Woods Hole Group* e encaminhados ao CENPES pela EEPT/GEO. Foi feita uma avaliação dos dados consistidos e aceitos para carga na base de dados meteo-oceanográficos do CENPES. Por conta dos efeitos de reflexão na interface ar-mar e de *side-lobbing* a camada útil do ADCP mais superficial é a do nível 43 m.

A Figura 5.3 apresenta séries temporais de profundidade (derivadas das medidas de pressão), de temperatura e de salinidade para o nível nominal de 400 m do ADCP e do CTD. Observa-se que na maior parte do tempo o fundeio permaneceu estável ao nível de 391 m, com flambagens em alguns momentos que excederam 10 m. A empresa sob contrato realizou as devidas correções de acordo com procedimentos do Relatório Técnico WHG (2009).

Figura 5.3 – Séries temporais no nível nominal de 400 m para um subconjunto no período Mai/2008 a Out/2009 das séries de Profundidade [m], Temperatura [°C] e Salinidade do Fundeio F2200 (P1). Séries de ADCP (dois primeiros painéis superiores); e séries do CTD (três painéis inferiores). Fonte: Relatório Técnico WHG (2009).

As séries de temperatura nesta profundidade mostram uma variação entre 12,2 °C a 14,9 °C. As temperaturas mínimas foram registradas no fim de setembro e início de outubro (primavera), enquanto que as máximas foram observadas no final de agosto (inverno). A série de salinidade acompanhou o padrão de temperatura com mínimo de 35,15 e máximo de 35,5 nos mesmos períodos do ano.

Os dados consistidos de ADCP e dos Aquadopps foram organizados e planilhados pelo Eng. Luís Manoel P. Nunes do Grupo de Oceanografia do CENPES. Os níveis verticais computados com as camadas do ADCP e as do Aquadopps totalizaram 40 níveis. A Figura 5.4 mostra uma estatística sumária para um subconjunto da série (mai/2008 a Out/2009), e a Figura 5.5 mostra o diagrama espagete vertical para este mesmo período.

DEPTH m	Net Speed cm/s	Mean Direction* deg (M)	Mean Speed cm/s	Current Persistence	STD* Speed, cm/s	STD* EastVel cm/s	STD* NorthVel cm/s	Max Speed cm/s
52	7.0	261	22.0	0.32	9.2	14.6	17.5	53
102	7.4	263	20.0	0.37	8.4	13.1	15.6	55
152	6.9	266	18.0	0.38	7.2	11.8	13.7	44
202	6.5	273	15.9	0.41	6.8	10.2	12.4	42
252	5.9	277	14.2	0.42	6.0	8.9	11.1	38
302	5.6	281	12.9	0.43	5.4	8.0	10.1	36
352	5.6	281	11.8	0.47	5.0	7.2	9.1	31
800	4.2	275	7.9	0.53	3.6	5.1	5.6	24
1200	2.7	264	5.8	0.47	3.0	4.1	4.3	20
1600	1.1	284	4.7	0.23	2.6	3.7	3.7	16
2000	1.6	220	5.3	0.30	2.9	4.2	4.0	18
2195	3.6	109	6.7	0.54	3.7	4.7	4.9	21

Figura 5.4 – Estatística sumária do Fundeio F2200 (P1) para um subconjunto da série no período Mai/2008 a Out/2009. Fonte: Relatório Técnico WHG (2009). As profundidades são nominais de projeto deste subconjunto.

De acordo com o Relatório Técnico WHG (2009), na maior parte do tempo as correntes foram fracas, em toda a coluna d' água. Intensificações significativas ocorreram nos primeiros 200 m superficiais, em agosto (setembro). Justamente no período em que foram registrados máximos (mínimos) de temperaturas e salinidades no nível 400 m. Ainda segundo este relatório, a maior parte da variação das correntes é dominada por oscilações inerciais, sendo o período inercial de 27-28 h. Valores máximos de correntes que superam $0,5 \text{ m s}^{-1}$ foram observados nos primeiros 120 m superficiais. E nos primeiros 400 m, a direção média foi para oeste.

Figura 5.5 – Diagrama espaguete vertical do Fundeio F2200 (P1) para um subconjunto da série no período Mai/2008 a Out/2009. Painel esquerdo (direito) mostra a componente zonal (meridional). Fonte: Relatório Técnico WHG (2009).

Análise das Séries de Tempo do Fundeio Oceanográfico F2200

Na Figura 5.5 constatamos que grande parte da variabilidade vertical de F2200 está concentrada nos 400 m superficiais de LDA. Esta variabilidade possui uma coerência vertical muito forte nos primeiros 200 m de LDA, onde também se observam os máximos valores medidos. Na Figura 5.6 são mostradas os dois anos das séries medidas nos primeiros 8 níveis do ADCP, ressaltando esta forte concordância vertical entre as camadas.

Figura 5.6 – Séries temporais consistidas do Fundeio F2200 entre 43 e 133 m de profundidade para o período Mar/2008 a Abr/2010. Em preto, a magnitude da corrente.

Esta concordância vertical resiste até as camadas 33-34 em torno de 370 m de profundidade, com a magnitude da corrente diminuindo a partir das camadas superficiais para o fundo.

Com o objetivo de separar os sinais de baixa frequência (subinerciais) e de alta frequência (supra-inerciais), foi aplicado um filtro de convolução de 40-h nas séries consistidas. A seguir, são mostradas as séries obtidas em 4 níveis verticais do F2200: 63, 133, 363 e 797 m.

Figura 5.7 – Séries temporais do Fundeio F2200 em 63 m: Não-filtrada (verde), de Baixa Freq. (vermelho) e de Alta Freq. (azul). Período Mar/2008 a Abr/2010. Em preto, a magnitude da corrente.

Figura 5.8 – Séries temporais do Fundeio F2200 em 133 m: Não-filtrada (verde), de Baixa Freq. (vermelho) e de Alta Freq. (azul). Período Mar/2008 a Abr/2010. Em preto, a magnitude da corrente.

Figura 5.9 – Séries temporais do Fundeio F2200 em 363 m: Não-filtrada (verde), de Baixa Freq. (vermelho) e de Alta Freq. (azul). Período Mar/2008 a Abr/2010. Em preto, a magnitude da corrente.

Figura 5.10 – Séries temporais do Fundeio F2200 em 797 m: Não-filtrada (verde), de Baixa Freq. (vermelho) e de Alta Freq. (azul). Período Mar/2008 a Abr/2010. Em preto, a magnitude da corrente.

Das Figuras 5.7, 5.8, 5.9 e 5.10 depreende-se que a maior parte do sinal não-filtrado é composta pelo sinal de baixa freqüência, principalmente até a camada 34 (393 m, não mostrada). As camadas mais profundas demonstram a relativa diminuição do sinal de baixa freqüência e o relativo aumento do sinal de alta freqüência.

Figura 5.11 – Gráficos polares de freqüência por direção para diferentes níveis do Fundeio F2200. Período Mar/2008 a Abr/2010.

Além de variar a magnitude na vertical, as correntes também demonstram grande variabilidade direcional. Observa-se na Figura 5.11 que não existe uma direção predominante dentro da faixa dos primeiros 130 m de coluna d' água. Com alguma boa vontade, se pode até admitir que as direções sudoeste e nordeste se destaquem como provável contribuição dos meandros da CB e da passagem vórtices ciclônicos e anti-ciclônicos. Conforme nos aproximamos do nível 400 m, observa-se que há uma variação no padrão, predominando as direções para oeste, e que se tornam mais drásticas até o nível 800 m. Mais ao fundo, em 1600 m, voltamos a não ter predominância direcional, para depois, já

na camada limite de fundo, observarmos uma predominância das correntes para leste.

Apesar de todas essas observações em que conseguimos constatar a variabilidade vertical das correntes medidas no Pólo Pré-sal da Bacia de Santos, necessitamos quantificar esta variabilidade vertical do escoamento. E uma boa forma de fazê-la é através da aplicação das Funções Ortogonais Empíricas (EOFs), introduzidas na próxima seção.

5.2 Modos Estatísticos de Estrutura Vertical

A técnica estatística de modos normais por Funções Ortogonais Empíricas (EOF) é amplamente empregada na ciência oceanográfica, pois ela permite a análise de variabilidade vertical das correntes com base em séries de tempo medidas em diferentes níveis verticais. Na indústria do petróleo é comumente usada para o desenvolvimento de parâmetros de projeto de engenharia em unidades de produção no mar (Forristal & Cooper, 1997; Jeans & Feld, 2001; Lima *et al.*, 2009).

De forma genérica, segundo Emery & Thomson (1998), a expansão a ser utilizada em EOFs é:

$$\theta(z, t) = A_i(t)F_i(z), \quad (5.1)$$

onde $\theta(z, t)$ é a matriz dos dados, $A_i(t)$ é a i-ésima função Amplitude temporal do i-ésimo modo EOF (ou autofunção) de estrutura vertical $F_i(z)$. A função Amplitude guarda a dimensão dos dados.

A relação (5.1) satisfaz à condição de ortonormalidade $\sum_x F_{ix} F_{jx} = \delta_{ij}$ do Delta de Kronecker.

O objetivo desta expansão é converter a matriz de dados numa série de padrões verticais que variam temporalmente. Nesta técnica, o conjunto de autovalores não é escolhido em termos de uma série arbitrária (tipo Fourier, p. ex.) ou que resultem de soluções de problemas de autovalores oriundos de equações hidrodinâmicas. Estes, na verdade, consistem em um conjunto de autofunções empíricas que melhor se ajustam aos dados em termos de mínimos quadrados. Para satisfazer tal condição, é necessário construir a matriz de covariância cruzada no LAG zero. Esta matriz é dada por

$$A_{zw} = \frac{1}{NM} \sum_{t=1}^M (\theta_{zt} - \bar{\theta}_z)(\theta_{wt} - \bar{\theta}_w), \quad (5.2)$$

onde N, M é a resolução vertical (número de níveis) do fundeio e $\bar{\theta}_z$ e $\bar{\theta}_w$ são as médias nos níveis em z e w .

Os elementos da diagonal são obtidos pela variância de $\theta(z, t)$ dividida por N através de

$$A_{zz} = \frac{1}{NM} \sum_{t=1}^M (\theta_{zt} - \bar{\theta}_z)^2 \quad (5.3)$$

ou

$$A_{zz} = \frac{1}{N} \delta_{\theta_{zt}}^2 . \quad (5.4)$$

Em Álgebra Linear, a soma dos elementos da diagonal da matriz (5.3) é definida como Traço da Matriz A_{zz} . Este é dado por

$$TrA_{zz} = \sum_z A_{zz} = \frac{1}{NM} \sum_{z=1}^N \sum_{t=1}^M (\theta_{zt} - \bar{\theta}_z)^2 . \quad (5.5)$$

Desta forma, o Traço da Matriz representa a variância total dos dados. Como A_{zz} é uma matriz quadrada, ela representa o conjunto de autovalores e de autovetores, os quais são definidos pela diagonalização

$$AF_i = \lambda_i F_i . \quad (5.6)$$

Necessitamos diagonalizar a matriz A_{zz} . Combinamos, então, a definição de autovalor (5.6) com (5.5), o Traço da Matriz e obtemos

$$TrA = \sum_i \lambda_i . \quad (5.7)$$

Ou seja, a soma de todos os autovalores é igual à variância total dos dados. Assim, consideramos que cada autovalor representa certa porção da variância dos dados. Esta relação é dada por:

$$\%(\sigma_i^2) = \frac{\lambda_i}{TrA} \quad . \quad (5.8)$$

Por fim, a função amplitude é obtida por:

$$A_i(t) = \sum_z \theta_{zt} \cdot F_i(z) \quad . \quad (5.9)$$

Cálculo das EOFs do Fundeio F2200

Inicialmente, para a aplicação da técnica, foi necessário verificarmos se as séries estavam completas e sem buracos. Identificamos que o Aquadopp no nível nominal de 2000 m apresentou uma grande lacuna de dados. Portanto, o mesmo foi retirado desta análise. Assim, teremos os 34 níveis medidos pelo ADCP até 400 m de profundidade, e mais 5 níveis de correntógrafos, totalizando 39 níveis. O último nível é o de 2173 m.

A expansão em modos normais, aplicadas a cada componente, é dada por:

$$V'(z,t) = \sum A_i(t) F_i(z) \quad , \quad (5.10)$$

onde V' é o desvio da média ($\bar{V}$) da componente (ou seja, removemos o valor médio das séries medidas por $V'(z, t) = V(z, t) - \bar{V}(z)$; onde $A_i(t)$ é a i-ésima função Amplitude temporal do i-ésimo modo EOF (ou auto-função) de estrutura vertical $F_i(z)$.

A Figura 5.12 mostra a sobreposição dos perfis médios na totalidade dos perfis medidos para cada componente de velocidade. Observamos que os máximos ficam entre $-0,8$ e $0,6 \text{ m s}^{-1}$.

Figura 5.12 – Dois anos (Mar/2008 a Abr/2010) de séries em perfis da componente zonal (meridional) no painel esquerdo (direito) para 39 níveis do Fundeio F2200. A linha tracejada indica zero. Em ciano e amarelo, respectivamente, são mostrados os perfis médios zonal e meridional.

Os perfis médios de velocidade ($\bar{U}$ e $\bar{V}$) são apresentados a seguir (Fig. 5.13).

Os perfis médios indicam padrão baroclínico na coluna d'água na região do Campo de Lula. Observa-se que as velocidades médias são muito baixas, próximas de zero, principalmente a componente meridional que é uma ordem de grandeza menor que a componente zonal, fato que confirma a forte variabilidade direcional em toda a coluna d'água na área de estudo.

Observamos na Figura 5.12 uma faixa de grande variabilidade dos perfis nos primeiros 400 m devido à forte resolução vertical do ADCP com seus 34 níveis. As componentes ambas predominantemente negativas indicam que o sentido médio do escoamento da coluna d'água se dá para sudoeste, consistente com o sentido de circulação na borda oeste do GSAS e com a propagação das ondas de vorticidade (Godoi, 2005; Matos, 2006).

Os modos normais EOF são estatisticamente independentes, ou seja, não são correlacionáveis entre si. Além disso, os modos dependem da resolução vertical das observações (quantidade de níveis do fundeio), da extensão temporal e da localidade geográfica onde foram medidas as séries. Esses modos, embora determinados empiricamente, isto é, estatisticamente a partir dos dados, são funções que explicam os padrões de variabilidade com “pesos” diferentes. Conforme mostramos, eles explicam determinadas porções da variância das várias séries que compõem o fundeio, e que possuem determinadas assinaturas. Estas assinaturas podem estar relacionadas a processos físicos dinâmicos. Em geral, especula-se que os dois (ou três) primeiros modos, sejam suficientes para representar a evolução das correntes em um sistema de contorno oeste.

Figura 5.13 – Perfis médios da componente zonal (meridional) no painel esquerdo (direito) para 11 níveis do Fundeio F2200. Cruzes pretas marcam a posição dos níveis medidos adotados para o cálculo das EOF's.

Em um primeiro momento aplicamos as EOF's de forma escalar e individualmente para as componentes, meridional e zonal. Usamos o sinal original (não-filtrado em 40-h). Desconfiamos que a grande resolução vertical do ADCP com 34 níveis pudesse implicar em mascaramento dos modos EOFs que melhor poderiam representar a variabilidade da coluna d' água, e não somente os primeiros 400 m. Decidimos degradar a resolução vertical do fundeio e testar com apenas 6 camadas do ADCP, que somadas aos outros 5 níveis resultaram em 11 níveis para a análise de EOF. Além disso, usamos a série filtrada de 40-h, de baixa frequência, apresentada na seção anterior para eliminar o efeito dos processos supra-inerciais na análise.

A Figura 5.14 mostra o resultado da média dos autovalores de 1000 séries de Montecarlo, juntamente com a variância explicada dos autovalores das séries

das componentes de velocidade. O desvio padrão relativamente aos autovalores médios é de 0,4 % da variância das séries. Assim, as barras de erro foram omitidas na reprodução da Figura 5.14. O teste evidencia que apenas a EOF1 é estatisticamente significativa ao nível de 95 %, e que a mesma explica sozinha 85% da variabilidade vertical. Esta simplificação é extremamente relevante na indústria do petróleo, pois reduz a complexidade do problema para o técnico encarregado da geração dos perfis de projeto.

Ressaltamos que a despeito da degradação da resolução nos primeiros 400 m, e da filtragem do sinal, não houve perda significativa do padrão vertical do F2200.

Figura 5.14 – Teste de Montecarlo com 1000 simulações para análise EOF com 11 níveis do Fundeio F2200.

O modo EOF1 mostrado em suas componentes zonal e meridional na Figura 5.15 demonstra que a maior parte da variabilidade vertical – 84 e 86 % respectivamente – estão concentradas nos primeiros 600 m de coluna d'água.

Figura 5.15 – EOF1 do sinal de baixa freqüência para 11 níveis do Fundeio F2200. Painéis superiores: perfis EOF1 da componente zonal (meridional) em vermelho (azul). Painéis inferiores: séries de Amplitude zonal (meridional) em vermelho (azul).

Apesar do resultado que conseguimos, ainda foi possível realizar outro interessante experimento. Se considerarmos que o fluxo é não-divergente na

região do F2200 podemos montar a matriz de entrada para a análise de EOF com as componentes zonal e meridional juntas, e computarmos simultaneamente a variabilidade de ambas, com finalidade de calcular a EOF de uma Função de Corrente Observada (ψ_i). Esta abordagem resulta em padrões verticais e em séries de amplitude que contêm a variabilidade de ambas componentes. Porém, a série de amplitude resultante terá o dobro do tamanho da série da componente de velocidade. A primeira parte da série de amplitude é referente à primeira componente de velocidade computada na montagem da matriz de entrada, ou seja, a componente zonal; respectivamente ocorre à segunda.

$$\psi_i(z,t) = \sum B_i(t)F_i(z) \quad (5.11)$$

Repetimos o teste de Montecarlo e o resultado foi virtualmente o mesmo (Fig. 5.14). Neste cenário o teste evidencia que novamente apenas a EOF1 é estatisticamente significativa, e que a mesma explica sozinha 85% da variabilidade vertical.

Caso aceitemos o limite inferior do envelope de 2 desvios-padrão no teste de Montecarlo, teríamos 2 EOFs explicando juntas 90% da variabilidade vertical. O ganho para a indústria de petróleo, neste caso, seria a melhor representação vertical dos perfis de projeto que poderiam contemplar situações de maior variabilidade vertical superficial e sub-superficial, em níveis sub-picnoclínicos. Fato relevante para os projetistas de *risers* e linhas de ancoragem das plataformas. Na Figura 5.16 são apresentados os 2 modos estatísticos, com 11 níveis. Observa-se que o modo EOF2 contempla a variabilidade na coluna d'água em níveis sub-picnoclínicos e próximo a camada limite de fundo, embora não seja estatisticamente significativo como o modo EOF1.

Figura 5.16 – EOF1 (verde), EOF2 (azul) do sinal de baixa frequência para 11 níveis do Fundeio F2200. Painel superior: perfis EOFs da componente conjugada (ψ_i). Painéis central e inferior: suas respectivas séries de Amplitude, somente relativas à componente zonal.

Da Figura 5.16 se observa que, na locação de Lula (ex-Tupi) na Bacia de Santos, 85% da variabilidade vertical e da magnitude das correntes estão concentrados nos primeiros 600 m de coluna d' água, com destaque para os primeiros 200 m. O que é bastante razoável com a base do jato da CB na Bacia de Santos que está entre 500 e 700 m de profundidade, e compatível com a extensão vertical das feições vorticais observadas no Capítulo 4. Por outro lado, o segundo modo mostra que 5% da variabilidade vertical têm como característica o ponto de inversão em 200 m de LDA, e um padrão com dupla inflexão em profundidade. Possivelmente, associado a uma circulação em níveis intermediários e profundos, relativamente distante do contorno oeste e sobre uma região bastante plana (o Platô de São Paulo). Outra possibilidade é que este segundo modo EOF reflita as variações de estratificação da coluna d' água.

5.3 Modos Dinâmicos de Estrutura Vertical

Nesta seção, vamos estimar a estrutura vertical dinâmica na região do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos com base na quase-geostrofia. Serão utilizados os perfis médios de temperatura e salinidade dos cruzeiros CERES (Fig. 4.2), os quais são usados para se obter os perfis de frequência de empuxo (ou de Brünt-Vaisälä – N^2). Estes perfis possuem resolução de 2 m e são limitados à extensão vertical de 2100 m, espessura que representa bem a região sobre o Platô de São Paulo. Ou seja, foram utilizadas apenas as estações hidrográficas distantes de regiões costeiras e suficientemente distantes das variações topográficas de fundo, mantendo uma espessura de coluna d' água constante.

Os perfis N^2 representam uma medida da estabilidade estática da coluna de água (ou estratificação), onde as diferenças de densidade induzidas pela força de empuxo geram oscilações. Eles são úteis tanto na avaliação da instabilidade gravitacional como para inferência da estrutura dinâmica. Normalmente, estes perfis N^2 são muito ruidosos. É comum o uso de polinômios no alisamento do perfil, porém, sendo de alta ordem, embutem frequências indesejadas. A

solução é utilizar o Log de N^2 para esta tarefa. Aqui, nós usamos adicionalmente um filtro de convolução (Hanning) de 21 pontos para seu alisamento.

Com base em N^2 calculamos os modos normais dinâmicos (também chamados de modos geostróficos) e os raios de deformação internos (ou baroclínicos). Os raios de deformação baroclínicos expressam a escala horizontal mínima na qual ocorre o ajustamento geostrófico, em reação a uma perturbação ou desvio do estado básico.

Na obtenção dos modos dinâmicos, seguimos Silveira *et al.* (2000b), onde foram consideradas as aproximações invíscida, hidrostática e linearizada das equações de Boussinesq, no plano f . Os perfis N^2 são calculados com base na relação hidrostática (5.12):

$$N^2_{(z)} = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho_\theta}{\partial z} \quad (5.12)$$

Onde ρ_0 é o valor médio da densidade na coluna de água, e ρ_θ é a densidade potencial.

De acordo com Silveira *et al.* (2000b), a interpretação do significado dos modos dinâmicos consiste em que os perfis verticais podem ser expandidos em séries tipo Fourier. Nesta expansão as bases ortonormais da série são autovetores do problema dinâmico de Sturm-Liouville, resultante da separação de variáveis da equação de conservação de vorticidade potencial quase-geostrófica (q), dada por

$$\frac{Dq}{Dt} = \left(\frac{\partial}{\partial t} - \frac{\partial \psi}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} \right) q = 0 \quad , \quad (5.13)$$

No plano f , q se relaciona com a função de corrente geostrófica por

$$q = \nabla^2 \psi + \frac{\partial}{\partial z} \frac{f_0^2}{N^2(z)} \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad . \quad (5.14)$$

Os modos dinâmicos são então obtidos pela forma linearizada e não forçada de (5.13), assumindo separação de variáveis tais como:

$$\psi_{(x,y,z,t)} = \sum_i P_i(x, y, t) F_i(z) \quad (5.15)$$

onde $F_i(z)$ é o i -ésimo modo de estrutura vertical (autovetor) e $P_i(x, y)$ representa sua amplitude em determinada localidade. Substituindo (5.15) em (5.13), chegamos ao problema de autovalor onde os modos dinâmicos são dados por:

$$\frac{d}{dz} \frac{1}{N^2(z)} \frac{dF_i(z)}{dz} + \lambda_i F_i(z) = 0 \quad , \quad (5.16)$$

sendo que as condições de contorno de fundo plano e de tampa rígida da quase-geostrofia são

$$\frac{dF_i(z)}{dz} = 0 \quad ; \quad z = 0, -H \quad . \quad (5.17)$$

Por fim, os autovalores (λ_i) em (5.16) se relacionam com os raios de deformação e com as profundidades equivalentes (he_i) com base em

$$\lambda_i = (f_0 R d_i)^{-2} \quad \text{e} \quad \lambda_i = \frac{f_0^2}{g h e_i} \quad . \quad (5.18)$$

A inspeção de (5.16), (5.17) e (5.18) indicam que tanto $F_i(z)$ quanto $R d_i$ são funcionais dos perfis N^2 . Como estes perfis mostram estratificação na região de estudo na Bacia de Santos, a solução deste sistema é realizada numericamente. Vale lembrar que os modos que iremos obter para a nossa área de estudo explicam a variabilidade vertical da coluna d'água, relacionada à estruturação dinâmica especificamente para esta região do oceano. Os modos dinâmicos que vamos obter são, portanto, modos de estrutura vertical da dinâmica do sistema no Pré-sal da Bacia de Santos.

Utilizamos como valor central de latitude 25,5° S; e H de 2100 m. As Tabelas 5.1 e 5.2 mostram, respectivamente, os resultados obtidos para os $R d_i$ de cada Radial dos cruzeiros CERES, e as profundidades equivalentes do ajustamento geostrófico.

Encontramos os três primeiros raios de deformação internos na área de estudo com os valores de 33,8 , 17 e 11,8 km, respectivamente. Estes são comparáveis com os valores obtidos por Houry *et al.* (1987) para esta mesma região entre 20-30° S e 45-40° W, que ficou entre 25,8-34,4 km, e 12,8-17,1 km, respectivamente para o 1° e 2° raios de deformação internos.

Na Figura 5.17 são apresentados os perfis médios de temperatura, salinidade e de N^2 , para as Radiais 2 (Cabo Frio) e 1 (Ilha Bela) dos quatro cruzeiros CERES.

Figura 5.17 – Perfis médios de Temperatura, Salinidade e da Frequência de Estratificação [cph] dos cruzeiros CERES. Painel superior Radial 2 – Cabo Frio. Painel inferior Radial 1 – Ilha Bela.

Observamos que a estratificação na Radial Cabo Frio apresenta os gradientes mais importantes, sempre pouco maiores que na Radial Ilha Bela. Em ambas radiais, estes gradientes estão abrigados nos primeiros 200 m. Os padrões verticais de N^2 possuem similaridade. A exceção fica por conta da primavera (CERES-II) onde os gradientes mais notáveis (ainda que relativamente menores que nos outros cruzeiros) ficaram concentrados em 180-220 m.

Observamos, também, que conseguimos capturar a sazonalidade na região. O verão (CERES-I) apresentou a maior frequência de estratificação na superfície, seguido respectivamente, da primavera (CERES-II), do outono (CERES-III) e inverno (CERES-IV), inclusive sendo bem próximo de zero na Radial Ilha Bela nestes últimos cruzeiros.

Ainda explorando a Figura 5.17, observamos que os perfis médios de verão (CERES-I) e de primavera (CERES-II) são semelhantes, exceto seus respectivos perfis N^2 . A estratificação na primavera foi fraca, indicando forte desenvolvimento da camada de mistura. No Capítulo 4 vimos que a picnoclina sazonal neste período marcava profundidades de 130-150 m. Por outro lado, no verão (CERES-I) a picnoclina estava ainda mais profunda (150-180 m), enquanto que seu perfil N^2 mostrou fortes gradientes.

As Figuras 5.18 e 5.19 mostram quatro dos seis modos dinâmicos obtidos com base nas medidas hidrográficas dos cruzeiros CERES. O modo zero é o modo barotrópico, e os demais, os baroclínicos. A sazonalidade na região exerce influência principalmente nos três primeiros modos baroclínicos, que se alternam em magnitude nos primeiros 200 m. Estes refletem as variações da camada de mistura e dos gradientes dos perfis N^2 . Portanto nos parece que foi acertada a decisão de olhar os padrões individualmente para cada cruzeiro.

Tabela 5.1 – Raios de deformação Internos [km] por radial hidrográfica dos cruzeiros CERES

Cruzeiro Estação Ano Radial	CERES-I V/2008 R2 R1	CERES-II P/2008 R2 R1	CERES-III O/2009 R2 R1	CERES-IV I/2010 R4 R2 *
Rd0	∞ ∞	∞ ∞	∞ ∞	∞ ∞
Rd1	34,16 34,84	34,40 33,65	33,87 34,28	33,24 32,11
Rd2	17,35 17,74	17,01 16,37	17,21 17,92	16,93 16,08
Rd3	12,04 12,05	11,44 11,01	12,14 12,49	11,80 11,32
Rd4	7,35 7,33	6,59 6,40	7,30 7,35	6,89 6,73
Rd5	3,95 4,06	4,03 3,97	3,87 3,96	4,16 4,09

* OBS: As radiais 4 e 2 do CERES-IV são análogas às radiais 2 e 1, respectivamente, dos outros CERES.

Tabela 5.2 – Profundidades equivalentes [m] por radial hidrográfica dos cruzeiros CERES

Cruzeiro Estação Ano Radial	CERES-I V/2008 R2 R1	CERES-II P/2008 R2 R1	CERES-III O/2009 R2 R1	CERES-IV I/2010 R4 R2 *
he0	2100 2100	2100 2100	2100 2100	2100 2100
he1	0,46 0,48	0,47 0,45	0,45 0,46	0,44 0,41
he2	0,119 0,124	0,114 0,106	0,117 0,127	0,113 0,102
he3	0,057 0,057	0,052 0,048	0,058 0,062	0,055 0,051
he4	0,021 0,021	0,017 0,016	0,021 0,021	0,019 0,018
he5	0,006 0,006	0,006 0,006	0,006 0,006	0,007 0,007

* OBS: As radiais 4 e 2 do CERES-IV são análogas às radiais 2 e 1, respectivamente, dos outros CERES.

Figura 5.18 – Estrutura vertical dos Modos Normais de Estratificação dos cruzeiros CERES para a Radial (2) Cabo Frio.

Figura 5.19 – Estrutura vertical dos Modos Normais de Estratificação dos cruzeiros CERES para a Radial (1) Ilha Bela.

Nesta seção observamos que a coluna d'água na região do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos apresenta estratificação sazonal, sendo maior na sua porção norte que na parte central da bacia. Esta variabilidade sazonal se refletiu principalmente nos três primeiros modos baroclínicos dinâmicos, onde os gradientes mais importantes estão abrigados nos primeiros 200 m. Observamos que o verão apresentou a maior estratificação, embora estivesse presente a mais espessa camada de mistura. O cenário de primavera foi mais coerente e apresentou fraca estratificação com camada de mistura similar a do verão. Nos cenários de outono e inverno a estratificação ocorre associada com camadas de mistura mais estritas.

Uma vez que tenhamos decomposto a variabilidade vertical em seus principais modos (dinâmicos e estatísticos), é possível estimar a importância relativa dos modos dinâmicos para explicar o ajustamento geostrófico na região.

5.4 Reconstituição Modal dos Perfis Médios de Velocidade

O oceano tende a concentrar energia nos primeiros modos dinâmicos (Flierl, 1978). No oceano subtropical, geralmente, apenas 2 modos dinâmicos respondem a esse ajustamento: o modo barotrópico e o 1º modo baroclínico. Ambos associados à termoclina permanente. Se o oceano tiver uma estrutura termohalina mais complexa – tal como ocorre no oceano tropical (Silveira *et al.*, 2000b) – outros modos baroclínicos passam a ser importantes. O modo barotrópico reproduz a estratificação mais simples, que é nenhuma. O 1º modo baroclínico reproduz uma inversão de escoamento. E assim por diante.

Nunca é demais lembrar que os modos são ortogonais, não correlacionáveis entre si. E, no caso dos modos baroclínicos, obedecem à condição de baroclinicidade, ou seja, o transporte integrado na vertical é zero. Na Figura 5.20 apresentamos todos os 6 modos dinâmicos calculados com base em todos os perfis de temperatura, salinidade e N^2 dos cruzeiros CERES.

Figura 5.20 – Estrutura vertical dos 6 Modos Normais de Estratificação dos cruzeiros CERES.

Nosso propósito nessa seção, portanto, é obter um perfil médio, alisado e dinamicamente reconstituído com o menor número de modos possível, e que tenha ajustamento vertical ao perfil médio (discretizado) observado com o F2200. Os dados do F2200 que utilizaremos são aqueles de apenas 11 níveis (degradamos a resolução vertical das medidas do ADCP) e sinal filtrado em 40-h. Para isso, utilizaremos a técnica de Interpolação Dinâmica desenvolvida por Silveira *et al.* (2008).

Nesta técnica, as amplitudes modais de cada componente são obtidas pela projeção do modo $F_i(z)$ nos perfis respectivos das componentes de velocidade do F2200 com base em (5.19) e (5.20), onde H é a espessura de coluna d'água aproximada entre o primeiro e último níveis (h_0 e h_f) dos

modos e dos perfis do F2200; u_i, v_i são as observações no F2200; e U_i, V_i são as reconstituições das componentes.

$$[u, v] = [U_i(x, y); V_i(x, y)] F_i(z) \quad (5.19)$$

$$(U_i, V_i) = \frac{\frac{1}{H} \int_{-hf}^{-h0} (u, v) F_i dz}{\frac{1}{H} \int_{-hf}^{-h0} F_i^2 dz} \quad (5.20)$$

Segundo Silveira (2006), (5.20) é dada sob aproximação da regra de integração numérica do ponto médio.

Os resultados calculados para as Amplitudes dos seis primeiros modos dinâmicos para os perfis médios zonal e meridional de velocidade são mostrados na Tabela 5.3.

Tabela 5.3 – Amplitudes modais Zonais e Meridionais para o F2200 em [m s⁻¹] com base nos Modos Dinâmicos obtidos dos cruzeiros CERES

Modos	0	1	2	3	4	5
U_i	-0,0094	-0,0049	0,0078	-0,0003	0,0002	-0,0005
V_i	-0,0007	0,0001	0,0008	-0,0004	0,0010	0,0001

A quantificação do quanto a recomposição modal do perfil de velocidade difere do perfil observado é obtida a partir do mérito estatístico da Raiz do Erro Médio Quadrático normalizado (5.21). A Raiz do Erro Médio Quadrático (REMQ) consiste no cálculo do desvio padrão percentual observado

$$REM_Q = \left\{ \left(\frac{1}{N} \right) \sum_{i=1}^N [(u_i, v_i - U_i, V_i) / u_i, v_i]^2 \right\}^{1/2}. \quad (5.21)$$

Porém, optamos por apresentar o percentual de acerto (ou ajuste geostrófico) do perfil reconstituído, com base em (5.22).

$$remq = (1 - REM_Q) * 100\% \quad (5.22)$$

A reconstituição modal foi realizada considerando 2, 3, 4 e 5 modos dinâmicos. Os resultados são mostrados nas Figuras 5.21 e 5.22.

Nossos resultados mostram que esta região de estudo na Bacia de Santos apresenta estratificação complexa. Na reconstituição com apenas 2 modos (barotrópico e 1º baroclínico) o percentual de ajuste ficou em 30 e 53 % para as componentes zonal e meridional, respectivamente. Porém, ao computarmos o 2º modo baroclínico aos modos barotrópico e 1º baroclínico, houve expressivo ajuste nos perfis, principalmente na componente zonal que chegou a 83 %, enquanto a meridional foi de 64 %. À medida que computamos os demais modos, percebemos que não houve melhora substancial no ajuste. Computando os 6 modos (não mostrado) alcançamos ajustes de 87 e 60 % para as componentes, respectivamente. Consideramos que estes resultados se devem aos baixos valores dos perfis médios das componentes de velocidade.

Por outro lado, o perfil vertical do automodo empírico dominante (EOF1) sugere que a estrutura vertical seja mais simples. Desta forma, vale confrontar a estrutura modal dinâmica com a estrutura modal estatística nesta região, o que faremos na próxima seção.

Figura 5.21 – Estrutura vertical da reconstituição modal do F2200, com base em 2 (3) Modos Normais Dinâmicos dos cruzeiros CERES, painel superior (inferior).

Figura 5.22 – Estrutura vertical da reconstituição modal do F2200, com base em 4 (5) Modos Normais Dinâmicos dos cruzeiros CERES, painel superior (inferior).

5.5 Reconstituição Modal Dinâmica do Modo EOF1

Adotamos nesta seção para a reconstituição vertical dinâmica do modo EOF1, o mesmo procedimento metodológico descrito na seção anterior para a projeção dinâmica sobre os perfis de velocidade. Na reconstituição com 2 modos (barotrópico e 1º baroclínico), apresentado na Figura 5.23, o percentual de ajuste ficou em 99 %. O resultado obtido não deixa dúvida de que a variabilidade vertical é dominada pelo 1º modo baroclínico.

Figura 5.23 – Estrutura vertical da reconstituição do modo EOF1, com base em 2 Modos Normais Dinâmicos dos cruzeiros CERES.

Portanto, concluímos neste capítulo que a variabilidade vertical na região do Pré-sal da Bacia de Santos é 85 % explicada estatisticamente por 1 modo EOF, onde a maior parte dessa variabilidade está nos primeiros 400-600 m,

sem direção predominante, e é essencialmente baroclínica em 1º modo. Este modo é estatisticamente significativo ao nível de 95 % tanto para as componentes zonal e meridional quanto para Função de Corrente Observada (Ψ_i). O modo EOF2 não é estatisticamente significativo. Por outro lado, o ajuste geostrófico sobre as componentes médias de velocidade, que são de baixa magnitude (0,1-0,2 m s⁻¹), indica que a estrutura vertical é majoritariamente de 2º modo baroclínico ao nível de 83 (64) % para o perfil médio zonal (meridional).

Nossa área de estudo, caracterizada por escoamentos médios relativamente fracos, é dominada por vórtices cujo ajustamento geostrófico é amplamente dominado pelo 1º modo baroclínico. Ressaltamos que nossa área de estudo está distante dos jatos da CB-CCI em uma região de grande variabilidade direcional do escoamento sobre o Platô de São Paulo.

Os resultados a que chegamos corroboram e completam nossas análises anteriores. No capítulo a seguir, abordaremos a questão das escalas desta variabilidade no domínio do inverso da frequência. Assim, buscamos indícios sobre a variabilidade temporal das feições na Bacia de Santos. Este estudo é apresentado a seguir.

6. A Variabilidade Temporal na Bacia de Santos

Neste capítulo abordaremos as escalas temporais na região do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos que estão associadas respectivamente com a variabilidade vertical e com a variabilidade horizontal em superfície.

6.1 *Análise no Domínio da Freqüência para a Variabilidade Vertical*

Este experimento foi conduzido a partir do cálculo dos espectros de freqüência via FFT, com base na série de Amplitude EOF1, computados da série temporal filtrada em 40-h medidas no Fundeio F2200 em Lula, apresentado no Capítulo 5. Portanto, focamos nos processos subinerciais que caracterizam a região como o sinal de entrada desta análise.

Adotamos o procedimento de utilizar a FFT da auto-correlação do sinal – $FFT(a)$ – como um reforço do espectro, a fim de que pudéssemos evidenciar as freqüências que estejam dentro de uma margem significativa de 95% (2 std). A Figura 6.1 mostra os resultados obtidos.

Nesta figura observamos poucos picos que se destacam no espectro reforçado do sinal – $FFT(a)$. Este recurso funciona bem somente para séries ergódicas (periódicas, onde a média e a variância não mudam no tempo). Ao compararmos os resultados de FFT e $FFT(a)$, observa-se que a parte determinística é a mesma. $FFT(a)$, porém, mostrou um melhor selecionamento entre a parte determinística (sinal) e a não-determinística (ruído). Ou seja, fazendo a auto-correlação "*unbiased*" antes da FFT, nós 'limpamos' o espectro, e destacamos os picos em relação ao 'ruído'.

Figura 6.1 – Análise FFT do sinal de baixa freqüência da série EOF1. Observa-se ausência de picos significativos no espectro FFT(a) reforçado pela auto-correlação do sinal de entrada (em preto, no painel esquerdo). Potencia em $[(m s^{-1})^2 / cph]$. Freqüência em [cph].

Apesar deste procedimento, as freqüências que observamos não estão dentro da significância estatística de 95 % para a série de Amplitude EOF1. Conseguimos detectar no espectro não reforçado, diversos picos espalhados por ampla banda de freqüências. Este espalhamento tem característica de ‘ruído vermelho’, onde a energia está dispersa por vários comprimentos de onda, sem predominância estatística significativa. Esta característica também foi observada por Lima (1997) e por Silveira *et al.* (2008) na região da Bacia de Campos em experimentos semelhantes ao aqui conduzido.

Com base neste experimento, ainda que a significância estatística não tenha sido de 95 %, podemos sugerir que a variabilidade vertical no Campo de Lula possui escala de tempo subinercial. De acordo com o Relatório Técnico WHG (2009), o período inercial para a região é de 27-28 h. Considerando a latitude central em 25,5° S, calculamos o período inercial de 27,78 h. Portanto, as

periodicidades das oscilações do modo dominante vertical que encontramos possuem sua energia dispersa em diferentes comprimentos de onda e são subinerciais.

6.2 Análise no Domínio da Frequência para a Variabilidade Temporal Superficial

Propomos, então, realizar novo experimento com base na série de velocidade geostrófica derivada da Anomalia da Altura da Superfície do Mar – AASM (ou SSHA) do AVISO para um ponto próximo do Fundeio F2200, gentilmente cedida pelo Eng. Marcelo Andrioni (CENPES), e compará-la com a série de baixa frequência filtrada em 40-h do nível 43 m, camada 1 do ADCP deste fundeio, apresentado no Capítulo 5.

Como os dados de AASM utilizados possuem resolução de 7 dias necessitamos degradar temporalmente o sinal de velocidade medido do ADCP para procedermos a comparação entre as séries deste com as de AASM. A Figura 6.2 mostra que existe uma coerência muito boa entre a série de velocidade observada com a série de velocidade geostrófica derivada do AVISO.

Esta forte coerência entre a série de velocidade observada com a série de velocidade geostrófica nos motivou a avaliar com mais profundidade a série temporal disponível de AASM do AVISO. Trabalhamos um conjunto de dados que totalizam quase 18 anos, que abrange um período de 14/Out/1992 até 31/Mar/2010.

Figura 6.2 – Séries temporais do Fundeio F2200 (vermelho) em 43 m: Baixa Freq. (painel superior) e degradada com intervalo de 7 dias (painel central). Período Mar/2008 a Abr/2010. No painel inferior (azul), série temporal de velocidade geostrófica derivada da anomalia da ASM (SSH) do AVISO. Período Mar/2008 a Mar/2010. Em preto, a magnitude da corrente.

Com base nestes dados foram calculados os gradientes meridionais e zonais de AASM [cm/km] entre pontos vizinhos ao Fundeio F2200 em Lula. Os resultados foram confrontados com as respectivas componentes zonais e meridionais de velocidade geostrófica derivadas da AASM (Figs. 6.3 e 6.4).

Mostrada nestas figuras, uma linha tracejada marca um evento em que a velocidade superficial (não-filtrada) medida pelo ADCP foi de $0,8 \text{ m s}^{-1}$ em 20/Abr/2008. Se compararmos os valores das componentes geostróficas para esta data, e os respectivos valores de gradiente associados, constataremos que o período de medição de 2 anos do F2200 possivelmente registrou eventos que não foram aqueles de maior intensidade da série histórica disponível, no Pólo Pré-sal da Bacia de Santos. Este fato merece especial atenção dos oceanógrafos que irão elaborar os perfis de correntes extremas de projeto. Ainda não se conhecem os processos responsáveis por esta intensificação, nem sua frequência de ocorrência. Sugere-se, portanto, que se continue com a campanha de medição do F2200.

Retomamos, a seguir, o mesmo procedimento de utilizar a FFT da auto-correlação do sinal – $\text{FFT}(a)$, como um reforço do espectro, a fim de que pudéssemos evidenciar as frequências que estejam dentro de uma margem significativa de 95% (2 std). Computamos a FFT e a $\text{FFT}(a)$ para as respectivas componentes geostrófica zonal e meridional. Como os dados de AASM utilizados possuem resolução de 7 dias, as escalas menores que 20 dias não aparecem.

Figura 6.3 – Séries temporais do gradiente meridional em cm/km (vermelho) e da componente zonal de velocidade geostrófica derivada da anomalia da ASM do AVISO $[\text{m s}^{-1}]$ (verde). Período Out/1992 a Mar/2010. Em pontilhado preto, o evento de 20/Abr/2008.

Figura 6.4 – Séries temporais do gradiente zonal em $[\text{cm/km}]$ (azul) e da componente meridional de velocidade geostrófica derivada da anomalia da ASM do AVISO $[\text{m s}^{-1}]$ (ciano). Período Out/1992 a Mar/2010. Em pontilhado preto, o evento de 20/Abr/2008.

Novamente, neste experimento não observamos freqüências dentro da significância estatística de 95 % para as duas componentes. Obtivemos como resultado alguns picos dentro da margem de 68 % de significância estatística.

Nos painéis superiores da Figura 6.5, mostramos os resultados obtidos para a componente zonal, cujos períodos calculados foram respectivamente de: 83,99 ; 37,39 ; e 26,24 dias. Nos painéis inferiores, mostramos os resultados obtidos para a componente meridional, cujos períodos foram respectivamente: 113,77 ; 37,86 e 30,15 dias.

Estas escalas temporais mostram periodicidades intra-sazonais, características de processos de larga e mesoescalas, tais como a passagem de ondas de Rossby, o meandramento da CB, e as feições vorticais. Portanto, este é o padrão de variabilidade temporal que caracteriza as ondas que se propagam pelo Corredor de Vorticidade, que constatamos no Capítulo 3, e que modulam a circulação oceânica em nossa região de estudo da Bacia de Santos.

Contudo, neste momento, algumas questões desafiadoras emergem: 1) como explicar dinamicamente as estruturas que observamos na recirculação interna do GSAS que vimos nas climatologias do Capítulo 2, e a sua existência no contorno oeste? Quais são os mecanismos que mantêm este padrão de recirculação? Nos próximos capítulos, testaremos um modelo linear clássico de circulação governada pelo vento para que possamos buscar uma primeira explicação para esta feição em termos dinâmicos.

Figura 6.5 – Análise FFT da componente zonal (meridional) geostrófica derivada da anomalia da ASM do AVISO, painéis superiores (inferiores). Período Out/1992 a Mar/2010. Os pontos em vermelho foram selecionados de acordo com os picos observados no espectro FFT(a) reforçado pela auto-correlação do sinal de entrada (em preto, no painel esquerdo). Potencia em $[(m\ s^{-1})^2 / cph]$. Frequência em [cph].

7. Modelo Analítico Quase-Geostrófico de 1½ Camadas para a Circulação do Giro Subtropical do Atlântico Sul

No capítulo anterior, mostramos que o padrão de variabilidade horizontal da circulação oceânica na borda oeste do GSAS é composto por um Corredor de Vorticidade em que uma sucessão de pares vorticais ciclônicos e anti-ciclônicos paralelamente confinados neste corredor, interagem tanto com o escoamento médio da CB quanto com o relativamente menos intenso fluxo médio de retorno da CRN na Bacia de Santos. Com base no Capítulo 2, vimos também que a estrutura em duplo subgiro foi detectada. As configurações da CRN e da CRS, junto ao contorno oeste assemelham-se a grandes vórtices anticiclônicos elípticos. Duas perguntas poderiam, então, ser formuladas: 1) o padrão dupla-célula é consequência do forçamento mecânico do vento?; e 2) as estruturas médias da CRN e da CRS são resultados da interação entre vórtices, e passíveis de parametrização via camada limite oeste? A fim de responder estas perguntas, neste capítulo propomos desenvolver um estudo para circulação oceânica do Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS) e sua influência na Bacia de Santos com base em um modelo analítico linear, quase-geostrófico (QG) de gravidade reduzida (ou 1½ camadas), que privilegia a circulação do oceano superior. Desenvolvemos o modelo a partir da equação da vorticidade potencial QG estacionária, e mostramos a calibração do mesmo com base em padrão da tensão de vento idealizado. Vamos testar a hipótese de que a estrutura média de recirculação na borda oeste do GSAS pode ser explicada pelo modelo teórico de circulação de Munk (1950), com base no forçamento do vento sob condições teóricas idealizadas.

7.1 Justificativas desta Abordagem

Vimos nos capítulos anteriores que existem variabilidades horizontal, vertical e temporal, compatíveis e, principalmente, relacionadas a ondas de vorticidade

em mesoescala que se propagam para o sul-sudoeste em uma região zonalmente confinada do contorno oeste.

Tsuchiya (1985), Reid (1989), Stramma & England (1999), Mémery *et al.* (2000), Vianna & Menezes (2005), Mattos (2006) e Vianna *et al.* (2007) nos deram importantes contribuições sobre o entendimento dos padrões de larga escala da circulação do GSAS. Estes trabalhos ressaltaram que além das feições de mesoescala normalmente observadas na região oceânica do sudeste Brasileiro, outra estrutura de maior dimensão espacial também faria parte deste cenário. Esta feição oceanográfica de larga escala seriam as células subtropicais de recirculação. No entanto, a configuração exata destas estruturas de recirculação, tal como mostrada no Capítulo 1, é objeto de controvérsia. Relembramos que alguns autores indicam a recirculação do GSAS como um padrão de única célula (Peterson & Stramma, 1991; Stramma & England, 1999), e outros clamam que este tenha um padrão do tipo dupla-célula (Tsuchiya, 1985; Reid, 1989; Mémery *et al.*, 2000; Vianna & Menezes, 2005). Nestes, a recirculação tem sentido anti-horário e estão localizadas em latitudes subtropicais adjacentes ao contorno oeste.

No Capítulo 2, a partir de climatologias, foi possível observar que existe um padrão médio para a recirculação interna do GSAS no seu contorno oeste que difere daqueles propostos na literatura: a CRN de caráter mais baroclínico e a CRS mais barotrópica. As Figuras 2.6 e 2.15 mostram os dois padrões médios obtidos com os dados do WOA 2009 e do AVISO, respectivamente. Evidências de estruturas de recirculação têm sido observadas nos oceanos: Uda & Hasunuma (1969) e Hasunuma & Yoshida (1978) no Pacífico Norte; Qiu & Chen (2004) no Pacífico Sul; Palastanga *et al.* (2006) no Oceano Índico; e Tsuchiya (1985) no Atlântico Norte. Contudo, medidas diretas destas feições são raras. E as que realizamos, mostradas no Capítulo 4, não nos permitem de forma clara discernir a estrutura de recirculação, por conta da grande variabilidade horizontal das feições presentes. No Capítulo 5, vimos que a maior parte da variabilidade vertical na região do Pré-sal da Bacia de Santos se concentra nos primeiros 600 m e, portanto, possui um caráter baroclínico.

Dentre as prováveis hipóteses que poderiam explicar dinamicamente a estrutura de recirculação e a sua manutenção no contorno oeste (forçamento mecânico pelo vento, forçamento termodinâmico, e forçamento governado pela coalescência vortical, por exemplo), nos dedicaremos ao papel do vento como indutor mecânico do processo de recirculação devido à variação meridional do rotacional da tensão do vento médio zonal. Considera-se que grande parte da variabilidade sub-inercial no oceano é devido ao forçamento pelo vento (Willebrand *et al.*, 1980; Moore, 1999).

Existe uma série de trabalhos clássicos que abordaram o tema circulação governada pelo vento. Um deles prescreve a recirculação interna do giro subtropical. Assim, propomos uma investigação da circulação do GSAS e da região da Bacia de Santos com base em um modelo analítico idealizado que considera o modo mais simples de estratificação do oceano, e o padrão médio zonal do vento de larga escala no Atlântico Sul.

7.2 Modelos Clássicos de Circulação de Larga Escala Governados pelo Vento

O modelo proposto por Munk (1950) foi uma evolução importante no conhecimento sobre a circulação geral dos oceanos, e suas feições de larga escala. Munk foi inspirado pelos esforços de Ekman no início do século XX sobre o papel do vento enquanto forçante de movimentos do oceano, e inspirado também pelos trabalhos de Sverdrup (1947) e por Stommel (1948) sobre os fundamentos da circulação de grande escala oceânica.

Sverdrup (1947) obteve uma relação para a vorticidade potencial na qual foi demonstrado que a circulação poderia ser estimada com base na injeção de vorticidade na superfície do oceano pela ação média integrada em escala de bacia do rotacional do vento. O efeito do rotacional gera variações na

componente de vorticidade de estiramento, que por sua vez induz achatamentos e estiramentos da coluna d'água, que se traduzem em movimentos. Sverdrup (1947) explicou de forma original a existência dos grandes giros oceânicos, mas não conseguiu explicar a intensificação das correntes de contorno de borda oeste dos oceanos.

Stommel (1948) retoma o problema de Sverdrup (1947) e sugere considerar o atrito do escoamento com o fundo oceânico numa abordagem barotrópica, o que resultou no surgimento de uma camada limite lateral no contorno oeste da bacia, e na intensificação da circulação nesta borda oeste. Compensações por divergências e convergências na camada de Ekman superficial, em função do sinal do rotacional do vento, definem o sentido dos movimentos a depender do hemisfério em que se encontre.

Munk (1950) deu um passo além ao sugerir que o atrito lateral no oceano real poderia ser mais relevante que o atrito de fundo. Além disso, as condições de não-escorregamento nas bordas do modelo ainda não haviam sido solucionadas por Stommel (1948). Munk (1950) aborda o problema analiticamente definindo 3 regiões distintas: I - uma camada limite lateral no contorno oeste, II - uma camada interior de caráter Sverdrupiano (ou seja, onde o balanço de Sverdrup é dominante), e III - uma camada limite leste de decaimento zonal. Este modelo foi formulado originalmente sob a suposição de oceano homogêneo (com densidade constante) onde o transporte de massa integrado de Sverdrup é variável dependente. O que permitiu em sua abordagem considerar a natureza baroclínica do oceano sem necessidade de especificar a distribuição vertical de densidade e de velocidade das correntes. O modelo foi utilizado para regionalmente atender as características de circulação presentes nos giros do hemisfério norte. Portanto, não adequado para aplicação imediata no contorno oeste do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Podemos sintetizar os resultados do modelo de Munk (1950) a partir da distribuição da função transporte de massa apresentada na Figura 7.1.

Munk (1950) calculou as isolinhas de função de transporte de massa (Figs. 7.1 e 7.2) a partir da equação de vorticidade integrada verticalmente, a qual relaciona a vorticidade planetária, o atrito lateral, e o rotacional da tensão de cisalhamento do vento (TCV) na superfície do oceano. Este balanço de momento angular explica a maioria das feições de larga escala observadas nos oceanos. Desta forma, ele concluiu que a circulação no oceano superior (da superfície até 1000 m) seria governada pela ação da TCV atuante na superfície do mar.

Figura 7.1 – Linhas de função transporte de massa obtidas para o Ocn. Pacífico Norte com base na média anual do vento zonal - e seu rotacional (painel esquerdo). Observe que os giros oceânicos refletem a mudança do sinal do rotacional do vento. Fonte: Munk (1950).

Figura 7.2 – Comportamento da função ondulatória $X(x)$ para a estrutura da função transporte de massa nos domínios I – camada limite oeste; II – Camada interior Sverdrupiana; e III – camada limite leste. Fonte: Munk (1950).

Entretanto, pelo caráter homogêneo e de construção (solução integrada) deste modelo as correntes não cisalham verticalmente, e possuem estrutura unidirecional coerente da superfície até o fundo. A adoção de um modelo homogêneo seria uma razoável primeira aproximação para estudar a recirculação na região da Corrente do Golfo, por exemplo. Esta corrente tem uma estrutura vertical que pode alcançar 3000 m de profundidade (Gordon & Greengrove, 1986). Este não é o caso do sistema de contorno oeste envolvendo a Corrente do Brasil e a Corrente de Contorno Intermediária na região da Bacia de Santos, que é essencialmente baroclínico com forte cisalhamento vertical (Silveira *et al.*, 2000a; 2008). Contudo, seu padrão a partir de 30° S passa a ter um caráter mais barotrópico, conforme observamos no Capítulo 2.

7.3 O Modelo QG de 1½ Camadas

Porque construir um modelo analítico para estudar a recirculação interna do GSAS e a circulação média de larga escala da CB na Bacia de Santos?

Com base nos capítulos anteriores, entendemos que ainda existem lacunas importantes no conhecimento dinâmico da circulação no contorno oeste do Atlântico Sul. A Bacia de Santos é uma região exploratória estratégica onde tanto a variabilidade vertical quanto os padrões horizontais de circulação das correntes possuem particular significado nos projetos de engenharia da indústria de Óleo & Gás. No entanto, vimos no Capítulo 1 que o jato da CB varia verticalmente à medida em que escoia para o sul. De 450 m na região de Cabo Frio em 23° S (Silveira *et al.*, 2008), a base do jato da CB passa a 500-700 m de profundidade no sul da Bacia de Santos (28° S), alcançando os 3000 m de coluna d'água na região da CBM em 38° S (Zemba, 1991). Também vimos nos Capítulos 3, 4 e 5 que o sinal da recirculação se altera verticalmente e zonalmente na medida que consideramos regiões mais boreais da Bacia de Santos.

Aqui, o modelo idealizado é a forma mais simples de considerar teoricamente o efeito da estratificação, sendo conhecido como 'equivalente barotrópico'. Portanto, o modelo é resolvido para a circulação oceânica na camada do oceano superior, que se superpõe a uma camada infinitamente profunda e em repouso. O modelo tem tampa rígida em superfície, e as diferenças de pressão são geradas pelo movimento da picnoclina teórica (Fig. 7.3).

Figura 7.3 – Esquema do Modelo QG de 1½ camadas para o GSAS, modo mais simples de estratificação do oceano. Painel esquerdo: a injeção de vorticidade na camada superior gera desvios da pincloclina teórica, em relação à sua profundidade de repouso, na interface entre a camada superior e a camada inferior. Painel direito: função de corrente no modo gravidade reduzida do ‘equivalente barotrópico’ no oceano superior.

O modelo de Munk (1950) descreve estruturas de recirculação da corrente de contorno oeste onde os parâmetros do modelo podem regionalmente concordar com as principais características geométricas do escoamento na bacia. Desta forma, o processo da recirculação da CB pode ser abordado de maneira idealizada. Assim, o modelo proposto é uma aproximação baseada na equação estacionária da vorticidade potencial QG de larga escala, adotando a configuração de 1½ camadas:

$$\beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{f_0}{H} W_E + A_H \nabla_H^4 \psi \quad , \quad (7.1)$$

onde ψ é a função de corrente geostrófica; f_0 é o parâmetro de Coriolis no centro do GSAS (em 30° S); H é a profundidade de repouso da camada

dinamicamente ativa; W_E é o termo que representa o bombeamento de Ekman; A_H é o coeficiente cinemático turbulento de atrito horizontal; e

$$\psi = \frac{g' \eta_p}{f_0} \quad (7.2)$$

representa a relação entre a função de corrente no modo gravidade reduzida, onde g' é a própria, e η_p o nível de anomalia da picnoclina. A equação (7.1) é resolvida para um domínio retangular – um ‘*box model*’ – cujos limites são:

$$\begin{aligned} x &= 0, L_1 \\ y &= 0, L_2 \end{aligned} \quad \text{onde } L_2 < L_1 \quad (7.3)$$

L_1 é a largura longitudinal do modelo em metros;

L_2 é a largura latitudinal do modelo em metros;

Sendo as condições de contorno de Munk (1950)

$$u, v = 0 \quad \text{em} \quad x = 0, L_1 \Rightarrow \frac{\partial \psi}{\partial y}, \frac{\partial \psi}{\partial x} = 0 \quad \text{e} \quad (7.4)$$

$$\frac{\partial u}{\partial y} = 0 \quad \text{em} \quad y = 0, L_2 \Rightarrow \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} = 0 \quad . \quad (7.5)$$

Com isto, obtemos as condições de não-escorregamento e não-gradiente de Munk (1950) onde $\psi = 0$ ao longo do contorno retangular oceânico do modelo.

7.4 Expressões do Modelo por Função de Corrente Geostrófica

Tal como mencionado previamente, a circulação dos giros oceânicos em Munk (1950) são representados por linhas de função transporte de massa (integrada verticalmente). Para o nosso modelo QG de 1½ camadas, desejamos representar a circulação através de linhas de função de corrente geostrófica. Basta, então, dividirmos (7.1) por $\rho_0 H$, devido à homogeneidade do oceano superior de Munk. Então, combinando (7.1) sob condições (7.4) e (7.5) e dividindo por $\rho_0 H$, nós obtemos como expressão resultante a equação do modelo linear QG de 1½ camadas (7.6) que será aplicada ao ‘box-model’.

$$\boxed{\psi = \frac{L_1}{\rho_0 \beta H} \chi_{(x)} \left(-\frac{\partial \tau^{(x)}}{\partial y} \right)} \quad (7.6)$$

onde $\chi_{(x)}$ é a função oscilatória, espacialmente amortecida com decaimento zonal;

$$\chi_{(x)} = \left(1 - \frac{Lw}{L_1}\right) \left(-2\sqrt{3} e^{\left(-\frac{x}{2Lw}\right)} \cos\left(\frac{\sqrt{3}}{2} \frac{x}{Lw} - \frac{\pi}{6}\right) + 1\right) + \left(-\frac{Lw}{L_1} \left(\frac{x}{Lw} - e^{\left(-\frac{L_1-x}{Lw}\right)}\right)\right) \quad (7.7)$$

A relação (7.7) representa as três regiões distintas do giro subtropical oceânico de Munk (1950), mostradas na Figura 7.1. A camada limite oeste L_W (ou camada de Munk) será definida adiante na subseção Parâmetros de Estrutura do Modelo. Alternativamente, uma relação pode ser obtida entre a função de corrente e o bombeamento de Ekman a partir das relações (7.6) e

$$W_E = -\frac{1}{\rho_0 f_0} \frac{\partial \tau^{(x)}}{\partial y} \quad . \quad (7.8)$$

Ou seja, substituindo W_E em (7.6), obtemos

$$\psi = \frac{f_0 L_1}{\beta H} \chi_{(x)} W_E \quad . \quad (7.9)$$

Parâmetros de Estrutura do Modelo

Para implementarmos o modelo proposto é necessário definirmos os seus parâmetros estruturais.

L_1 e L_2 serão definidos de acordo com a extensão longitudinal do ‘box-model’ no Atlântico Sul, e que esteja suficientemente distante dos continentes.

A extensão latitudinal será dependente do sinal positivo da média meridional do rotacional da tensão do vento médio zonal em escala de bacia (que caracteriza a circulação do giro subtropical no hemisfério sul). Os limites de L_1 (largura longitudinal do modelo em metros) serão de 044° W a 012° E. Os limites máximos de L_2 (largura latitudinal do modelo em metros) estarão entre 10° S e

50° S; estes limites latitudinais irão variar dependendo das mudanças meridionais do rotacional da tensão do vento sobre o Atlântico Sul. Assim, os limites zonais são fixos, e os limites meridionais são condicionados pelos ‘zeros’ do sinal do rotacional da tensão do vento.

Ao adotarmos como latitude central 30° S, β é calculado como $1,97 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. O parâmetro de Coriolis calculado é $-7,29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. A gravidade reduzida (g') usada é $0,02 \text{ m s}^{-2}$.

O parâmetro coeficiente de atrito horizontal (A_H) deve ser obtido em função das características regionais da Bacia de Santos. De acordo com Pedlosky (1989), A_H pode variar entre 10 e $10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ para movimentos oceânicos. Considerando a relação entre a largura do jato da corrente de contorno oeste (LCB) e a largura da camada limite oeste de Munk (L_W), obtemos

$$LCB = 2 \frac{\pi}{\sqrt{3}} L_W \quad (7.10)$$

onde,

$$L_W = \sqrt[3]{\frac{A_H}{\beta}} \quad (7.11)$$

No Capítulo 4, encontramos que o jato da CB possui largura média de $128,75 \pm 51 \text{ km}$. Adotamos **120 km**. Usamos as equações (7.10) e (7.11) e obtemos $714 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ para A_H . A L_W resultante foi de $33,08 \text{ km}$. Portanto, a largura do jato da CB é 3,63 vezes maior que a largura da camada limite oeste de Munk. Por

fim, para a profundidade de repouso da piconclina (H), vamos considerá-la como a base do jato da CB observada na Bacia de Santos, que varia entre 500-700 m de profundidade (extensão vertical média de $537,5 \pm 111$ m). Adotamos **600 m**.

7.5 Forçamento do Modelo

Neste ponto, (7.6) é aplicada usando valores idealizados do rotacional da tensão do vento. O objetivo é verificarmos se as condições de não-escorregamento (7.4) e não-gradiente (7.5) foram satisfeitas pela relação obtida em (7.6). A tensão do vento idealizada é calculada por

$$\tau^{(x)} = -\tau_0 \cos\left(\frac{\pi y}{L_2}\right), \quad (7.12)$$

onde $\tau_0 = 0,1$ Pa e y é a dimensão latitudinal do gride para L_2 variando entre $10-50^\circ$ S. Os perfis da tensão do vento e de seu rotacional podem ser observados na Figura 7.4.

Figura 7.4 – Perfis médios meridionais teóricos para calibração do modelo QG de 1½ camadas.

Da Figura 7.4 se pode observar que os perfis idealizados representam adequadamente os ventos alísios de SE (valores negativos) e os ventos de oeste (valores positivos) sobre o Atlântico Sul. Com base neste sinal do rotacional da tensão do vento e nos parâmetros de estrutura do modelo prescritos na seção anterior, o seguinte padrão idealizado de função de corrente geostrófica para o GSAS foi obtido (Figura 7.5).

O modelo reproduz as características importantes de larga escala da circulação do GSAS, gerada exclusivamente pela ação do forçante vento segundo a Teoria de Ekman e o modelo de Munk (1950). A Figura 7.5 mostra que as isolinhas de ψ não extrapolam o domínio do 'box-model' obedecendo as condições de não-escorregamento e não-gradiente. Mais ainda, a intensificação de borda oeste pode ser vista juntamente com a inflexão da contracorrente subtropical e com a estrutura (vórtice elíptico) de recirculação

interna do GSAS, qualitativamente semelhante ao padrão da CRN e CRS. O sinal do rotacional da tensão do vento é positivo e gerou adequadamente o sentido anti-horário de circulação do GSAS. O giro possui uma simetria simples devido ao forçamento idealizado do vento médio zonal e das restrições do 'box-model'. O transporte de volume integrado na latitude média (central) do modelo calculado para o jato da CB foi **-21 Sv** ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

Figura 7.5 – Campo de Função de Corrente para o Giro Subtropical do Atlântico Sul, com base em (7.12) de vento idealizado para calibração do modelo Q.G de 1½ camadas. Valores em $[\text{m}^2 \text{ s}^{-1}]$.

Por outro lado, observamos que o modelo por trabalhar com uma espessura de camada (profundidade de repouso da piconclina) constante, poderá apresentar valores de transportes da CB ao norte e ao sul da latitude central do domínio em 30° S que não corresponderão à realidade observacional. Uma vez que a CB é mais rasa na porção boreal do GSAS e bem mais profunda nos limites austrais do mesmo. Vale lembrar que consideramos a profundidade de repouso da piconclina teórica como a base do jato da CB. A base da piconclina permanente está na interface entre águas intermediárias e profundas. No entanto, esses limites variam regionalmente, pela ação do vento e de efeitos do

gradiente topográfico. Nosso enfoque com este modelo, portanto, está restrito ao nível da CB.

Portanto, com estas restrições em mente, o modelo pode ser considerado calibrado e pronto para ser forçado por dados reais de vento ou por conjuntos climatológicos da tensão do vento sobre o Atlântico Sul, obtidos por observação direta ou por conjuntos de reanálises derivados de modelagem numérica.

Figura 7.6 – Perfis zonais dos jatos da CB e sua recirculação contracorrente na latitude central do ‘box-model’. Painel esquerdo mostra a extensão longitudinal. Painel direito mostra a extensão zonal escalada pela largura da camada limite oeste, L_w .

Neste capítulo tivemos como objetivo desenvolver um modelo analítico, idealizado regionalmente, para investigar o papel do forçamento mecânico do vento e auxiliar no entendimento dos padrões sazonais médios de circulação do GSAS, com foco em seu contorno oeste na Bacia de Santos. Uma vez calibrado, reproduziremos os padrões de circulação do GSAS para o vento climatológico sazonal, segundo oito diferentes conjuntos de Tensões de Cisalhamento de Vento (TCV) apresentados no Capítulo 8 a seguir.

8. A Recirculação Interna do Giro Subtropical do Atlântico Sul Obtida por 8 Diferentes Conjuntos de Tensão do Vento

Examinaremos neste capítulo as reproduções da circulação oceânica do Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS), com foco na sua recirculação interna que ocorre junto à sua borda oeste em latitudes subtropicais. Em particular, buscamos responder se o padrão em dupla-célula do GSAS pode ser explicado pelo forçamento do vento em grande escala.

Os campos de função de corrente geostrófica representando o GSAS serão obtidos pelo modelo teórico de circulação oceânica de larga escala de Munk (1950), adaptado para a configuração de $1\frac{1}{2}$ camadas. Serão utilizados oito diferentes conjuntos de Tensões de Cisalhamento de Vento (TCV): Hellerman-Rosestein-1983; NCEP; ERA-40; ERA-Interim; COADS; QuickScat; JRA-25; e GFS. Estes conjuntos de TCV são usados no modelo analítico linear tipo ‘*box-model*’, apresentado no Capítulo 7, capaz de reproduzir as características de circulação do GSAS de forma simplificada. O modelo é QG e forçado com base em dados médios climatológicos sazonais com o propósito de verificarmos as eventuais diferenças nos cenários sazonais reproduzidos do GSAS.

8.1 Limitações desta Abordagem

No Capítulo 7 introduzimos o nosso modelo QG de $1\frac{1}{2}$ camadas, também conhecido como ‘equivalente barotrópico do oceano’. Ressaltamos que o mesmo considera um valor constante para a profundidade de repouso da picnoclina, o que na realidade não deve estar de acordo com o cenário observacional, uma vez que a mesma varia geograficamente em função da ação do vento e de efeitos do gradiente topográfico. Além disso, nos capítulos anteriores mostramos que a recirculação interna do GSAS se apresenta bipartida em duas células, sendo a CRN de caráter mais baroclínico e a CRS de caráter mais barotrópico. O modelo, portanto, não deve conseguir representar

bem essa característica para toda extensão da recirculação já que trata a camada do oceano superior de forma homogênea com espessura constante. Por outro lado, sendo regionalmente idealizado, poderemos definir esta profundidade de repouso da camada ativa de acordo com as observações realizadas na Bacia de Santos. Outro aspecto é que mantendo a espessura da piconclina constante, isolamos apenas os efeitos do vento sobre a circulação. Além disso, outro aspecto a considerar é inerente à constituição dos dados climatológicos.

O uso da Tensão de Cisalhamento do Vento (TCV) é recorrente nos estudos de circulação oceânica, pois ela computa a transmissão de *momentum* da atmosfera para a superfície do oceano e permite estimar o transporte no oceano superior através da relação de Sverdrup. Existem diferentes climatologias da TCV hoje disponíveis. Estes conjuntos climatológicos foram gerados a partir de análises estatísticas aplicadas a fontes de dados diversas. Dados estes obtidos tanto por medições diretas (e estimativas observacionais), quanto àqueles originados pela assimilação destes dados em modelos numéricos atmosféricos operacionais, ou ainda derivados de re-análises.

Apesar do fácil acesso e uso destas climatologias, cada conjunto guarda limitações e erros sistemáticos de acurácia inerentes ao processo de geração. De acordo com Townsed *et al.* (2000), os dados observacionais são esparsos, conferindo problemas de cobertura espacial/temporal. As estimativas da velocidade do vento em navios de oportunidade, ou derivadas da aplicação da escala Beaufort, também agregam erros observacionais. Já os conjuntos obtidos a partir de modelos atmosféricos operacionais são dependentes da escolha do coeficiente de arrasto (C) (Yelland & Taylor, 1996), além de também estarem sujeitos aos erros de observação uma vez que assimilam os dados observados. Os dados de modelos operacionais, por sua vez, também apresentam imprecisões devido à indisponibilidade em tempo-real dos dados a serem assimilados, bem como às inconsistências temporais devido a

modificações nas rotinas dos modelos, nos esquemas de assimilação e nas técnicas de análise dos dados (Upalla *et al.*, 2005).

Estes erros, imprecisões e inconsistências foram bastante mitigados a partir do desenvolvimento de conjuntos climatológicos originados da re-análise sistemática das bases de dados históricos existentes. Estas re-análises incorporaram melhorias nos modelos e nos sistemas de assimilação. Porém, o resultado final destes ‘*outputs*’ ainda é fortemente dependente de fatores, tais como: a física do modelo, a resolução do gride, os métodos de assimilação empregados e a promediação de dados esparsos (Townsend *et al.*, 2000). Estas características das bases de re-análise ainda não foram plenamente sanadas, e possuem influência sobre os resultados climatológicos gerados. Embora os dados de re-análise apresentem como vantagem o fato do erro característico ter menor variabilidade (Agarwal *et al.*, 2007).

Desta forma, considerando as limitações do modelo e essas peculiaridades intrínsecas nas climatologias de TCV, adotamos algumas delas em um experimento de circulação oceânica, com foco no processo de recirculação interna do GSAS. Buscamos verificar se suas feições de recirculação subtropicais podem ser explicadas, em primeira ordem, por forçante mecânica, sob a ação do atrito viscoso na camada limite oeste, a partir da variação meridional do rotacional médio zonal da TCV em escala de bacia oceânica (Munk, 1950).

Neste capítulo propomos avaliar se a recirculação interna do GSAS apresenta diferenças significativas, quando obtida a partir de diferentes climatologias de TCV. Especificamente, questiona-se: Como seriam os padrões de recirculação do GSAS quando a circulação oceânica é forçada por conjuntos diferentes de TCV? Haveria influência sazonal significativa dentre os diferentes conjuntos da

TCV que pudesse alterar a recirculação interna do GSAS? E, por fim, há algum reflexo sobre os valores de transporte da Corrente do Brasil (CB)?

8.2 Procedimentos Metodológicos

Oito diferentes conjuntos climatológicos de TCV (Hellerman-Rosestein-1983; NCEP; ERA-40; ERA-Interim; COADS; Quikscat; JRA-25; e GFS) são utilizados como forçante do modelo linear analítico de circulação oceânica quase-geostrófico (QG) de 1½ camadas (ver Capítulo 7). Este é um modelo do tipo ‘*box-model*’ para a reprodução idealizada da circulação do GSAS de acordo com o modelo teórico de Munk (1950).

Estes conjuntos de TCV são constituídos por diferentes fontes de dados, onde a extensão temporal da série, sua resolução em grade, e origem são descritas na próxima seção. Pressupõem-se que o uso de um modelo linear permita observar as feições dinâmicas de larga escala de $O(1)$ do GSAS. Isto significa que esta abordagem pode ser capaz de verificar o desempenho das soluções lineares de circulação oceânica, geradas com base no forçamento mecânico destes conjuntos de TCV.

Vale lembrar, novamente, que a circulação oceânica de grande escala do oceano superior é aqui reproduzida de forma simplificada e aproximada. Não há cisalhamento vertical do escoamento. Esta característica deve ser considerada com cautela na avaliação dos resultados na região da CB e da CRN na Baía de Santos.

Rotacional da TCV e Transporte da CB

Os oito conjuntos de TCV para os mesmos limites sobre o Atlântico Sul do Capítulo 7 foram organizados em médias mensais, sazonais e anuais. A partir destes dados, foram calculados os valores do rotacional médio meridional do vento zonal com base em (8.1) considerando para a análise dos resultados a região em que seu sinal for positivo, o que caracteriza a circulação anti-horária do GSAS.

$$\overline{Rot}_{(y)} = -\frac{\overline{\partial \tau^{(x)}}}{\partial y} \quad (8.1)$$

onde $\overline{\tau^{(x)}}$ é a tensão do vento médio zonal, de cada conjunto climatológico.

Com base na relação funcional entre as componentes de velocidade e a função de corrente geostrófica gerada pelo modelo QG, obtemos os valores de transporte da CB em Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) na latitude média central do GSAS, a partir de (8.2).

$$T_{CB} = H \int_{l=1}^{l=L_{CB}} v dx \quad (8.2)$$

onde L_{CB} é a largura zonal do jato da CB, considerado 120 km; H é a profundidade de repouso da picnoclina; e v é a componente meridional de velocidade da CB.

8.3 Climatologias de Tensões de Vento

Tradicionalmente, a forma de se computar os ciclos sazonais climatológicos é efetuada com base em médias aritméticas de longo termo para cada um dos doze meses do ano, usando a extensão máxima temporal dos dados disponíveis de cada mês. Quanto mais longas as séries temporais dos conjuntos de vento, melhor representados são os ciclos sazonais resultantes, pois se aumenta a probabilidade de se computar eventos típicos e atípicos, além de minimizar os erros e inconsistências de amostragem. De acordo com Risien & Chelton (2008), à medida que se reduz a extensão temporal para a realização das médias de longo termo dos ciclos sazonais, aumenta a susceptibilidade dos resultados aos valores espúrios oriundos tanto da amostragem quanto das medições, devido às condições geofísicas anômalas durante determinado período, seja um mês, ou um ou mais anos. Erros de amostragem, neste aspecto, são cruciais quando não existe regularidade espacial e temporal.

Com estas considerações em mente, apresentamos uma descrição sumária das oito diferentes climatologias usadas neste experimento.

Hellerman & Rosestein (1983)

A climatologia de Hellerman & Rosestein (1983) – ou HR-1983 – possui cobertura global com 2° x 2° de resolução, referenciada a 10 metros da superfície do mar, com base no conjunto de dados TDF-11 que compreende 106 anos de dados organizados em médias mensais. Esta climatologia foi o produto de árduo reprocessamento de mais de 35 milhões de observações diretas sobre os oceanos entre 1870 e 1976 originadas das Cartas Piloto Hidrográficas da Marinha dos EUA (*U.S Navy Hydrographic Office Pilot Charts*) e das observações colecionadas pelo *National Climatic Center* dos EUA. Estas observações deram origem ao conjunto TDF-11, reprocessado no HR-1983.

NCEP/NCAR - NOAA

Produto de re-análise global descrito em Kalnay *et al.* (1996) e revisado por Kanamitsu *et al.* (2002), este conjunto de dados possui cobertura global com $1,9^\circ \times 1,8^\circ$ de resolução, referenciada a 10 metros da superfície do mar. Resultado de um intenso esforço de compilação de dados observados a partir de diferentes fontes (navio, satélites, estações terrestres, etc..), os dados foram organizados em médias mensais a partir de rodadas operacionais de curto-prazo (*nowcasts*). Depois foram assimilados (método 3-D Var) em modelo computacional atmosférico, produzindo uma série de cerca de 40 anos (1957 a 1996). Um subconjunto destes dados foi disponibilizado em médias mensais de longo termo, a partir de 1968 se estendendo até os dias atuais (primeira re-análise). Estas médias de longo termo foram utilizadas no presente trabalho. Estes dados possuem a vantagem de não serem afetados por mudanças no modelo operacional atmosférico ou pelas técnicas de assimilação (Townsend *et al.*, 2000).

ERA-40 - ECMWF

Produto de re-análise global descrito em Upalla *et al.* (2005) pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), este conjunto de dados possui cobertura global com $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de resolução, referenciada a 10 metros da superfície do mar. É resultado da 2ª geração de re-análise no período de 1957 a 2002 (45 anos de dados), compilando séries de dados observados a partir de diferentes fontes (navio, bóias, aviões, plataformas, satélites, estações terrestres, etc..), além de assimilações 3-D Var em modelo atmosférico operacional e da base do NCEP/NCAR. Os dados foram organizados em médias mensais. Estes dados também possuem a vantagem de não serem afetados por mudanças no modelo operacional atmosférico ou pelas técnicas de assimilação. Um subconjunto desta base, o ERA-Interim, foi gerado incorporando aperfeiçoamentos.

ERA-Interim - ECMWF

Produto de re-análise global do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), este conjunto de dados possui cobertura global com $1,5^\circ \times 1,5^\circ$ de resolução, referenciada a 10 metros da superfície do mar. Compreende um subconjunto do ERA-40 a partir de 1989, que possui maior quantidade de dados, combinado com dados de previsão de modelos (*forecast*) e medições em tempo real até os dias de hoje (Berrisford *et al.*, 2009), perfazendo 20 anos de extensão temporal. Vários melhoramentos foram introduzidos tais como método de assimilação 4-D Var, correção de *bias* variacional nos dados de satélite, além de melhorias nos modelos e na manipulação dos dados. Os dados foram organizados em médias mensais de médias diárias (que foram obtidas a partir das médias entre os dados dos 4 horários sinópticos e os dados de previsão modelados). Estes dados também possuem a vantagem de não serem afetados por mudanças no modelo operacional atmosférico ou pelas técnicas de assimilação.

COADS

A base COADS (*Comprehensive Ocean-Atmosphere Data*) foi desenvolvida com base em uma nova Escala Beufort equivalente para as estimativas de velocidade de vento, principalmente observações estimadas a partir de navios de oportunidade (da Silva *et al.*, 1994). Foram obtidos os valores médios mensais para um período entre 1945-89 (44 anos de dados), com resolução quase global (excluindo a Antártica) de $2^\circ \times 2^\circ$. O COADS apresenta muitas lacunas no Atlântico Sul, principalmente a partir de 40°S .

QUICKSCAT – JPL-NASA-PODAAC

Os dados destes sensores (radares escaterômetros) vêm sendo obtidos regularmente desde 1991. Juntamente com os sensores embarcados nos satélites ERS-1, ERS-2 e NSCAT, podem ser combinados para produzir campos médios gridados. No entanto, o conjunto aqui utilizado é unicamente derivado do QuikSCAT *Mean Wind Fields* (MWF) distribuído pelo CERSAT

(*Centre ERS d'Archivage et de Traitement*), remontando julho de 1999 até os dias atuais (10 anos de dados). O preenchimento de falhas e a obtenção dos campos sinópticos médios a partir de observações discretas (JPL/PO.DAAC L2B product) para cada período de tempo, foi realizado a partir de interpolação estatística objetiva (CERSAT, 2002). O erro médio associado também foi estimado e computado, sendo fornecido de forma complementar. Os campos gerados são medidas de tensão do vento referenciada a 10 m com cobertura praticamente global (90%) e resolução de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Os dados foram organizados em médias mensais e redimensionados para uma resolução de $1,5^\circ \times 1,5^\circ$.

JRA-25 – JMA-CRIEPI

Produto de re-análise global atmosférica do sistema de previsão e assimilação numérica em tempo real do JMA (*Japan Meteorological Agency Climate Data Assimilation System – JCDAS*). Descrita em Onogi *et al.* (2007), este conjunto de dados possui cobertura global com $1,2^\circ \times 1,2^\circ$ de resolução, referenciada a 10 metros da superfície do mar. Cobre um período de 26 anos de dados (1979 a 2004). A re-análise utilizou séries de dados observados além de assimilações com método 3-D Var em modelo atmosférico operacional. Os valores de TCV foram calculados com base no coeficiente de arrasto (C) de Yelland & Taylor (1996), para uma densidade do ar de $1,3 \text{ kg m}^{-3}$. Os dados foram organizados em médias mensais. Estes dados também possuem a vantagem de não serem afetados por mudanças no modelo operacional atmosférico ou pelas técnicas de assimilação.

GFS - NOAA

Estes dados são oriundos do modelo atmosférico do NCEP *Ensemble Global Forecast System*, usado para forçar o modelo global/ regional de previsão de ondas WAVEWATCH III. Portanto, trata-se de uma base obtida a partir de modelo atmosférico operacional. Os valores de TCV foram calculados com base no coeficiente de arrasto (C) de Yelland & Taylor (1996), para uma

densidade do ar de $1,3 \text{ kg m}^{-3}$. Os campos gerados são medidas de tensão do vento referenciada a 10 m com cobertura praticamente global e resolução de $1,25^\circ \times 1,25^\circ$. Os dados foram organizados em médias mensais cobrindo um período de 12 anos (de 1997 a 2009).

Conforme podemos perceber, resumidas na Tabela 8.1 a seguir, os conjuntos de TCV obtidos por observação, modelagens operacionais, ou re-análise, compreendem resolução espaço-temporal e origens distintas. Nas próximas seções, faremos o confronto dos valores médios do rotacional da TCV calculados com base nestas climatologias, bem como os resultados gerados para a circulação oceânica do GSAS, e de sua recirculação interna.

Tabela 8.1 – Resumo das climatologias de TCV

Climatologia TCV	Extensão Temporal [anos]	Resolução [graus]	Cobertura Espacial	Origem	OBS
HR-1983	1870-1976 [106]	$2^\circ \times 2^\circ$	Global	Cartas Piloto, Observações	dados TDF-11
NCEP-NCAR / NOAA	1968-2009 [41]	$1,9^\circ \times 1,8^\circ$	Global	Reanálise	1a reanálise, médias de longo termo
ERA-40 / ECMWF	1957-2002 [45]	$2,5^\circ \times 2,5^\circ$	Global	Reanálise	2a reanálise
ERA-Interim / ECMWF	1989-2009 [20]	$1,5^\circ \times 1,5^\circ$	Global	Reanálise	subconjunto do ERA-40
COADS	1945-1989 [44]	$2^\circ \times 2^\circ$	Quase-Global	Observações, Nova Escala Beaufort	Navios de oportunidade
QuikSCAT / JPL-NASA- PODAAC	1999-2009 [10]	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	Quase-Global	Observações Remotas	Radar Escaterômetro
JRA-25 /JMA- CRIEPI	1979-2004 [26]	$1,2^\circ \times 1,2^\circ$	Global	Reanálise	(C) p/ Dens. ar $1,3 \text{ kg m}^{-3}$
GFS	1997-2009 [12]	$1,25^\circ \times 1,25^\circ$	Global	Modelo atm do Wavewatch-III	forçado pela base NCEP, (C) p/ Dens. ar $1,3 \text{ kg m}^{-3}$

8.4 Resultados Médios Anuais

Campos de TCV Anuais

Figura 8.1 – Campos de TCV em [Pa]. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS.

Perfis Anuais Meridionais do Rotacional do Vento Médio Zonal

Figura 8.2 – Perfis meridionais anuais da TCV em $[\text{Pa ou } \text{N m}^{-2}]$ e do rotacional do vento médio zonal em $[\text{Pa m}^{-1} \text{ ou } \text{N m}^{-3}]$. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS.

Padrões Médios Anuais de Recirculação do GSAS

Figura 8.3 – Padrões de recirculação médios anuais do GSAS em $[\text{m}^2 \text{s}^{-1}]$. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS.

8.5 Resultados Médios de Verão

Campos de TCV de Verão

Figura 8.4 – Campos de TCV em [Pa]. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS.

Perfis Meridionais de Verão do Rotacional do Vento Médio Zonal

Figura 8.5 – Perfis meridionais de verão da TCV em [Pa ou N m⁻²] e do rotacional do vento médio zonal em [Pa m⁻¹ ou N m⁻³]. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS.

Padrões Médios de Verão de Recirculação do GSAS

Figura 8.6 – Padrões de recirculação médios de verão do GSAS em $[\text{m}^2 \text{s}^{-1}]$. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS.

8.6 Resultados Médios de Outono

Campos de TCV de Outono

Figura 8.7 – Campos de TCV em [Pa]. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS.

Perfis Meridionais de Outono do Rotacional do Vento Médio Zonal

Figura 8.8 – Perfis meridionais de outono da TCV em $[\text{Pa ou N m}^{-2}]$ e do rotacional do vento médio zonal em $[\text{Pa m}^{-1} \text{ ou N m}^{-3}]$. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS.

Padrões Médios de Outono de Recirculação do GSAS

Figura 8.9 – Padrões de recirculação médios de outono do GSAS em $[m^2 s^{-1}]$. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS.

8.7 Resultados Médios de Inverno

Campos de TCV de Inverno

Figura 8.10 – Campos de TCV em [Pa]. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS.

Perfis Meridionais de Inverno do Rotacional do Vento Médio Zonal

Figura 8.11 – Perfis meridionais de inverno da TCV em $[\text{Pa ou } \text{N m}^{-2}]$ e do rotacional do vento médio zonal em $[\text{Pa m}^{-1} \text{ ou } \text{N m}^{-3}]$. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS.

Padrões Médios de Inverno de Recirculação do GSAS

Figura 8.12 – Padrões de recirculação médios de inverno do GSAS em $[\text{m}^2 \text{ s}^{-1}]$. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS.

8.8 Resultados Médios de Primavera

Campos de TCV de Primavera

Figura 8.13 – Campos de TCV em [Pa]. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS.

Perfis Meridionais de Primavera do Rotacional do Vento Médio Zonal

Figura 8.14 – Perfis meridionais de Primavera da TCV em $[\text{Pa ou N m}^{-2}]$ e do rotacional do vento médio zonal em $[\text{Pa m}^{-1} \text{ ou N m}^{-3}]$. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS.

Padrões Médios de Primavera de Recirculação do GSAS

Figura 8.15 – Padrões de recirculação médios de Primavera do GSAS em $[m^2 s^{-1}]$. Painéis superiores, da esquerda para direita: HR-1983, NCEP, ERA-40, e ERA-Interim. Painéis inferiores da esquerda para direita: COADS, QuikSCAT, JRA-25 e GFS.

8.9 Diferenças e Similaridades nos Campos de ψ

Os campos de ψ obtidos reproduziram as principais características do GSAS: sua circulação anti-horária, a intensificação de borda oeste, e a recirculação interna do GSAS junto ao contorno oeste em latitudes subtropicais. Neste aspecto, chamam atenção as diferentes representações desta estrutura. Conforme apontado anteriormente, as feições de recirculação interna do GSAS modeladas são simples e simétricas, por causa da simplicidade do ‘box-model’ e também devido a aproximação do forçamento do modelo com vento médio zonal. Apesar desse efeito da simplificação, um exame mais atento, revela que a geometria e a posição das estruturas de recirculação interna geradas são distintas e condicionadas às variações meridionais do perfil médio sazonal do rotacional da TCV, fato também observado por Matano (1993) em experimento similar para a região da CBM. Além disso, a reprodução da recirculação é dependente das características do conjunto climatológico utilizado. Padrões do tipo ‘dupla-célula’ e também do tipo ‘única-célula’ foram gerados. Portanto, o forçamento mecânico do vento em larga escala é capaz de bi-partir a recirculação interna do GSAS. Adicionalmente, deve-se ter em mente que o operador rotacional age como um filtro passa-alta espacial, o que amplifica qualquer erro, inconsistência ou carência de amostragem nas climatologias de TCV (Risien & Chelton, 2008), e que depende do número de pontos envolvidos para o cálculo. Por exemplo, fica bastante evidente que a carência de dados na base COADS a partir de 40° S (Figuras 8.1, 8.7, 8.10 e 8.13 – primeiro painel inferior esquerdo) gerou uma inversão no perfil médio de seu rotacional, e teve reflexos sobre o campo de ψ gerado.

Por outro lado, as nuances entre os diferentes conjuntos de TCV (resolução temporal, espacial, origem dos dados, etc..) explicam também as similaridades de O(1) dentre os diferentes padrões obtidos para a recirculação interna do GSAS. Pode-se observar que de maneira geral existem flutuações na geometria da recirculação interna do GSAS, traduzidas por intensificações e remissões nos campos de ψ . E ainda, que a recirculação se desloca

meridionalmente, entre 30-40° S de acordo com a sazonalidade do campo de vento atuando na bacia do Atlântico Sul, o que confere com Matano *et al.* (1993) e Garzoli & Giuvili, (1994): No verão, a circulação do GSAS fortalecida em 40° S; e no inverno, a circulação enfraquecida nesta latitude, porém fortalecida em 30° S. De tal forma, as respectivas recirculações internas. A seguir, veremos como esses aspectos influenciam as estimativas do transporte da CB na latitude de 30° S.

8.10 Estimativas da Sazonalidade do Transporte da CB em 30° S

Apesar do alto grau de idealização do modelo QG que aplicamos nesse estudo, é interessante verificarmos como os valores de transporte da CB são afetados pela variação da recirculação interna do GSAS, devida unicamente pela ação mecânica do vento. Consideramos esta avaliação inter-sazonal na latitude central do modelo (30° S), para as diferentes fontes de dados climatológicos da TCV. A Tabela 8.2 a seguir mostra um resumo dos cálculos efetuados a partir de (8.2).

Tabela 8.2 – Resumo dos transportes estimados da CB em Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) em 30° S para diferentes climatologias de TCV

Estação/Climatologias	HR-1983	NCEP	ERA-40	ERA-Interim	COADS	QuikSCAT	JRA-25	GFS
Anual	-18,80	-15,10	-14,80	-15,80	-7,20	-12,50	-8,70	-9,30
Verão	-12,40	-11,75	-11,35	-10,45	-6,25	-7,05	-8,55	-7,55
Outono	-15,90	-13,05	-12,80	-13,70	-5,85	-11,15	-8,15	-9,00
Inverno	-30,50	-21,15	-21,60	-24,40	-8,85	-19,25	-9,05	-10,20
Primavera	-18,25	-15,20	-14,45	-15,40	-8,25	-12,45	-9,50	-10,05

Os resultados ilustram as flutuações do transporte da CB em 30° S, e como as estimativas variam em função do conjunto de TCV considerado (Figs. 8.16 e 8.17). Aqui, vale lembrar dois aspectos: 1) que o modelo utilizado neste trabalho é equivalente barotrópico. Ou seja, considera o escoamento na camada superficial homogênea, sem cisalhamento vertical e com espessura do oceano superior constante; e 2) a relação de causa & efeito devido à inércia que possui o oceano em responder à variabilidade do campo do rotacional do vento, na interação atmosfera-oceano em escala de bacia. E que, neste experimento idealizado foi subjugada.

Os valores de transporte obtidos para algumas climatologias no contexto deste experimento são relativamente altos, conforme já havíamos adiantado no Capítulo 7, quando comparados com a literatura (Silveira *et al.*, 2000a; Silveira *et al.*, 2008). Contudo, observa-se que a sazonalidade nos valores de transporte da CB em 30° S ocorre consoante às variações na recirculação interna do GSAS nesta latitude. O inverno (verão) é a estação que apresenta os maiores (menores) valores relativos de transporte da CB em 30° S, pois a recirculação recebe influência do pico do rotacional da TCV nesta latitude neste período. Este aspecto contrasta com a literatura, onde é afirmado que a CB enfraquece no inverno, e está mais forte no verão (Matano *et al.*, 1993; Matano, 1993; Lumpkin & Garzoli, 2011). Porém, esta consideração da literatura não leva em conta a partição da recirculação interna do GSAS em dupla célula, e que nesses períodos extremos (inverno-verão), quando a CRS enfraquece, a CRN se fortalece, e vice-versa. Conforme constatamos no Capítulo 2 nos mapas sazonais do WOA 2009 e do AVISO.

Outro aspecto relevante é que percebemos que as representações do GSAS neste modelo idealizado, forçado com dados reais, está deslocado meridionalmente para sul cerca de 5-7° quando comparamos com o cenário observacional do Capítulo 2, pois não há outros escoamentos importantes como o escoamento da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) pela Passagem de Drake, que acarretará na CM, e o vazamento das Agulhas (Matano, 1993).

Desta forma, a posição correta desta variabilidade no transporte da CB ocorreria mais ao norte de 30° S, entre 23-25° S na Bacia de Santos.

Figura 8.16 – Variações sazonais no transporte da CB em Sv, para cada conjunto de TCV, na latitude média do domínio do modelo em 30° S.

De forma geral observamos dois grupos no tocante à magnitude dos transportes estimados. O primeiro grupo – COADS, GFS e JRA-25 – apresentou valores relativamente mais próximos da magnitude presente na literatura (Silveira *et al.*, 2000a), e sem grande variação sazonal em 30° S. O

outro grupo – NCEP, ERA-40, ERA-Interim, QuikSCAT e HR-1983 – apresentou valores relativamente mais altos e sazonalidade bem marcante.

A despeito das já apresentadas distintas características de origem das climatologias nas Seções 8.1 e 8.3, como explicar as diferenças inter-sazonais na reprodução do GSAS?

Em primeiro lugar, recordemos os esforços de Matano *et al.* (1993) e outros na caracterização da variação da posição da CBM em função da variação do transporte da CB e seu descolamento da costa. Fato este que os autores constataram estar vinculado a períodos de intensificação e enfraquecimento dos campos de vento no Atlântico Sul. No entanto, conforme ressaltamos, o fato de haver a bi-partição da recirculação interna do GSAS não foi considerado.

No que tange às TCVs, Monahan (2008) menciona um aspecto que pode ajudar nosso entendimento. O autor afirma que a TCV é uma grandeza de comportamento altamente não-Gaussiano. Isto ocorre devido a relação não linear existente entre o vento oceânico e a TCV. Segundo o mesmo, a tensão do vento é caracterizada por estar sujeita a uma grande probabilidade (ou incidência) de eventos extremos quando comparada com uma variável com distribuição Gaussiana padrão, de mesma variância que a TCV. Além disso, seu caráter não-estacionário associado com o ciclo sazonal reforçaria suas diferenças inter-sazonais. Outro aspecto importante é levantado por Risien & Chelton (2008). Os autores apontam que todas as climatologias de TCV são limitadas em sua representatividade, pelo fato do ciclo sazonal apenas contar com uma pequena porcentagem da variância total dos campos de ventos, na maioria dos locais sobre os oceanos. Grande parte da variância do vento ocorre em escalas de tempo que variam de um dia a uma semana, associado com a variabilidade sinóptica do tempo presente. E mesmo em se tratando de médias mensais, de acordo com os autores, o ciclo sazonal conta com relativamente pequena porcentagem da variabilidade média mensal, na maioria dos locais, por causa da grande variação inter-anual dos campos de vento.

Por fim, há que se considerar a variabilidade da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Os resultados obtidos sugerem que a recirculação desloca-se

meridionalmente, segundo a sazonalidade do forçamento mecânico do vento, tal como observado por Matano *et al.* (1993). Este deslocamento meridional é consoante com o deslocamento sazonal da ASAS e de seus períodos de fortalecimento e enfraquecimento. A ASAS é caracterizada por uma dupla oscilação: longitudinal (movimento leste-oeste) de 10° , e latitudinal (movimento norte-sul) de 6° (Satyamurty *et al.*, 1998). Em seu período mais fraco a ASAS atinge posições mais austrais deslocadas para leste no verão. Em seu período mais forte a ASAS atinge posições mais boreais deslocadas para oeste no inverno. Este passeio da ASAS é determinado pelas variações da altitude do sol (movimento aparente), e modificado pelo aquecimento diferencial entre oceanos e continentes (Mächel *et al.*, 1998).

Em síntese, constatamos neste capítulo que os padrões de TCV podem forçar o oceano e causar a bi-partição da recirculação interna do GSAS. Nossos resultados mostram que as reproduções do GSAS são extremamente sensíveis ao conjunto de TCV, e que a recirculação se desloca meridionalmente, entre $30\text{-}40^\circ$ S de acordo com a sazonalidade do campo de vento atuando na bacia do Atlântico Sul. Apesar destas interessantes constatações sobre o GSAS que conseguimos extrair dos padrões de sua recirculação interna em termos médios sazonais, observados com base em uma abordagem simples e idealizada a partir de um '*box-model*', ainda perseguimos um modo que seja mais realista na demonstração da estrutura média de recirculação observada no Capítulo 2. Lembramos que esta feição se apresentou bi-partida e com forte relação com o empilhamento vertical das massas d'água e com a geometria da plataforma continental. No próximo capítulo, nós evoluímos o modelo '*box-model*' linear analítico para uma versão numérica por diferenças finitas e contorno realista.

9. Modelo Numérico Quase-Geostrófico de 1½ Camadas para a Circulação do Giro Subtropical do Atlântico Sul

Neste capítulo desenvolvemos um modelo por diferenças finitas, quase-geostrófico (QG) de gravidade reduzida para 1½ camadas, que privilegia a circulação do oceano superior, sob condições de contorno realistas para a circulação do GSAS. Nós adaptamos o modelo analítico '*box-model*' do Capítulo 7, que foi desenvolvido a partir da equação da vorticidade potencial QG estacionária, e realizamos três experimentos com base em padrões idealizados da tensão de vento. Mostramos que o modelo reproduz as características de larga escala da circulação oceânica subtropical, gerada exclusivamente pela ação do forçante vento. Neste capítulo vamos testar a hipótese de que a estrutura média de recirculação na borda oeste do GSAS pode ser explicada pelo modelo teórico de circulação de Munk (1950), com base no forçamento do vento sob novas condições de contorno, desta vez sob geometria mais realista, e verificar a posição e geometria da bi-partição da recirculação interna.

9.1 O Modelo Numérico QG de 1½ Camadas

O modelo proposto é desenvolvido a partir da equação estacionária da vorticidade potencial QG de larga escala, adotando a configuração de 1½ camadas, apresentada no Capítulo 7

$$\beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{f_0}{H} W_E + A_H \nabla_H^4 \psi \quad , \quad (9.1)$$

onde ψ é a função de corrente geostrófica; f_0 é o parâmetro de Coriolis em 30° S (latitude central do GSAS); H é a profundidade de repouso da camada dinamicamente ativa; W_E é o termo que representa o bombeamento de Ekman; A_H é o coeficiente cinemático turbulento de atrito horizontal.

A adequação do modelo analítico para sua forma numérica implica em trabalharmos com grandezas não-dimensionais. Desta forma, a função de corrente não-dimensional é dada por

$$\psi' = \frac{\rho_0 \beta H}{\tau_0} \psi \quad . \quad (9.2)$$

Equação do modelo QG de Munk para 1½ camadas, não-dimensional a ser discretizada

Tal como no Capítulo 7, as condições de não-escorregamento e não-gradiente foram utilizadas nas bordas oeste e leste, e a de não-tensão nas bordas norte e sul do domínio. Adicionalmente, $\psi = 0$ é usado ao longo dos contornos. Deste modo, a equação do modelo em sua forma discretizada será:

$$r \nabla_H'^4 \psi' - \frac{\partial \psi'}{\partial x'} = \frac{\partial \tau^y}{\partial x'} - \frac{\partial \tau^x}{\partial y'} \quad , \quad (9.3)$$

onde $r = \frac{Lw^3}{L^3}$ e $Lw = \sqrt[3]{\frac{A_H}{\beta}}$.

Equação do modelo QG de Munk para 1½ camadas, não-dimensional discretizada para solução por iteração numérica

A partir de (9.3), necessitamos isolar ψ' e chegar a uma relação por diferenças finitas para as soluções por iteração, numericamente. Para isso, utilizamos a solução bi-harmônica em 13 pontos. Após algebrismos chegamos finalmente a (9.4).

$$\psi'_{(i,j)} = \frac{\Delta x^4}{20r} \left[\left(\left(\frac{\Delta \tau^y}{\Delta x} - \frac{\Delta \tau^x}{\Delta y} \right)_{(i,j)} + \frac{\psi'_{(i+1,j)} - \psi'_{(i-1,j)}}{2\Delta x} \right) - \frac{1}{20} bih(i,j) \right] \quad (9.4)$$

onde $bih(i,j)$ são os termos discretizados do operador bi-harmônico ∇^4 ,

$$\begin{aligned} bih(i,j) = & 20\psi'_{(i,j)} + \psi'_{(i-2,j)} - 8\psi'_{(i-1,j)} - 8\psi'_{(i+1,j)} + \psi'_{(i+2,j)} \\ & - 8\psi'_{(i,j+1)} + 2\psi'_{(i-1,j+1)} + 2\psi'_{(i+1,j+1)} + \psi'_{(i,j+2)} \\ & - 8\psi'_{(i,j-1)} + 2\psi'_{(i-1,j-1)} + 2\psi'_{(i+1,j-1)} + \psi'_{(i,j-2)} \quad . \quad (9.5) \end{aligned}$$

Parâmetros de Estrutura do Modelo

O domínio do modelo compreende os limites latitudinais de 10° a 40° S e longitudinais de 60° W a 20° E, com resolução espacial do gride de 30 km. A geometria da isóbata de 200 m é considerada como contorno limite do regime de circulação em oceano aberto.

Os parâmetros do modelo neste experimento serão os seguintes: $\beta = 1,98 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$; a gravidade reduzida (g') é de $0,02 \text{ m s}^{-2}$; e o parâmetro coeficiente de atrito horizontal (A_H) de $6500 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Este deve ser obtido em função das características regionais da Bacia de Santos, e que sob as condições deste experimento teve melhor desempenho (melhor representação da largura da camada de Munk) que o valor anteriormente usado no Capítulo 7 de $714 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. De acordo com Pedlosky (1989), A_H pode variar entre 10 e $10^4 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ para movimentos oceânicos. A densidade da camada dinamicamente ativa é $\rho_0 = 1,027 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. Por fim, para a profundidade de repouso da piconclina (H), vamos considerá-la como a base do jato da CB observada na Bacia de Santos, que varia entre 500-700 m de profundidade (extensão vertical média de $537,5 \pm 111 \text{ m}$). Adotamos **600 m**.

9.2 Experimentos com Ventos Idealizados

Experimento 1

Neste experimento o rotacional da TCV idealizado seguiu Stommel (1948), o mesmo utilizado no Capítulo 7. Ou seja, uma aproximação de vento senoidal representando uma média zonal tanto dos ventos alísios de sudeste quanto os ventos de oeste sobre o Atlântico Sul. A magnitude máxima da TCV também foi de 0,1 Pa nas bordas meridionais do modelo (Fig. 9.1).

Figura 9.1 – Perfis médios meridionais teóricos do Experimento 1.

O resultado obtido com este vento teórico, aplicado em (9.4) é mostrado para o GSAS na Figura 9.2, e para a região do contorno oeste com foco na Baía de Santos na Figura 9.3.

A despeito de toda a simplicidade, novamente as principais características do GSAS são representadas por este modelo forçado por um vento idealizado e contorno mais próximo da realidade (Fig. 9.2).

Figura 9.2 – Resultado do Experimento 1. Campo de Função de Corrente para o Giro Subtropical do Atlântico Sul. Modelo governado pelo vento com base em Munk (1950), por diferenças finitas, usando vento idealizado sob condições de contorno geométricas realistas. Valores em [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$].

Figura 9.3 – Recorte regional do contorno oeste da Figura 9.2.

No entanto, podemos observar que o formato característico triangular do GSAS não se reproduziu. Fato que atribuímos à utilização de um campo de rotacional médio zonal, e à ausência de fluxos importantes tal como a CCA, a CM e o vazamento das Agulhas, descritos em Matano (1993). O autor solucionou o problema da posição do GSAS e do descolamento da CB da costa, buscando espelhar o cenário observacional, com base na prescrição dos transportes desses fluxos supracitados. Atributos que devem ser utilizados em futura abordagem.

Apesar desses aspectos, a zonalmente confinada e meridionalmente acomodada recirculação interna do GSAS, foi reproduzida adjacente ao contorno oeste em latitudes subtropicais. Este padrão de circulação é similar ao padrão observado nos mapas do WOA 2009 do Capítulo 2 para o cenário de primavera, estação que apresentou estrutura única de recirculação (Figs. 2.9 e 2.10, painel superior direito).

Notamos que a presença de geometria realista da margem continental conduz à formação de subnúcleos no interior da estrutura de recirculação principal do GSAS, tal como também podemos observar nos mapas do WOA 2009.

Experimento 2

Neste experimento o rotacional da TCV idealizado assemelha-se ao padrão médio anual de Hellerman & Rosestein (1983), porém com os picos deslocados em 5° para o norte (ver Capítulo 8) com o intuito de acertar a posição central da CRN e da CRS, face ao modelo se apresentar com as bordas fechadas. Ou seja, trata-se de uma aproximação com dois máximos representando uma média zonal dos ventos sobre o Atlântico Sul, sem que o rotacional médio seja zero na latitude central da Bacia de Santos. A magnitude máxima da TCV também foi de 0,1 Pa nas bordas meridionais do modelo (Fig. 9.4).

Figura 9.4 – Perfis médios meridionais teóricos do Experimento 2.

Nas Figuras 9.5 e 9.6 observamos que o padrão dupla-célula foi gerado, e que uma interrupção da recirculação interna do GSAS foi reproduzida na porção centro-sul da Bacia de Santos, apesar do alto grau de idealização do modelo. As recirculações envolvem pouca participação da CB que mantém vigoroso escoamento médio ao longo da margem continental. A posição central das feições concorda aproximadamente com os padrões médios climatológicos anuais. No entanto, a geometria (largura e extensão meridional) destas feições foi diferente. Os subgiros se apresentaram mais curtos em termos de extensão meridional e mais estreitos.

Figura 9.5 – Resultado do Experimento 2. Campo de Função de Corrente para o Giro Subtropical do Atlântico Sul. Modelo governado pelo vento com base em Munk (1950), por diferenças finitas, usando vento idealizado sob condições de contorno geométricas realistas. Valores em $[\text{m}^2 \text{s}^{-1}]$.

Figura 9.6 – Recorte regional do contorno oeste da Figura 9.5.

Experimento 3

Neste experimento o rotacional da TCV idealizado também assemelha-se ao padrão médio anual de Hellerman & Rosestein (1983), com os picos deslocados em 5° para o norte (ver Capítulo 8), também com o propósito de acertar a posição central da CRN e da CRS, face ao modelo se apresentar com as bordas fechadas. Neste caso, a aproximação com dois máximos e um mínimo representa uma média zonal dos ventos sobre o Atlântico Sul, de forma que o rotacional médio seja zero na latitude central da Bacia de Santos. A magnitude máxima da TCV foi de 0,1 Pa nas bordas meridionais do modelo (Fig. 9.7).

Figura 9.7 – Perfis médios meridionais teóricos do Experimento 3.

Figura 9.8 – Resultado do Experimento 3. Campo de Função de Corrente para o Giro Subtropical do Atlântico Sul. Modelo governado pelo vento com base em Munk (1950), por diferenças finitas, usando vento idealizado sob condições de contorno geométricas realistas. Valores em $[\text{m}^2 \text{s}^{-1}]$.

Figura 9.9 – Recorte regional do contorno oeste da Figura 9.8.

Nas Figuras 9.8 e 9.9 observamos que o padrão dupla-célula foi novamente gerado. Houve uma interrupção, não somente da recirculação interna do GSAS – desta vez na porção sul da Bacia de Santos, e mais severa que a do Experimento 2 – como também uma interrupção completa do GSAS. Este resultado está de acordo com a dinâmica Sverdrupiana que prescreve que a circulação em larga escala governada pelo vento não pode cruzar as isolinhas de rotacional zero. Como o padrão do rotacional da TCV não inverte de sinal ao sul do valor zero, é obtido o padrão de dois subgiros anti-ciclônicos não conectados.

Esta interrupção envolve total participação da CB que tem seu escoamento médio completamente interrompido. A posição central da feição norte concorda aproximadamente com os padrões médios climatológicos anuais, e a feição sul apresenta-se deslocada 2° para sul em relação ao Experimento 2. A geometria (largura e extensão meridional) destas feições também diferem dos padrões médios climatológicos, por conta da idealização do modelo.

Em síntese, nossos resultados modelados indicam que o forçamento pelo vento, a viscosa camada limite oeste gerada pelo atrito lateral e a geometria realista da quebra de plataforma podem explicar a existência da recirculação interna – estrutura meridionalmente alongada nas porções internas do contorno oeste do GSAS em termos médios. Em outras palavras, o forçamento mecânico da tensão do vento e a geometria de contorno podem ser os mecanismos de $O(1)$ que explicam a recirculação com uma dinâmica linear simples.

Também conseguimos verificar que a ação do vento é capaz de reproduzir a recirculação interna do GSAS em uma configuração com dois subgiros. A posição e a geometria da bi-partição da recirculação foram obtidas a partir da prescrição de picos do perfil médio teórico do rotacional centrados nas latitudes em que as feições foram observadas nos mapas climatológicos do Capítulo 2.

Contudo, observamos que a bi-partição foi gerada com base em perfis teóricos cujos picos estão deslocados em 5° para o norte, face às bordas fechadas do domínio modelado, em relação aos picos dos perfis médios climatológicos do rotacional apresentados no Capítulo 8. E que a geometria das feições de recirculação difere daquelas climatológicas. Reconhecemos a limitação dos experimentos em usar vento médio zonal, e que a assimetria da configuração espacial do campo do rotacional, por exemplo, relativamente às bordas da bacia oceânica, poderia conduzir a cenários mais realistas. Concluimos, portanto, que outros processos, além do vento médio zonal em larga escala, devem colaborar para o cenário médio da bi-partição da recirculação interna do GSAS na Bacia de Santos.

Como indicação de futuro estudo, sugerimos que sejam definidos os fluxos da CCA e do vazamento das Agulhas, numa abordagem numérica seguindo Matano (1993), e que este modelo seja forçado com dados reais climatológicos de vento, ponto-a-ponto, de maneira a gerar feições da recirculação mais próximas do cenário observacional.

No próximo capítulo, discutiremos sobre outros argumentos que poderiam justificar a bi-partição (ou interrupção) da recirculação interna do GSAS na porção central da Bacia de Santos observada nos mapas climatológicos.

10. A ‘Interrupção’ da Recirculação Interna do GSAS na Bacia de Santos

Iniciamos esta tese afirmando que os padrões de circulação oceânica e atmosférica, em larga escala, são governados majoritariamente pelo aquecimento oriundo da energia do sol, e pela rotação do planeta. Estes sistemas estão sujeitos a forças de fricção por atrito com a geometria das massas continentais e fundo oceânico, e também sujeitos à força de Coriolis, a qual deflete o sentido do movimento desses escoamentos, que em larga escala são relativamente mais lentos que a rotação da Terra. Também frisamos que existe estreita relação entre o padrão de circulação oceânica superficial com o padrão do campo de ventos, em primeira ordem. Por sua vez, o campo de vento é influenciado pelo padrão da temperatura da superfície do mar, que promove regiões de convergências (alta pressão) e divergências (baixa pressão) nos campos de pressão atmosférica ao nível do mar. Esta interação oceano-atmosfera é dinâmica e instável, e raramente alcança um equilíbrio.

Vimos no Capítulo 2 que a estrutura de recirculação interna do GSAS apresenta-se eventualmente bi-partida na região da Bacia de Santos. No Capítulo 8 percebemos que o forçamento pelo vento segundo Munk (1950), com uma viscosa camada limite oeste gerada pelo atrito lateral e a geometria realista da quebra de plataforma (Cap. 9), pode explicar a existência da recirculação interna bi-partida. Contudo, é provável que outros fatores possam estar envolvidos neste processo, em adição ao forçamento do vento médio de larga escala.

Neste contexto, no presente capítulo vamos examinar alguns processos que podem estar relacionados à ‘interrupção’ da recirculação interna do GSAS na Bacia de Santos. Embora introduzidos à discussão – os argumentos aqui apresentados carecem de aprofundamento quantitativo, e os deixamos como sugestões de futuros estudos – eles auxiliarão na construção de um cenário-síntese para o processo em tela.

10.1 Variação da “Vorticidade Ambiente” f/H

A dispersão Lagrangeana no oceano pode ser sensível a variação de f/H (ou “vorticidade ambiente”) em escala regional. No caso de escoamentos barotrópicos, estes tendem a fluir paralelamente às isolinhas do gradiente de f/H e acompanham as variações da topografia submarina. Já os escoamentos baroclínicos são relativamente menos sensíveis às variações de topografia e, portanto, apresentam um padrão Lagrangeano mais dispersivo e menos alinhado com a geometria do contorno (LaCasce & Speer, 1999; Rupolo, 2007). Porém, este cenário baroclínico muda em regiões onde ocorrem instabilidades baroclínicas do escoamento (LaCasce, 2000).

O exame do padrão regional dos gradientes de f/H são considerados importantes traçadores do transporte das correntes, e um indicativo da tendência de estiramento da coluna d’água e da sensibilidade do escoamento às variações batimétricas em termos de circulação regional (LaCasce, 2000).

Segundo o autor, as parcelas de fluido tendem a conservar vorticidade potencial (VP) na ausência de outras forçantes e, portanto, não tendem a ficar cruzando os contornos (médios) de VP. Portanto, o deslocamento ao longo desses contornos de VP será mais perene caso não haja razões que impeçam seu deslocamento.

LaCasce & Speer (1999) demonstram como a deriva Lagrangeana (média e a dispersão) são anisotrópicas em relação a f/H . Eles concluíram que este parâmetro pode ser utilizado como um indicativo do cisalhamento lateral do escoamento.

Nesta seção nós avaliamos qualitativamente a sensibilidade da dispersão dos derivadores SVP-WOCE do PNBOIA na região do Pré-sal da Bacia de Santos em relação aos gradientes de f/H (Fig. 10.1).

Figura 10.1 – Mapas regionais da borda oeste do GSAS. No painel superior, a topografia submarina H . No painel inferior esquerdo (direito) a vorticidade ambiente f/H (trajetórias de flutuadores Lagrangeanos SVP-WOCE do PNBOIA).

Percebemos facilmente nestes mapas da Figura 10.1 que os maiores gradientes de f/H estão concentrados em regiões de bruscas mudanças

topográficas, tais como a quebra de plataforma, na CVT e na ERG. Porém, ao compararmos a dispersão observada dos flutuadores do PNBOIA (painel inferior direito da Fig. 10.1) observamos que as maiores tendências de dispersão concentram-se em 3 regiões: 1) na CBM; 2) na faixa entre 32-35° S, que é a região da retroflexão da CB associada à Corrente de Santa Helena (Juliano & Alves, 2007); e 3) na região do Platô de São Paulo entre 25-28° S. Estas duas últimas regiões coincidem com áreas que se destacam no mapa de f/H com gradientes constantes sobre ampla área, o que facilita a dispersão e o descolamento de filamentos da CB do contorno oeste. Por outro lado, este cenário não representa interrupção completa da CB que mantém diversas trajetórias de escoamento paralelamente a isóbata 1000 m.

10.2 Diferenças Observadas entre Medidas Obtidas por Radar Altimetro e Observações ‘in situ’

Diferenças entre medidas obtidas por radar altímetro e dados ‘in situ’ podem ser observadas em uma mesma região do oceano. O trabalho de Sato & Polito (2008) mostra esta situação no Oceano Atlântico Tropical, com base nos dados das bóias do Projeto PIRATA. Nesta região, de estrutura vertical complexa e estratificada, a altimetria enxerga a topografia do oceano como resultado das diferentes inclinações de isopícnais, do fundo até a superfície da coluna d’água, descontado o campo médio do geóide. Estas inclinações são relacionadas a processos dinâmicos e termodinâmicos. As alterações locais/regionais de densidade, e respectivos deslocamentos da pícnocline em regiões de frentes termohalinas podem não ser percebidos adequadamente pelo radar altímetro, como por exemplo, os casos destacados na Figura 10.2. Regiões frontais aparecem suavizadas nos dados altimétricos por pelo menos duas razões. Uma é a interpolação, que é necessária face à baixa resolução espacial *cross-track* do altímetro, que é da ordem de 200 km na região. A segunda é a variação horizontal da posição da frente com a profundidade. No caso de frentes regionais, isto pode degradar a intensidade da frente a ponto de confundi-la com ruído. Adicionalmente, Sato & Polito (2008) ressaltam que

alterações no campo de salinidade, embora relativamente pequenas, podem se expressar na anomalia da superfície do mar.

Figura 10.2 – Relação entre calor armazenado derivado da altimetria, e os dados medidos para cada uma das bóias do PIRATA por termistores. Coeficientes de correlação e erro RMS são mostrados nos topos das figuras. Os dados altimétricos já incluem a correção halostérica. Fonte: Sato & Polito (2008).

Apesar de seu foco ser a relação entre os campos altimétricos, os autores evidenciam que mudanças (locais/regionais) na elevação do oceano podem estar relacionadas com aporte de água doce (chuvas intensas ou constantes, p. ex.), o que teria um efeito termostérico local/regional.

Cogitamos aqui duas possibilidades para a nossa área de estudo: 1) Nobre *et al.* (2002) relacionam os períodos observados de formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) no sudeste do Brasil com a presença de anomalias positivas de TSM. A ZCAS é associada também com altos índices de precipitação. Nas bacias de Santos, Campos e Espírito Santo (Fig. 10.3), este fenômeno poderia contribuir para o efeito termostérico regional, a partir da persistência (7 -10 dias) de precipitação nesta faixa do oceano com anomalias termais, produzindo medidas altimétricas ‘suavizadas’ na região da CRN; e 2) a presença de águas de ressurgência (mais frias e menos salinas) poderia produzir efeitos locais/regionais tal como descrito por Sato & Polito (2008). Adicionalmente (e principalmente) devido ao fato da picnoclina encontrar-se interceptando a superfície nestas regiões de ressurgência. O altímetro não é muito sensível a estruturas diferentes de 1º modo baroclínico. Vimos no Capítulo 5 que a estrutura média das componentes de velocidade em nossa área de estudo possui ajuste de 2º modo baroclínico. Sato & Polito (*op. cit.*) ressaltam que, embora grande parte do Atlântico (em média) seja dominada por alterações termostéricas, não se pode negligenciar a componente halostérica nas estimativas de longo termo da altura da superfície do mar.

Figura 10.3 – Imagem de infravermelho mostrando a presença do sistema Zona de Convergência do Atlântico Sul (destaque) sobre a região sudoeste do Atlântico Sul. Fonte: CPTEC/INPE.

10.3 Feições Locais / Regionais nos Campos de Vento de Escala Global

Chelton *et al.* (2004) apresentaram mapas de cobertura global sobre os oceanos dos campos médios de ventos próximo a superfície (10-m), com resolução de 25 km ($1/4^\circ$). Estes mapas foram obtidos a partir de medidas do radar escaterômetro QuikSCAT (que fornece uma medida da rugosidade da superfície do mar) para um período, então, de 4 anos (agosto de 1999 a julho de 2003). Com base nestes mapas, os autores mostraram a existência de regiões com feições persistentes no oceano mundial que transitam entre a pequena e a mesoescala e que não conseguem ser capturadas nas outras climatologias (pois não consideram os efeitos das correntes marinhas sobre os campos de ventos, e possuem menor resolução espacial). Estas feições retratam processos dinâmicos e termodinâmicos, ilustrados nos campos de divergência e do rotacional da TCV (Fig. 10.4).

A interação oceano-atmosfera, segundo Chelton *et al.* (*op. cit.*) define uma camada limite marinha-atmosférica (CLMA). Esta interação sobre regiões oceânicas de frentes termais é evidente e claramente associada com as feições observadas nesses mapas, bem como a influência dos contornos de ilhas e geometria da linha de costa. Os autores ressaltam que embora a TCV local tenha pouco impacto sobre o escoamento das correntes, ela pode ser um marcador extraordinário dos fluxos dessa interação ar-mar, nessas regiões de fortes gradientes de TSM. Fluxos que implicam em divergências na CLMA para tentar reduzir estes gradientes.

Figura 10.4 – Mapas globais da Climatologia SCOW (*Scaterometer Climatology of Ocean Winds*) de Risien & Chelton (2008) – 8 anos, de set/1999 a ago/2007. De cima para baixo: Campo de TCV médio zonal; e Campo de seu Rotacional. As linhas pontilhadas demarcam o zero.

Chelton *et al.* (*op. cit.*) e Risien & Chelton (2008) detalham que as variabilidades de escala local no campo de Divergência da TCV podem ser atribuídas a acelerações e desacelerações do campo de ventos superficiais sobre estas regiões de fortes gradientes de TSM. As convergências e divergências resultantes geram movimentos verticais, interagindo com a dinâmica da atmosfera nesses locais. Os efeitos da TSM dessas regiões são manifestados nos campos de Rotacional da TCV que se intensificam quando os ventos sopram paralelos à linha de frente termal (Fig. 10.5).

Figura 10.5 – Esquemas de Chelton *et al.* (2004) para exemplificar a variação da velocidade do vento na CLMA em função da TSM (painel esquerdo); e o efeito do gradiente espacial de TSM sobre o Rotacional (área vermelha) e a Divergência (área verde) da TCV. As magnitudes dessas perturbações são proporcionais à magnitude do vento nas bordas da frente termal (painel direito).

Os autores explicam que a água fria aumenta a estratificação e estabiliza a CLMA, aumentando o cisalhamento vertical do vento, o que promove um desacoplamento entre os ventos juntos à superfície do oceano e o seu escoamento em camadas superiores. Já a água quente aprofunda e desestabiliza a CLMA, diminuindo sua estratificação, e reduzindo o cisalhamento vertical do vento. Este aquecimento diferencial da CLMA entre lados opostos da frente termal tende a criar uma força gradiente de pressão apontada na direção do gradiente de TSM. O efeito líquido desse processo é gerar um decréscimo na velocidade do vento sobre a região de água fria, e gerar um aumento na velocidade do vento sobre a região de água quente. As desacelerações e acelerações do campo de vento sobre a frente termal conduzem, respectivamente, a convergências e divergências que estão linearmente correlacionadas com o gradiente de TSM. Esta correlação é limitada a escalas espaciais de 25-1000 km e escalas temporais variando de dias a médias temporais de mais longo termo. No painel inferior da Figura 10.4, podemos observar uma região negativa de Rotacional da TCV justamente ao longo da região sudeste do Brasil.

10.4 Gradientes de TSM

Vamos retomar os campos médios sazonais de TSM derivados do sensor MODIS-AQUA com resolução de 4 km, medidos entre 2002 e 2010 que apresentamos no Capítulo 2 (Fig. 2.3).

Estes mapas mostram a presença recorrente de gradientes termais em uma região zonalmente confinada ao longo do contorno oeste, que se estende até a isóbata de 1000 m. Nesta faixa, os gradientes são devidos aos contrastes termais entre águas de plataforma e águas oceânicas, e regiões de ressurgência costeira (Castelão & Barth, 2006; Calado *et al.*, 2010).

Veremos na próxima seção como essas regiões de gradientes de TSM na Margem Continental Sudeste Brasileira estão relacionadas aos campos de ventos SCOW - *Scaterometer Climatology of Ocean Winds* (Risien & Chelton, 2008).

10.5 Campos Regionais do Rotacional e do Divergente da TCV

O conjunto de dados que examinaremos aqui foi gerado a partir dos dados QuikSCAT e organizado em climatologia perfazendo 8 anos (set/1999 a ago/2007) de cobertura global e resolução de 25 km para os campos de: TCV, Divergente da TCV, Rotacional da TCV e Bombeamento de Ekman. Esta climatologia e todos os detalhes e procedimentos são apresentados em Risien & Chelton (2008). Os dados podem ser acessados gratuitamente através do endereço: http://cioss.coas.oregonstate.edu/scow/wind_stress_curl.html

Computamos os campos médios, anual e sazonal (privilegiando verão e inverno), para as supracitadas propriedades.

Na Figura 10.6, painel superior esquerdo observamos uma região que compreende as bacias do Espírito Santo, Campos e Santos em que o campo de TCV (zonal) possui valores mais negativos que a vizinhança.

Figura 10.6 – Mapas de médias anuais da climatologia SCOW. No painel superior esquerdo (direito) é mostrado o campo de TCV (Rotacional da TCV). No painel inferior esquerdo (direito) é mostrado o campo do Divergente da TCV (Bombeamento de Ekman). A linha cinza contínua representa a isobatimétrica de 1000 m. A linha de zero é pontilhada.

Esta região é conhecida por conta dos processos de ressurgência costeira, fartamente documentada na literatura (Campos *et al.*, 2000) e ressurgência oceânica (Castelão & Barth, 2006; Calado *et al.*, 2010). Os autores clamam que vórtices ciclônicos normalmente observados na região induzem a ressurgência oceânica, juntamente com a conhecida ação do vento local, e advectam águas de ACAS ressurgidas na Bacia de Campos para a Bacia de Santos. Esta advecção contribui para a penetração de águas frias e ricas em nutrientes em regiões rasas da plataforma continental ao sul de Cabo Frio.

Figura 10.7 – Mapas de médias sazonais da climatologia SCOW. Nos painéis esquerdos (direitos) são mostrados os mapas de inverno (verão) para os campos de TCV (painéis superiores) e do Rotacional da TCV (painéis inferiores). A linha cinza contínua representa a isobatimétrica de 1000 m. A linha de zero é pontilhada.

Castelão & Barth (2006) mostram que o processo de bombeamento de Ekman é recorrente ao longo do ano com máximos na primavera e no verão, com reflexos diretos no campo de rotacional do vento, regionalmente. E é justamente este cenário médio anual que observamos (Fig. 10.6, painel inferior direito; e Figs. 10.7, painéis inferiores). Segundo Chelton *et al.* (2004) as variações na magnitude do campo do Rotacional da TCV são proporcionais aos gradientes de TSM, gradientes estes perpendiculares à ação do vento. Valores negativos do rotacional nestas regiões incrementam a ressurgência, reduzindo os valores de TSM, que em ato contínuo de retro-alimentação, incrementam a magnitude (negativa) do Rotacional da TCV.

Além disso, o campo Divergente de TCV mostra que é perene a alternância de divergência/convergência junto ao contorno oeste entre as bacias de Espírito Santo, Campos e Santos, onde estão os gradientes termais, interrompidos em segmentos nas regiões de Abrolhos, Cabo de São Tomé, Cabo Frio e Ilha Bela (Fig. 10.6, painel inferior esquerdo; e Figs. 10.8, painéis superiores). Silveira *et al.* (2008) identificou ondas de vorticidade quase estacionárias entre CST e CF. Justamente onde os meandros crescem e drenam energia do escoamento médio da CB, pelo processo de instabilidade baroclínica.

Nestes mapas (Figs. 10.7 e 10.8) são evidentes as variações sazonais. Estas representam variações nas relações dinâmicas e termodinâmicas na interface oceano-atmosfera (Chelton *et al.*, 2004), como por exemplo, no que concerne o fluxo de calor. Podemos observar ainda nos mapas de verão que os campos da TCV do Rotacional (negativo), do Divergente (negativo) e do Bombeamento de Ekman (positivo) são mais intensos e abrangem uma área geográfica maior. Inclusive, nota-se oportunamente na Bacia de Santos uma região alongada nestes mapas com orientação sudeste, no sentido do oceano aberto, que pode ser a evidência observacional da posição da Frente Termal Subtropical Norte (Belkin & Gordon, 1996).

Figura 10.8 – Mapas de médias sazonais da climatologia SCOW. Nos painéis esquerdos (direitos) são mostrados os mapas de inverno (verão) para os campos do Divergente da TCV (painéis superiores) e do Bombeamento de Ekman (painéis inferiores). A linha cinza contínua representa a isobatimétrica de 1000 m. A linha de zero é pontilhada.

Andrioni (2010) investigou o processo de passagens de sistemas frontais (SF) com ventos do quadrante Sul, que substituem o padrão dominante de ventos de leste-nordeste. Sua área de estudo foi um ponto no talude da Bacia de Santos. O autor encontrou que os SF's introduzem uma componente meridional positiva, capaz de alterar a direção da corrente superficial em 10° no sentido horário e reduzir sua intensidade em 15%. A Espiral de Ekman na região é mais rasa (20-30 m) e com giro mais radical (10°) com velocidades chegando a 0,15 m s⁻¹. Andrioni (*op. cit.*) atribuiu seus resultados à

estratificação vertical da região que dificulta a transferência de *momentum* entre as camadas.

10.6 O Acoplamento entre a TSM e o Rotacional da TCV

As evidências que pontuamos nas seções anteriores convergem para o processo aqui descrito. O mecanismo que pode sustentar o processo de recirculação interrompida na Bacia de Santos teria seu fundamento físico baseado no clássico problema linear QG de estabilidade para um escoamento cisalhado uniformemente (Eady, 1949), onde a atmosfera ou o oceano podem gerar variabilidades através da conversão baroclínica de energia potencial média em energia vortical.

Este princípio foi utilizado por Spall (2006) para explicar o processo de acoplamento entre gradientes de TSM e variações na magnitude da TCV em regiões onde se propagam ondas baroclinicamente instáveis (Fig. 10.9).

Figura 10.9 – Esquema de Spall (2006) mostrando o crescimento de uma onda baroclínica instável em região de vento que sopra por sobre águas quentes para águas frias. As perturbações no campo de TSM resultam em anomalias no campo de vento (seta vermelha) que implicam no transporte divergente de Ekman (seta azul). A circulação resultante adveceta água quente no sentido norte e água fria no sentido sul, que vai incrementar anomalias do campo de TSM e aumentar a taxa de crescimento da onda baroclínica.

Spall (2006) observou que as relações entre o acoplamento da TSM e da TCV sugerem que estas podem alterar a taxa de crescimento das ondas instáveis baroclínicas no oceano, na medida em que a taxa de Bombeamento de Ekman é relacionado aos gradientes laterais de TSM. O autor utilizou o problema de Eady (1949) para explorar a influência do acoplamento ar-mar no crescimento dessas ondas. Ele mostrou que os ventos que sopram por sobre águas quentes para águas frias incrementam o crescimento das ondas mais instáveis. Por outro lado, ventos soprando de águas frias para águas quentes possuem o efeito contrário, reduzindo a taxa de crescimento dessas ondas. A alteração da taxa de crescimento pode ser aproximadamente da $O(50\%)$. Este mecanismo é efetivo para ventos com componente alinhada na direção do gradiente de TSM e, tem mais influência em regiões rasas e fortemente estratificadas. Spall (2006), entretanto, adverte que o mecanismo proposto tem importância marginal em latitudes médias em sistemas de correntes como a de Kuroshio ou do Golfo por conta de suas intensidades de velocidade. Porém, em regiões de escoamentos relativamente fracos (como a Corrente do Brasil ?) ele pode ser significativo.

Spall (*op. cit.*) ainda ressalta que os comprimentos de onda mais instáveis são também alterados pela topografia submarina. Inclinações batimétricas afetam as características dessas ondas, pois as mesmas possuem uma componente transversal à orientação topográfica, que força movimentos verticais na camada limite inferior. Isto altera a vorticidade relativa do escoamento com base na conservação de vorticidade potencial (VP) e, altera a taxa de crescimento dessas ondas instáveis.

Na próxima seção, vamos esboçar uma explicação para a interrupção da recirculação na Bacia de Santos que observamos em termos médios nos mapas do WOA 2009 e AVISO, com base nos argumentos que levantamos.

10.7 Síntese para o Cenário da Recirculação Interrompida entre 25-28° S

A indução de ressurgência entre as bacias de Campos e Santos pode ocorrer pela presença de ondas de vorticidade estacionárias em CST e CF (Calado *et al.*, 2010; Silveira *et al.*, 2008), em adição à conhecida ação do vento local (Castelão & Barth, 2006). A presença destas ondas de vorticidade conduz ao crescimento de vórtices em CST e em CF drenando energia do escoamento básico da CB. Estas ondas presentes na área de estudo da Bacia de Santos possuem comprimentos de onda entre 360 e 430 km (Mattos, 2006; Fig. 10.10) e estão na mesma família de ondas baroclinicamente instáveis observadas por Silveira (2006) e Silveira *et al.* (2008), na Bacia de Campos.

Campos *et al.* (1995) sugerem que esta onda se comporte como onda de vorticidade topográfica na Bacia de Santos. No entanto, o cenário que se configura nesta bacia seria aquele descrito por Spall (2006) onde ocorre o processo de acoplamento entre gradientes de TSM e variações na magnitude da TCV em regiões onde se propagam ondas baroclinicamente instáveis, convertendo energia potencial média em energia cinética vortical, em um contexto de uma corrente de contorno oeste relativamente fraca (CB).

Seguindo a proposta de Spall (*op.cit.*), entre as bacias do Espírito Santo e Campos, o processo seria de crescimento das ondas instáveis, pois o vento sopra no sentido de águas quentes para águas frias ressurgidas, numa região de variações da geometria de quebra de plataforma. Isso explicaria o crescimento dos meandros mais instáveis em CST e CF e a presença dessas ondas na Bacia de Santos. Em ato contínuo, o crescimento dessas ondas induziria a uma intensificação do Bombeamento de Ekman, fortalecendo a ressurgência.

Os vórtices ciclônicos originados desse crescimento entranham águas ressurgidas e as transportam no sentido do escoamento médio da CB,

inundando a plataforma continental da Bacia de Santos e região oceânica adjacente com águas mais frias. O transporte resultante de Ekman, atuando à esquerda do vento, implica em divergência na camada limite superficial. Assim, a tendência é que o transporte ocorra no sentido costa – afora em toda a região de águas ressurgidas.

Este processo ocorrendo ao longo do ano pode ser caracterizado como perene. No entanto, o verão é a estação em que a ressurgência está intensificada, e da mesma forma, o Bombeamento de Ekman (positivo). Diferentes climatologias de TCV mostram que no verão o perfil médio meridional do rotacional da TCV apresenta um máximo em torno de 40° S. Assim, o padrão de vento regional na Bacia de Santos pode ser alterado pelos gradientes termais entre águas de ACAS e AT na superfície, gerando uma região de forte divergência negativa entre 25-28° S.

Estes gradientes de TSM implicam em acelerações e desacelerações regionais no campo de tensão do vento, o que geram variações importantes no campo local do rotacional da TCV que se apresenta com valores negativos na porção oceânica da Bacia de Santos, injetando vorticidade relativa horária na coluna d'água desta região. Este processo leva parcelas de fluido para regiões mais próximas da linha de costa, mais rasas de plataforma, e reduz a velocidade tangencial do escoamento. Por conservação de VP, as parcelas de fluido tenderiam posteriormente a buscar regiões de maior vorticidade planetária, se aproximando da quebra de plataforma entre 25-28° S. Na verdade, como a vorticidade relativa injetada reduziu a velocidade do escoamento, as parcelas de fluido tendem a ser recapturadas pelo escoamento básico.

A partir da porção central da Bacia de Santos, o vento agora soprando no sentido de águas frias para águas quentes, reduz a taxa de crescimento dessas ondas instáveis, reduzindo a drenagem de energia do escoamento básico, deixando de enfraquecer a CB.

De forma subordinada, estes processos ocorrem sobre uma região (Platô de São Paulo) em que a vorticidade ambiente favorece a dispersão Lagrangeana, por conta de uma área com gradientes constantes de f/H . Esta dispersão conduz parcelas de fluido para o interior do GSAS, na forma de filamentos, que transferem parte da vorticidade relativa adquirida para o oceano aberto.

Figura 10.10 – Mapa de função de corrente geostrófica de Mattos (2006) com a estimativa dos comprimentos da onda de vorticidade associada à CB para o cenário quase-sinóptico capturado durante a Comissão Oceano Sudeste I da Marinha do Brasil. A máscara cinza representa profundidades mais rasas que 50 m.

Outro aspecto da presença de águas frias e menos salinas além da isóbata de 1000 m seria a modificação superficial da estrutura termohalina próxima da superfície, que poderia acarretar em anomalias termostérica e halostérica (Sato & Polito, 2008). Sendo recorrente nas bacias de Campos e Santos, a presença dessas ‘anomalias’ não permitiria que o padrão básico de escoamento da CB nestas bacias fosse representado claramente em termos médios com base na altimetria. Apenas a sua variabilidade associada aos processos de mesoescala

seria percebida, bem mais evidente na parte centro-sul da Bacia de Santos, que nas bacias de Campos e Espírito Santo. Lembramos que a região do Pré-sal da Bacia de Santos revelou para as componentes médias de velocidade ajustamento geostrófico de 2º modo baroclínico, e estratificação sazonal.

Assim, o escoamento que limita a CRN identificado por Mattos (2006) como CCST-AS (Fig. 10.10), pode ser um fluxo termal raso cuja presença será dependente da magnitude dos gradientes de TSM segundo a hipótese de Cushman-Roisin (1984) sobre as contracorrentes subtropicais.

Contudo, os mapas de gradiente de TSM mostram que, em termos médios, estes gradientes não são muito proeminentes na região do oceano aberto. O que indica que a feição de recirculação capturada no cenário quase-sinóptico mostrado por Mattos (2006) pode ser transiente. Ou seja, uma amálgama de feições anticiclônicas presentes no contorno oeste naquele momento sinóptico. De fato, nenhum dos Cruzeiros CERES e nem a Comissão OSE-II que analisamos reproduziram o cenário capturado pela Comissão OSE-I examinada por Mattos (2006).

Em resumo, neste cenário, filamentos rasos (entre 200-400 m, ver Capítulos 3 e 4) da CB se descolam do eixo do escoamento básico no sentido do oceano aberto, aproximadamente por sobre a região de rotacional zero (especialmente no verão) que se apresenta na Bacia de Santos por conta do limite termal de gradientes entre as águas ressurgidas e AT, em um contexto de crescimento de meandros baroclinicamente instáveis de uma corrente de contorno oeste fraca. Esses descolamentos recorrentes no tempo, explicariam fisicamente a ‘interrupção’ da feição média de recirculação interna do GSAS na Bacia de Santos entre 25-28° S que observamos nos mapas médios anuais das climatologias WOA 2009 e AVISO (Fig. 10.11). Deste modo, a alteração regional da TCV ao largo do sudeste Brasileiro deveria ser considerada juntamente com o campo médio da TCV em larga escala, na reprodução da circulação regional do contorno oeste do GSAS.

Figura 10.11 – Mapas de médias anuais das climatologias WOA 2009, AVISO e SCOW. No painel superior esquerdo (direito) é mostrada a Altura Dinâmica Média a 5 dBar relativo a 1500 dBar (Mapa de Topografia Dinâmica Absoluta) anual no contorno oeste do GSAS. No painel inferior esquerdo (direito) é mostrado o campo do Divergente da TCV (Bombeamento de Ekman). A linha cinza contínua representa a isobatimétrica de 1000 m. A linha de zero é pontilhada. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas.

11. Sumário e Conclusões

Examinamos o processo de recirculação interna do Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS) e sua influência regional da circulação oceânica no Pólo Pré-sal da Bacia de Santos. Tivemos como base inicial da investigação os diferentes padrões disponíveis na literatura para a configuração interna do GSAS (Tsuchiya, 1985; Reid, 1989; Peterson & Stramma, 1991).

Testamos a hipótese de que o padrão médio de recirculação interna do GSAS, junto ao contorno oeste, se apresentaria com uma estrutura em dupla célula (Tsuchiya, 1985; Reid, 1989), em detrimento do padrão célula única (Peterson & Stramma 1991; Stramma & England, 1999).

Foi possível observar com base em dados climatológicos anuais e sazonais que existe um padrão médio para a recirculação interna do GSAS que difere daqueles propostos na literatura. Encontramos que a recirculação interna é eventualmente bi-partida na porção central da Bacia de Santos entre 25-28° S e confinada zonalmente no contorno oeste do GSAS. Mapas climatológicos (WOA 2009) de base termohalina mostram que a abrangência geográfica da feição boreal (ou célula de recirculação norte – CRN) se estende desde a Cadeia Vitória-Trindade (20° S) até porções centrais da Bacia de Santos em torno de 25-28° S, e é mais rasa e evidente na circulação do oceano superior. A feição austral (ou célula de recirculação sul – CRS) se estende de 30° S até a 32-35° S, é mais espessa verticalmente e evidente quando o nível de referência é a circulação sub-picnoclínica. No entanto, mapas sazonais obtidos por uma série de 18 anos de altimetria (AVISO) mostram clara intensificação da CRS (30-40° S) no outono e no verão, com severa remissão na primavera e, principalmente, no inverno. Nestes mapas de altimetria, o sinal da CRN é tímido (fraco ou inexistente). O confronto destes mapas, WOA 2009 e AVISO, revelou a diferença de regime da recirculação do GSAS (mais baroclínica na sua porção boreal, e mais barotrópica na sua porção austral).

Testamos uma segunda hipótese de que a estrutura da recirculação interna do GSAS na Bacia de Santos refletiria o caráter baroclínico do escoamento no contorno oeste e também de sua atividade de mesoescala.

Abordamos a questão da variabilidade horizontal no contorno oeste do GSAS com base no desvio-padrão (std-TDA) dos dados climatológicos anuais de altimetria filtrados em 120 dias. Esta região de variabilidade horizontal, confinada ao contorno oeste com valores entre 0,07 e 0,14 m de std-TDA, é aqui interpretada como uma área de cisalhamento e de instabilidade por conta da posição média do escoamento da Corrente do Brasil (CB) fluindo de forma meandrante para sul - sudoeste. De acordo com estes mapas, parece evidente que a variabilidade é mais intensa ao sul de Cabo Frio (23° S). Em 28° S, porção central da Bacia de Santos, a região de cisalhamento entre os jatos da CB e fluxo de retorno da CRN possui 2,5-3° (ou 277-330 km) de largura. Essa região se encontra zonalmente restrita e suavemente acomodada à geometria da margem continental.

O Projeto CERES foi pensado de forma a realizar medidas nos domínios da CB e da CRN, na região do Pré-sal da Bacia de Santos. A estratégia de grade repetida sazonalmente buscou examinar os padrões de circulação oceânica e de sua variabilidade sinótica na região. Com base em seções verticais hidrográficas, constatamos que a organização vertical na porção norte da Bacia de Santos tem um caráter baroclínico mais forte que na sua porção sul, de caráter mais barotrópico.

As observações diretas de velocidade das correntes obtidas dos cruzeiros oceanográficos na Bacia de Santos revelaram intensa atividade de mesoescala. No domínio da meandrante CB, foram observadas velocidades máximas superficiais de 0,8 m s⁻¹ em jato cuja base se encontra a 600 m de profundidade; e paralelo a esse, um escoamento médio, também meandrante, para nordeste da borda leste da recirculação interna do GSAS, com velocidades máximas superficiais de 0,5 m s⁻¹ em jato cuja base se encontra a 300 m de profundidade.

Adicionalmente, foi conduzida a análise de função de correlação a partir das componentes normais de velocidade obtidas por ADCP nos cruzeiros CERES, em duas radiais perpendiculares à quebra da plataforma. Deste estudo resultou uma forte correlação negativa no LAG 320 km na radial alinhada à Ilha Bela. Compatível com o intervalo espacial entre duas estruturas relativamente recorrentes, com sentidos opostos de escoamento. Contudo, o mesmo não se repetiu na radial mais ao norte, alinhada ao Cabo Frio. Pois a estrutura média da CRN alarga-se zonalmente e não ficou no alcance da Radial Cabo Frio.

Análises dos campos de vorticidade relativa para diferentes cenários sinóticos da circulação oceânica na Bacia de Santos confirmam que o sinal de mesoescala é predominante na região de estudo, e que o padrão de variabilidade horizontal da circulação oceânica na borda oeste do GSAS é composto por um ‘Corredor de Vorticidade’ em que uma sucessão de pares vorticais ciclônicos e anti-ciclônicos, paralelos e confinados neste corredor, definem o comportamento horizontal tanto da CB quanto do relativamente menos intenso e mais raso fluxo de retorno da CRN na Bacia de Santos (Fig.11.1). Portanto, não é trivial a distinção da recirculação interna do GSAS das feições de mesoescala. O jato associado ao fluxo de retorno da CRN não pôde ser visualizado com facilidade a partir das medidas sinóticas diretas de velocidade empregadas.

As seções hidrográficas dos Cruzeiros CERES mostraram ainda que o escoamento baroclínico é mais proeminente na região do talude do que propriamente sobre o Platô de São Paulo, onde o sinal da CNR é relativamente raso. Estes sinais estão presentes tanto nos domínios da Corrente do Brasil – Corrente de Contorno Intermediária (CB-CCI) quanto no da borda externa da CRN. Entretanto, o desvio padrão desses escoamentos é da mesma magnitude que a média, principalmente na região da CRN onde o seu sinal fica mascarado pela variabilidade.

Portanto, a recirculação interna do GSAS envolvendo a CB, apresenta atividade de mesoescala que se reflete na circulação oceânica na região do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos.

Figura 11.1 – Desvio padrão da Topografia Dinâmica Absoluta (1993 a 2010) no contorno oeste do GSAS a partir do AVISO. Valores são expressos em [m]. Os contornos em vermelho representam o mapeamento de Vorticidade Relativa observada (ζ) em [s⁻¹] obtidas por AO em grade seagrid de 35x35 (25x25) pontos no nível 60 m para o cruzeiro OSE-II, out-dez 2002, painel superior (CERES-IV, jun 2010, painel inferior). Em azul, a localização do Fundeio em Lula (ex-Tupi) no Pólo Pré-sal da Bacia de Santos.

Buscamos também entendimento sobre o padrão de variabilidade vertical e temporal do escoamento na região (Fig. 11.1).

Com base em séries de 2 anos medidas do fundeio oceanográfico F2200 no Campo de Lula (ex-Tupi), encontramos que a variabilidade vertical na região do Pré-sal da Bacia de Santos é 85 % explicada estatisticamente por 1 modo EOF, onde a maior parte dessa variabilidade está nos primeiros 400-600 m, sem direção predominante, e é essencialmente baroclínica em 1º modo. Este modo é estatisticamente significativo ao nível de 95 % tanto para as componentes zonal e meridional quanto para Função de Corrente Observada (ψ_i). A coerência vertical é muito forte nos primeiros 200 m, onde também se observam os máximos valores medidos de 0,7 a 0,85 m s⁻¹ (Figs. 5.6 e 5.16).

O modo EOF2 não é estatisticamente significativo. Por outro lado, o ajuste geostrófico sobre as componentes de velocidade média, que são de baixa magnitude (0,1-0,2 m s⁻¹), indica que a estrutura vertical média é majoritariamente de 2º modo baroclínico ao nível de 83 (64) % para o perfil médio zonal (meridional). Desta forma, concluímos que nossa área de estudo, distante dos jatos da CB-CCI em uma região de grande variabilidade direcional do escoamento sobre o Platô de São Paulo, é caracterizada por escoamentos médios relativamente fracos, e é dominada por vórtices cujo ajustamento geostrófico é amplamente dominado pelo 1º modo baroclínico (Fig. 5.23).

Análises suplementares realizadas com base na série de Amplitude EOF1, computadas da série temporal filtrada em 40-h medidas no fundeio F2200 em Lula, demonstram que a periodicidade das oscilações do modo dominante vertical na região possui características de ‘ruído vermelho’ com diversos picos não significativos estatisticamente, e energia dispersa em diferentes comprimentos de onda na banda subinercial (Fig. 6.1).

Para a escala de tempo horizontal da variabilidade superficial, um experimento com base na série de quase 18 anos de dados de velocidade geostrófica derivada da anomalia de altura da superfície do mar (AASM) do AVISO, com resolução de 7 dias, foi conduzido. Obtivemos como resultado alguns picos dentro da margem de 68 % de significância estatística que mostram

periodicidades intra-sazonais, características de processos de larga e meso escalas, tais como o a passagem de ondas de Rossby, o meandramento da CB, e as feições vorticais (Fig. 6.5).

Para a componente zonal, obtivemos: 84; 37; e 26 dias. Para a componente meridional, os períodos foram respectivamente: 114; 38 e 30 dias. Este padrão de variabilidade temporal caracteriza as ondas que se propagam pelo Corredor de Vorticidade.

Mostramos neste experimento, que a série de 2 anos medidas pelo fundeio F2200 registrou eventos que não foram os de maior magnitude da série histórica observada no Pólo Pré-sal da Bacia de Santos com base nos dados de AASM do AVISO.

Propomos, ainda, investigar as possíveis razões físicas que pudessem sustentar dinamicamente o processo de recirculação interna do GSAS. Testamos a hipótese de que a estrutura média de recirculação na borda oeste do GSAS poderia ser explicada pelo modelo teórico de circulação de Munk (1950), com base no forçamento do vento. Uma vez que o mesmo é o indutor de vorticidade do oceano superior. Construímos um modelo analítico linear QG na configuração de 1½ camadas a partir deste clássico modelo para a circulação oceânica de larga escala governada pelo vento. Conseguimos reproduzir as principais feições médias do GSAS com base em um vento idealizado: a recirculação, a corrente de contorno oeste e a contracorrente subtropical.

Adicionalmente, foram examinados os campos de função de corrente (ψ) gerados a partir do modelo analítico, forçado por 8 diferentes conjuntos de tensão de cisalhamento do vento (TCV) médio zonal. Os campos de ψ mostraram estruturas simples e simétricas de recirculação interna do GSAS junto ao contorno oeste em latitudes subtropicais, devido ao fato de trabalharmos com ventos médios zonais e também pelo grau de idealização do modelo linear analítico, tipo ‘*box-model*’, com profundidade de repouso da piconclina constante. Foi possível observar que existe uma variação inter-sazonal entre 30-40° S nos campos de TCV presente em todas as

climatologias. Os campos de ψ obtidos, apesar da simplicidade do modelo, refletiram estas particularidades do rotacional da TCV.

Observamos que as feições obtidas para a recirculação interna do GSAS diferem em função do conjunto de dados utilizado. As variações do rotacional médio zonal da TCV possuem forte influência sobre os padrões de recirculação interna do GSAS, ora gerando padrões com duas ou mais feições, ora apenas uma única estrutura de recirculação. As variações médias sazonais do rotacional do vento médio zonal refletiram-se nos transportes da CB estimados na latitude de 30° S. Os resultados sugerem que a recirculação desloca-se meridionalmente, segundo a variação sazonal dos campos de TCV.

Avançamos na modelagem do processo de recirculação interna do GSAS através do desenvolvimento do modelo numérico QG de $1\frac{1}{2}$ camadas sob condições realistas de contorno. Realizamos experimentos com 3 perfis de rotacional da TCV idealizados: 1) segundo Stommel (1948); 2) com dois máximos semelhante ao perfil médio anual de Hellerman & Rosestein (1983), sem que o rotacional médio seja zero na latitude central da Bacia de Santos; e 3) com dois máximos e um mínimo de forma que o rotacional médio seja zero na latitude central da Bacia de Santos.

Os resultados modelados indicam que o forçamento pelo vento, a viscosa camada limite oeste gerada pelo atrito lateral, provavelmente mantido pela interação vortical, e a geometria realista da quebra de plataforma podem explicar a existência da recirculação interna do GSAS em termos médios. Em outras palavras, o forçamento mecânico da tensão do vento e a geometria de contorno podem ser os mecanismos de $O(1)$ que explicam a recirculação com uma dinâmica linear simples.

Também comprovamos que o forçamento do oceano pelo vento pode reproduzir a recirculação interna do GSAS em uma configuração bi-partida na Bacia de Santos, centradas em latitudes próximas às das climatologias. Contudo, a bi-partição foi gerada a partir de perfis teóricos cujos picos estão deslocados em 5° para o norte em relação aos picos dos perfis médios climatológicos do rotacional da TCV, em domínio fechado. Observamos nestes experimentos que a geometria das feições de recirculação difere daquelas

climatológicas. Concluímos, portanto, que outros processos, além da ação do vento em larga escala, devem colaborar para o cenário médio da bi-partição (ou interrupção) da recirculação interna do GSAS na Bacia de Santos.

O cenário especulado e proposto para a interrupção da recirculação interna média do GSAS, detectada pelo confronto dos mapas WOA 2009 e AVISO, envolveria o processo de crescimento de meandros instáveis. Este processo é consequência do acoplamento entre gradientes de TSM e variações na magnitude da TCV, onde se propagam ondas baroclinicamente instáveis de uma corrente de contorno oeste relativamente fraca (CB) (Spall, 2006). Isto ocorre por sobre a região de Divergência da TCV que se apresenta na Bacia de Santos, devido ao contraste termal entre as águas superficiais mais frias e menos salinas e a Água Tropical (Fig. 11.2).

De maneira subordinada, haveria emissão de filamentos rasos da CB que cruzam a região de f/H constante do Platô de São Paulo, e se descolam do eixo do escoamento básico no sentido do oceano aberto. Deixamos como hipótese a ser testada que estes processos combinados, recorrentes no tempo, explicariam fisicamente a interrupção da feição média de recirculação interna do GSAS na Bacia de Santos entre 25-28° S.

O escoamento que limita a CRN identificado por Mattos (2006) como Contracorrente Subtropical do Atlântico Sul (CCST-AS), seria um fluxo termal raso cuja presença é dependente da magnitude dos gradientes de TSM (Cushman-Roisin, 1984). Desta forma, entre 25-28° S o processo de circulação não seria apenas governado pelo vento, mas também por uma componente termohalina. A consequência seria a inabilidade de um modelo governado somente pelo vento computar valores de transporte meridionais próximos da realidade observacional nesta região.

Figura 11.2 – Cenário proposto para o esquema de recirculação interna do GSAS nos primeiros 200-400 m de LDA. O tracejado preto representa o limite zonal do “Corredor de Vorticidade” do contorno oeste do Atlântico Sul. As regiões em tons de amarelo representam o padrão médio anual do Divergente da TCV junto ao contorno oeste da base SCOW (Risien & Chelton, 2008). CB: Corrente do Brasil; CM: Corrente das Malvinas; CAS: Corrente do Atlântico Sul; CSth: Corrente de Santa Helena; CSEs: ramo sul da Corrente Sul Equatorial; SNB: Sub-Corrente Norte do Brasil; OR: Ondas de Rossby.

Apesar de nossos avanços, consideramos que o forçamento mecânico poderia gerar resultados mais próximos da realidade observacional para o GSAS se levasse em consideração o caráter não-estacionário e não-homogêneo dos campos de ventos, além da parametrização de contorno realista e regionalização que desenvolvemos no Capítulo 9. Este objetivo poderia ser alcançado utilizando a base SCOW (Risien & Chelton, 2008), apresentada no Capítulo 10 que poderia suprir a modelagem com os efeitos de escala local / regional dos campos de vento. Sugerimos que a alteração regional da TCV ao largo do sudeste Brasileiro deva ser considerada juntamente com o campo

médio da TCV em larga escala na reprodução da circulação regional do contorno oeste do GSAS.

Também seria interessante avançar no conhecimento do forçamento devido à atividade coalescente das feições vorticais (*eddy-driven*). É possível que esta abordagem descreva os padrões não-lineares de recirculação em escala sinóptica. Ela deve considerar a alternância de clivagens e amalgamas das feições ciclônicas e anti-ciclônicas, que desfilam no relativo estreito Corredor de Vorticidade na borda oeste da Margem Continental Sudeste Brasileira com cerca de 330 km (3°) de largura. A existência da camada limite lateral de Munk pode ser consequência da interação média vortical na região do corredor. E o coeficiente linear parametrizado seria uma expressão média deste efeito.

Da mesma forma, consideramos que a forçante termodinâmica seja fundamental na explicação das principais feições de circulação oceânica na região entre $25\text{-}28^\circ$ S. Fluxos zonais, relativamente rasos de caráter termal, combinados com o efeito de convergência beta (Cushman-Roisin, 1984) podem ser os fundamentos que expliquem a presença (ou não) da CCST-AS.

Deixamos estes últimos tópicos endereçados como sugestões de estudos futuros.

12. Referências Bibliográficas

Agarwal, N., Sharma, R., Basu, S.K., Sarkar, A., & Agarwal, V.K. (2007): Evaluation of relative performance of QuikSCAT and NCEP re-analysis winds through simulations by an OGCM. *Deep-Sea Res.*, 54. 1311–1328.

Anderson, D. L. T. & A. E. Gill (1975): Spin-up of a stratified ocean, with applications to upwelling. *Deep-Sea Res.*, 22, 583–596.

Andrioni, M (2010): Influência de Forçantes Locais na Camada de Ekman Superficial do Talude Superior da Bacia de Santos. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 193 pp.

Assireu, A.T., Stevenson, M.R., & Stech, J.L. (2003): Surface circulation and kinetic energy in the SW Atlantic obtained by drifters. *Cont. Shelf Res.*, v.23, pp. 145 - 157.

AVISO data: "The altimeter products produced by Ssalto/Duacs and distributed by Aviso, with support from Cnes (<http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/>)".

Belkin, I. M., & A. L. Gordon (1996): Southern Ocean fronts from the Greenwich meridian to Tasmania, *J. Geophys. Res.*, 101(C2), 3675 – 3696.

Belkin, I.M., Cornillon, P.C. & Sherman, K. (2009): Fronts in Large Marine Ecosystems. *Prog. Oceanogr.* doi:10.1016/j.pocean.2009.04.015.

Berrisford, P.; Dee, D.; Fielding, K.; Fuentes, M.; Kallberg, P.; Kobayashi, S. & Uppala, S. (2009): ERA-Interim Series Report, v 1.0, 2009, ECMWF, 20 pp.

Biaosch, A., Boning, C. W., & Lutjeharms, J. R. E. (2008): Agulhas leakage dynamics affects decadal variability in Atlantic overturning circulation, *Nature*, 456, 489-492. doi:10.1038/nature07426

Biaosch, A., Boning, C. W., Schwarzkopf, F. U. & Lutjeharms, J. R. E. (2009): Increase in Agulhas leakage due to poleward shift of Southern Hemisphere westerlies, *Nature*, 462, 495–499.

Bingham, R.J.; Knudsen, P.; Andersen, O. & R. Pail (2011): An initial estimate of the North Atlantic steady-state geostrophic circulation from GOCE. *Geophys. Res. Lett.* 38, L01606, doi:10.1029/2010GL045633.

Blitzkow, D, Matos A.C.O.C., Lobianco, M.C.B. & Campos, I.O. (2009): The progress of the geoid in South America under GRACE and EGM08 models. *Geodesy for Planet Earth conference – IAG2009*, Buenos Aires, Argentina.

Blumberg, A. F. & G. L. Mellor, (1987): A description of a three dimensional coastal ocean circulation model. Three Dimensional Coastal Ocean Models, N. S. Heaps (Ed.), 116, American Geophysical Union, Washington, DC.

Böebel, O., R. E. Davis, M. Ollitraut, R. G. Peterson, P. L. Richard, C. Schmid, & W. Zenk, (1999): The intermediate depth circulation of the Western South Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 26(21), 3329–3332.

Boyer, T., S. Levitus, H. Garcia, R. A. Locarnini, C. Stephens, & J. Antonov, (2005): Objective analyses of annual, seasonal, and monthly temperature and salinity for the world ocean on a 0.25 degrees grid. *Int. J. Climatology*, 25(7), 931–945.

Bretherton, F. P., E. D. Russ, & C. B. A. Fandry, (1976): Technic for Objective Analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep-Sea Res.*, 23(7), 559–582.

Calado, L., (2006): Dinâmica da interação da atividade de meso-escala da Corrente do Brasil com o fenômeno da ressurgência costeira ao largo de C. Frio e C. S. Tomé, RJ. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 144 pp.

Calado, L.; Silveira, I.C.A. da; Gangopadhyay, A. & B.M. de Castro. (2010): Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22° S, Brazil). *Cont. Shelf Res.* 30, 1181–1188.

Campos, E. J. D., J. E. Gonçalves, & Y. Ikeda, (1995): Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight - summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, 100(C9), 18.537–18.550.

Campos E ; Ikeda, Y. ; M, C. F. B. ; Gaeta, S. A. ; Lorenzzetti, J. A. ; Stevenson, M. R. (1996): Experiment Studies The Circulation In The Western Region Of The South Atlantic. *EOS, TRANSACTION - AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*, Washington, D.C., v. 77, n. 27, p. 253-259.

Campos, E. J., Velhote, D., & da Silveira, I. C.,(2000): Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders, *Geophys. Res. Lett.* 27(6), 751–754.

Carminatti, M., Wolff, B. & Gamboa, L.A.P. (2008): New exploratory frontiers in Brazil. 19th World Petroleum Congress, Madrid, Spain. WPC Proceedings Abstracts CD.

Carter, E. F., & A. R. Robinson (1987): Analysis Models for the Estimation of Oceanic Fields, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 4(1), 49–74.

Ceccopieri, W., I. C. A. Silveira, A. C. K. Schmidt, R.C.F. Fontes & J. A. M. Lima, (2006): Mesoscale Variability of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current System at 22° S. In: *Ocean Science Meeting 2006, Honolulu*. *Eos Trans. AGU*, vol. 87.

Ceccopieri, W; Silveira, I.C.A; Rocha, C.B.; Polito, P.S.; Soutelino, R.G; Ponsoni, L.; Miranda, J.A.; Mattos, R.A. & Nonnato, L.V. (2010): On the inner recirculation of the South Atlantic Subtropical Gyre. *The AGU Meeting of the Americas*, Foz do Iguaçu.

Cerrone, B.N. (2010): Estatísticas da circulação do Oceano Atlântico sudoeste a partir de dados lagrangeanos. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 49 pp.

CERSAT (2002): QuickSCAT Scatterometer Mean Wind Field Products User Manual, Ref. : C2-MUT-W-03-IF, Version : 1.0.

Chelton, D. B., de Szoeke, R. A., Schlax, M. G., El Naggar, K. & Siwertz, N. (1998): Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation. *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 433-460.

Chelton, D. B., Schlax, M. G., Freilich, M. H. & Milliff, R. F. (2004): Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. *Science*, 303, 978-983.

Cushman-Roisin, B., (1984): On the maintenance of the Subtropical Front and its associated Countercurrent. *J. Phys. Oceanogr.*, 14(7), 1179–1190.

Cushman-Roisin, B., (1994): Introduction to geophysical fluid dynamics. Prentice-Hall Inc., New Jersey, 320 pp.

da Silva, A.M., Young, C.C., Levitus, S. (1994): Anomalies of heat and momentum fluxes. *Atlas of Surface Marine Data*, Vol. 3, NOAA Atlas NESDIS 8, U.S. Department of Commerce, 413 pp.

Dias, J.L. (2005): Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 13, n. 1, p. 7-25.

Duarte, C.S.L. & Viana, A.R. (2007): Santos Drift System: stratigraphic organization and implications for late Cenozoic paleocirculation in the Santos Basin, SW Atlantic Ocean. *Geological Society, London, Special Publications*, 276, 171–198.

Ducet, N., Le Traon, P.Y. & Reverdin, G. (2000): Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2. *J. Geophys. Res.*, vol. 105 (C8), 19.477-19.498.

Eady, E. T., (1949): Long waves and cyclone waves. *Tellus*, 1, 33–52.

Emery, W. J. & Thomson, R. E. (1998): Data analysis methods in physical oceanography. Pergamon Press, 634 pp.

Ertel, H. and C.-G. Rossby (1949): A new conservation theorem of hydrodynamics. *Geofisica Pura e Appl.*, 14, 189–193.

Evans, D.L. & S.R. Signorini, (1985): Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, 315 (6014): 48-50.

Ezer, T. & G. L. Mellor (1994): Diagnostic and prognostic calculations for the North Atlantic circulation and sea level using a sigma coordinate model. *J. Geophys. Res.*, 99(14), 14.159–14.171.

Ferreira, M.B. (2010): Observação da Variação Espectral e Posicional da Frente Brasil–Malvinas por Sensoriamento Remoto. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 100 pp.

Firing, E., J. Ranada, & P. Caldwell (1995): Processing adcp data with the codas software system version 3.1, Joint Inst. for Mar. and Atmos., Res./NODC, Univ. of Hawaii at Manoa, Honolulu.

Flierl, G.R. (1978): Models of vertical structure and calibration of two-layer models. *Dyn. Atmos. Oceans.*, 2, 341-381.

Forristal, G.Z.; Cooper, K.C., (1997): Design Profiles Using Empirical Orthogonal Function (EOF) and Inverse FORM Methods. Proceedings of the 29th Annual Offshore Technology Conference, OTC8267, Houston, USA.

Foloni Neto, H. (2008): Análise Multi-paramétrica Ótima de Massas de Água na Bacia de Campos – RJ. Monografia de Bacharelado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 69 pp.

Fu, L.L. & Le Traon, P.Y. (2006): Satellite altimetry and ocean dynamics. *C. R. Geoscience* 338 1063–1076.

Garfield III, N., (1990): The Brazil Current at subtropical latitudes. Tese de Doutorado, University of Rhode Island, Rhode Island, 121 pp.

Garzoli, S.L. & Giulivi, C. (1994): What forces the variability of the southwestern Atlantic boundary currents ? *Deep-Sea Res. I*, 41(10), 1527-1550.

Godoi, S. S., (2005): Dinâmica quase-geostrófica do sistema Corrente do Brasil no embaçamento de São Paulo (23,5–27° S). Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 133 pp.

Gordon, A. L., & C. L. Greengrove, (1986): Geostrophic circulation of the Brazil–Falkland Confluence. *Deep-Sea Res.*, 33A, 573–585.

Grodsky, S.A. & Carton, J.A. (2006): Influence of the tropics on the climate of the South Atlantic. *Geophys. Res. Lett.* 33, L06719, doi:10.1029/2005GL025153.

Guerra, L.A. & Paiva, A.M. (2009): Estrutura vertical de vórtices das Agulhas a partir de perfis Argo. VIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite - VIII OMARSAT, IEAPM, Brasil.

Hasunuma, K. & K. Yoshida, (1978): Splitting of the subtropical gyre in the western North Pacific. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 34(4), 160–172.

Hellerman, S. & Rosestein, M. (1983): Normal Monthly Wind Stress Over the World Ocean with Error Estimates. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 7, 1093-1104.

Houry, S., E. Dombrowsky, P. De Mey, & J.-F. Minster (1987): Brunt-Väisälä frequency and Rossby radii in the South Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 17(10), 1619–1626.

Howse H.D. (1979): "The Principal Scientific Instruments Taken On Captain Cook's Voyages of Exploration 1768-80". *The Mariner's Mirror* Vol 65 No. 2 pp. 119-135.

Ierley, G.R. & Sheremet, V.A. (1995): Multiple solutions and advection-dominated flows in the wind-driven circulation. Part I: Slip. *J. Mar. Res.*, (53), 703-737.

Jeans, R.G. & Feld, G., (2001): A Method for Deriving Extreme Current Profiles to Support Design of Deep Water Drilling Risers. *Proceedings of the 20th International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering*, OMAE01/OFT-1181, Rio de Janeiro, Brazil.

Johns, W. E., (1988): One-dimensional baroclinically unstable waves on the Gulf Stream potential vorticity gradient near Cape Hatteras. *Dyn. Atmos. Oceans* 11, 323–350.

Johnson, D.R., T.P. Boyer, H.E. Garcia, R.A. Locarnini, O.K. Baranova, & M.M. Zweng, (2009): *World Ocean Database 2009 Documentation*. Edited by Sydney Levitus. NODC Internal Report 20, NOAA Printing Office, Silver Spring, MD, 175 pp. Available at http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD09/pr_wod09.html.

Joyce, T. M. (1989): On in situ "calibration" of shipboard ADCPs, *J. Atmos. Oc. Tech.*, 6(6), 169–172.

Juliano, M. F. & Alves, M.L.G.R. (2007): The Atlantic Subtropical Front/Current Systems of Azores and St. Helena. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 2573-2598.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, & R., Joseph, D. (1996): The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis. *Project. Bull. Am. Meteorol. Soc.* 77, 437–471.

Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S.-K., Hnilo, J. J., Fiorino, M. & Potter, G. L. (2002): NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83, 1631–1643

Kara, A.B., Wallcraft, A. J., Barron, C. N., Hurlburt, H. E. & Bourassa, M. A. (2008): Accuracy of 10 m winds from satellites and NWP products near land-sea boundaries. *J. Geophys. Res.*, Vol. 113, C10020, doi:10.1029/2007JC004516

Kumar, N. & Gamboa, L.A.P. (1979): Evolution of the São Paulo Plateau (southeastern Brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic. *Geological Society of American Bulletin*, 90, 281–293.

LaCasce, J. H. & K. Speer. (1999): Lagrangian statistics in unforced barotropic flows. *J. Mar. Res.*, 57, 245–275.

LaCasce, J.H., (2000): Floats and f/H . *J. Mar. Res.*, 58, 61–95.

Leite, E.P., Molina, E.C. & Ussami, N. (1999): Integração de dados de gravimetria marinha e de altimetria por satélite (GEOSAT/ERM) no Atlântico Sul (65/25°W e 25/40°S). *R. bras. Geofís.*, 17, 145–162.

Le Traon, P.Y., Faugère, Y., Hernandez, F., Dorandeu, J., Mertz, F. & Ablain, M. (2003): Can we merge GEOSAT Follow-On with T/P and ERS-2 for an improved description of the ocean circulation? *J. Atmos. Oceanic Tech.* 20: 889-895.

Lima, J.A.M., (1997): Oceanic circulation on the Brazilian Shelf- break and Slope at 22° S Tese de Doutorado, University of New South Wales, Kensington, 164 pp.

Lima, J.A.M, Ribeiro, E.O., Ceccopieri, W. & Matheson, G.G (2009): Directional Extreme Current Profiles Based on Complex Empirical Orthogonal Functions (C-EOF) for Offshore Design. Proceedings of the ASME 28th International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering. OMAE2009-79467. Honolulu, Hawaii.

Lorenzzetti, J.A., Stech, J.L., Mello Filho, W.L., & Assireu, A.T. (2009): Satellite observation of Brazil Current inshore thermal front in the SW South Atlantic: Space/time variability and sea surface temperatures. *Cont. Shelf Res.*, 29, 2061–2068.

Lumpkin, R., & S. Garzoli (2011): Interannual to decadal changes in the western South Atlantic's surface circulation, *J. Geophys. Res.*, 116, C01014, doi:10.1029/2010JC006285.

Lutjeharms, J. R. E., H. R. Valentine, & R. C. van Ballegooyen (1993): The Subtropical Convergence in the South Atlantic Ocean, *S. Afr. J. Sci.*, 89, 552– 559.

Luz, R. T.; Bosch, W.; Freitas, S. R. C.; Dalazoana, R. & Heck, B. (2009): Integração de dados de altimetria por satélites às observações da rede maregráfica permanente para geodésia (RMPG) para modernização das altitudes brasileiras e sua vinculação ao datum vertical SIRGAS. VIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite - VIII OMARSAT, IEAPM, Brasil.

Mächel, H., Kapala, A. & Flohn, H. (1998): Behaviour of the Centres of Action Above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of Seasonal and Interannual Variability. *Int. J. of Climatology*, 18, 1-22.

Mahiques, M. M., M. C. Bicego, I. C. A. Silveira, S. H. M. Sousa, R. Lourenço, & M. M. Fukamoto (2005): Modern sedimentation in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazilian shelf. *Anais Acad. Bras. de Ciências*, 73(3), 535–548.

Mascarenhas, A. S., L. B. Miranda, & N. J. Rock, (1971): A study of oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. *Costlow J. D.*, 1, 285:308.

Matano, R. P. (1993): On the separation of the Brazil Current from the coast, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 79-90.

Matano, R. P., M. G. Schlax, & D. B. Chelton (1993): Seasonal variability in the South Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 98, 18,027–18,035.

Mattos, R.A., (2006): Feições de meso e grande escalas da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126 pp.

Maury, M.F. (1858): Explanations and Sailing Directions.
http://www.colorado.edu/geography/giw/maury-mf/1858_esd/1858_esd_toc.html

Meisling, K. E., P. R. Cobbold, & V. S. Mount (2001): Segmentation of an obliquely-rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil: *AAPG Bulletin*, v. 85, no. 11, p. 1903–1924.

Memery, L.; Arhan, M.; Alvarez-Salgado, X.A.; Messias, M.J.; Mercier, H.; Castro, C.G. & Rios, A.F. (2000): The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. *Prog. Oceanogr.* 47, 69–98.

Mio, E.; Chang, H.K. & Corrêa, F.S. (2005): Integração de métodos geofísicos na modelagem crustal da Bacia de Santos. *R. Bras. Geofís.*, 23(3): 275-284.

Mohriak, W.U.; M. Nóbrega; M. E. Odegard; B. S. Gomes & W. G. Dickson (2010): Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande Rise, south-eastern Brazilian margin: extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts. *Petr. Geosc.*, Vol. 16 2010, pp. 231–245.

Monahan, A. H. (2008): Probability distribution of sea surface wind stresses, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L05704, doi:10.1029/2007GL032268.

Moore, A.M. (1999): Wind-induced variability of ocean gyres. *Dyn. Atmospheres and Oceans* 29, 335–364.

Morris, M., D. Roemmich, & B. Cornuelle (1996): Observations of variability in the south pacific subtropical gyre, *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 2359–2380.

Müller, T.J., Ikeda, Y., Zangenberg, N. & Nonnato, L.V. (1998): Direct measurements of westerns boundary currents off Brazil between 20° S and 28° S. *J. Geophys. Res.*, 103(C3), 5429–5437.

Munk W. H., (1950): On the wind-driven ocean circulation. *J. Meteor.* 7, 79–93.

Nobre, P; Malagutti, M.; Chaves, R.R. & Sanches, M.B. (2002): Modulações da ZCAS pelas temperaturas da superfície do mar no Atlântico Sudoeste. XII CBMET, Foz do Iguaçu-PR.

Oliveira, L. R., A. R. Piola, M. M. Mata, & I. D. Soares (2009): Brazil Current surface circulation and energetics observed from drifting buoys, *J. Geophys. Res.*, 114, C10006, doi:10.1029/2008JC004900

Olson, D. B., G. P. Podesta, R. H. Evans, & O. B. Brown, (1988): Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas currents. *Deep-Sea Res.*, 35(12), 1971–1990.

Onogi, K., Tsutsui, J., Koide, H., Sakamoto, M., Kobayashi, S., Hatsushika, H., Matsumoto, T., Yamazaki, N., Kamahori, H., Takahashi, K., Kadokura, S., Wada, K., Kato, K., Oyama, R., Ose, T., Mannoji, N. & Taira, R. (2007): The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. of Japan*, vol 85, 3, pp. 369-432.

Oreiro, S.G. (2006): Interpretação Sísmica dos Eventos Magmáticos Pós-Aptianos no Alto de Cabo Frio, Sudeste do Brasil, Gênese e Relação com os Lineamentos Pré-sal. Tese de Doutorado. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 160 pp.

Palastanga, V., P. J. van Leeuwen, M. W. Schouten, & Q. P. M. de Ruijter (2007): Flow structure and variability in the subtropical Indian Ocean: Instability of the south India ocean countercurrent, *J. Geophys. Res.*, 112, C01,001.

Paolo, F.C. & E.C. Molina (2010): Integrated marine gravity field in the Brazilian coast from altimeter-derived sea surface gradient and shipborne gravity. *J. Geodyn.*, 50, 347–354

Pavlis, N. K., S. A. Holmes, S. C. Kenyon, & J. K. Factor (2008): An earth gravitational model to degree 2160: EGM2008. In: 2008 General assembly of the European Geosciences Union, April 13-18, 2008, Viena.

Pedlosky, J., (1989): *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag, 710 pp.

Pedlosky, J., & M. A. Spall, (2005): Boundary intensification of vertical velocity in a β -plane basin. *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 2487–2500.

Peterson, R G. & L. Stramma. (1991): Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Prog. Oceanogr.*, 26, 1-73.

Piola, A. R. & R. P. Matano (2001): Brazil and falklands (malvinas) currents. In *Encyclopedia of Ocean Sciences*, J. H. Steele (editor). Academic Press, Oxford, 340–349.

Polito, P. S., & P. Cornillon, (1997): Long baroclinic Rossby waves detected by TOPEX/POSEIDON. *J. Geophys. Res.*, 102, 3215–3235.

Poole, R. & M. Tomczak, (1999): Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline. *Deep-Sea Res. I*, 46(11), 1895–1921.

Provost, C.; Escoffier, C.; Maamaatuaiahutapu, K. (1999): Subtropical mode waters in the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, n. 9, v. 104, p. 21033–21049.

Qiu, B. (1999): Seasonal eddy modulation of the north pacific subtropical countercurrent: Topex/poseidon observations and theory, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 2471–2486.

Qiu, B., & S. Chen (2004): Seasonal modulations in the eddy field of the South Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 1515–1527.

Qiu, B., R. B. Scoot, & S. Chen (2008): Length scales of eddy generation and nonlinear evolution of the seasonally modulated south pacific subtropical countercurrent, *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 1115–1128.

Relatório Técnico CERES (2008a): Caracterização Oceanográfica da Corrente do Brasil na Baía de Santos utilizando XBT (sensores descartáveis), CTD, ADCP de casco e Lowered-ADCP - Projeto CERES. CERES-I, 129 p.

Relatório Técnico CERES (2008b): Caracterização Oceanográfica da Corrente do Brasil na Baía de Santos utilizando XBT (sensores descartáveis), CTD, ADCP de casco e Lowered-ADCP - Projeto CERES. CERES-II, 123 p.

Relatório Técnico CERES (2009): Caracterização Oceanográfica da Corrente do Brasil na Baía de Santos utilizando XBT (sensores descartáveis), CTD, ADCP de casco e Lowered-ADCP - Projeto CERES. CERES-III, 141 p.

Relatório Técnico CERES (2010): Caracterização Oceanográfica da Corrente do Brasil na Baía de Santos utilizando XBT (sensores descartáveis), CTD, ADCP de casco e Lowered-ADCP - Projeto CERES. CERES-IV, 218 p.

Relatório Técnico Woods Hole Group (2009): I-RL-3A26.00-1000-931-TDO-004. Data Qualification for Santos Basin. EEPTM/GEO, 78 p.

Reid, J. L., W. D. Nowlin, & W. C. Patzert, (1977): On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 7(1), 62–91.

Reid, J. (1989): On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers and transports, *Prog. Oceanogr.*, 23, 149– 244.

Rice, A.L. (1999): ["The Challenger Expedition". *Understanding the Oceans: Marine Science in the Wake of HMS Challenger*. Routledge. pp. 27–48. ISBN 978-1857287059. <http://books.google.co.uk/books?id=F5agn3NSzEoC&pg=PA27>.](http://books.google.co.uk/books?id=F5agn3NSzEoC&pg=PA27)

Rio, M., & F. Hernandez (2003): High frequency response of wind driven currents measured by drifting buoys and altimetry over the world ocean, *J. Geophys. Res.*, 108(C8), 3283, doi:10.1029/2002JC001655.

Rio, M., & F. Hernandez (2004): A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model. *J. Geophys. Res.*, 109, C12032, doi:10.1029/2003JC002226

Rio, M. H., P. Schaeffer, F. Hernandez, & J. M. Lemoine (2005): The estimation of the ocean mean dynamic topography through the combination of altimetric data, in situ measurements and GRACE geoid: From global to regional studies, in GOCINA Workshop, GOCINA Project, Eur. Union, Luxembourg.

Rio, M-H, P. Schaeffer, G. Moreaux, J-M Lemoine, E. Bronner (2011): New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements. *J. Geophys. Res.*, 116, C07018, doi:10.1029/2010JC006505

Risien, C.M. & Chelton, D.B. (2008): A Global Climatology of Surface Wind and Wind Stress Fields from Eight Years of QuikSCAT Scatterometer Data. *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 2379-2413. DOI: 10.1175/2008JPO3881.1

Rodrigues, R. R., Rothstein, L. M.; & Wimbush, M. (2006): Seasonal Variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: A Numerical Study. *J. Phys. Oceanogr.* 37:16–30.

Rosmorduc, V., J. Benveniste, O. Lauret, C. Maheu, M. Milagro, & N. Picot, (2009): Radar Altimetry Tutorial, J. Benveniste and N. Picot Ed., <http://www.altimetry.info>.

Rupolo, V., (2007): A Lagrangian-based approach for determining trajectories taxonomy and turbulence regimes. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 1584–1609.

Saatkamp, E.D., Moraes, C.V. & Farret, J.C. (2009): Avaliação do modelo geoidal EGM2008 para o Brasil. XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, p. 4303-4310.

Sandstrom, J. W. & B. Helland-Hansen (1903): Ueber die Berechnung von Meerestromungen. *Rept. Norwegian Fishery and Marine Investigations*, 2(4), 72–233.

Santos, N.P. & Escobar, I.P. (2010): Use of EGM08 model and shuttle radar topography mission data for geoid computation in the state of Rio de Janeiro, Brazil: a case study with Voronoi/Delaunay discretisations. *Stud. Geophys. Geod.*, 54, 239-255.

Sato, O. (2010): Programa Nacional de Bóias – PNBOIA. Apresentação do Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

Satyamurty, P., Nobre, C. A, & da Silva Dias, P.L. (1998): Meteorology of the Southern Hemisphere: Chapter 3C, South America. *Meteorological Monographs*. vol 27, No 49 pg 119-139.

Schmid, C., G. Siedler, & W. Zenk, (2000): Dynamics of intermediate water circulation in the subtropical South Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 3191–3211.

Schmidt, A. C. K., I.C.A. da Silveira, W. Ceccopieri, A. Sartori & J.A.M Lima, (2006): Thermal Front Patterns of the Brazil Current between 20,5° and 25,5° S. In: Ocean Science Meeting 2006, Honolulu. Eos Trans. AGU, vol. 87.

Schmidt, A.C., Ceccopieri, W., Silveira, I.C.A. & Lima, J.A.M. (2007): Modelo Paramétrico Analítico para a Estrutura de Velocidade do Sistema Corrente do Brasil. R. Bras. Geofis., 25(1): 75-91.

Shtokman, V. B., (1943): Geometrical proprieties of TS curve in the mixing of three water masses in a infinite sea. Problems of Artic, 1, 32–71.

Sieldler, G., M. Rounault, & J. R. E. Lutjeharms (2006): Structure and origin of the subtropical south Indian Ocean countercurrent, Geophys. Res. Lett., 33, L24,609.

Signorini, S. R., (1978): On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. Deep-Sea Res., 25(5), 481–490.

Silveira, I. C. A., A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. Godoi, & Y. Ikeda, (2000a). A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. R. Bras. Oceanogr., 48(2), 171–183.

Silveira, I. C. A., W. S. Brown, & G. R. Flierl, (2000b): Dynamics of the North Brazil Current retroflection from the WESTRAX observations. J. Geophys. Res., 105(C12), 28.559–28.583.

Silveira, I.C.A., L. Calado, B.M. Castro, M. Cirano, J.A.M. Lima & A.S. Mascarenhas, (2004): On the baroclinic structure of the Brazil-Current system at 22°–23° S". Geophys. Res. Lett., vol 31, LI 4308.

Silveira, I. C. A., (2006): O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 160 pp.

Silveira, I. C. A., J. A. M. Lima, A. C. K. Schmidt, W. Ceccopieri, A. Sartori, C.P.F Francisco & R.C.F Fontes, (2008): Is the Meander Growth in the Brazil Current System due to Baroclinic Instability ?. Dyn. Atmospheres and Oceans, 45, 187-207 p.

Sobel, D. (1994): Longitude. web_submit@davasobel.com
http://www.itaim Paulista.com.br/bccc/index2.php?option=com_docman&task=doc_view&gid=8&Itemid=39

Soutelino, R. G (2008): A Origem da Corrente do Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 101 pp.

Soutelino, R. G., I. C. A. da Silveira, A. Gangopadhyay, & J. A. Miranda (2011): Is the Brazil Current eddy-dominated to the north of 20°S?, Geophys. Res. Lett., 38, L03607, doi:10.1029/2010GL046276.

Souza, R. B (2000): Satellite and lagrangian observations of mesoscale surface processes in the Southwestern Atlantic Ocean. PhD Thesis, University of Southampton, England, 239 pp.

Souza, R. B. & Robinson, I. S. (2004): Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. *Cont. Shelf Res.*, vol. 24 (2) pp. 241-262

Spall, M.A. (2006): Effect of Sea Surface Temperature–Wind Stress Coupling on Baroclinic Instability in the Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 1092–1097.

SSALTO/DUACS User Handbook (2010): (M)SLA and (M)ADT Near-Real Time and Delayed Time Products. CLS-DOS-NT-06.034 Iss : 2.2 - date : 18/11/2010 - Nomenclature: SALP-MU-P-EA-21065-CLS 2.

<http://www.avisioceanobs.com/duacs/>

<http://www.avisioceanobs.com/en/data/products/>

Stanton, N., Mello, S.L.M. & Sichel, S.E. (2006): Morfoestrutura da cordilheira mesoceânica no Atlântico Sul entre 0° S e 50° S. *Rev. Bras. de Geofis.*, 24, 231–241.

Stommel, H., (1948): The westward intensification of wind-driven ocean currents. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 29, 202-206.

Stommel, H., (1965): The Gulf Stream: a physical and dynamical description. Berkeley. Univ. of California Press, 248 p.

Stramma, L., & , R. G. Peterson (1990): The South Atlantic Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 846–859.

Stramma, L., Ikeda, Y & Peterson, R. G. (1990): Geostrophic transport in the Brazil Current north of 20° S. *Deep-Sea Res.* 37(12): 1875–1886.

Stramma, L., & England, M. (1999): On the water masses and mean circulation of the south Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104, 20863–20883.

Sverdrup, H. U., M. W. Johnson, & R. H. Fleming, (1942): The Oceans, their physics, chemistry, and general biology. New Jersey, 1087 pp.

Sverdrup, H.U., (1947): Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 33, 318-326.

Stramma, L. & M. England, (1999): On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104(C9), 20.863–20.883.

Stramma, L., & J. R. E. Lutjeharms (1997): The flow field of the subtropical gyre of the south Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 102(C3), 5513– 5530.

Towsend, T.; Hurlburt, H. & Hoganetal, P. (2000): Modeled Sverdrup flow in the North Atlantic from 11 different wind stress climatologies. *Dyn. of Atmospheres and Oceans* (32) 373–417.

Tsuchiya, M., (1985): Evidence of a double-cell subtropical gyre in the South Atlantic Ocean. *J. Mar. Res.*, 43(1), 57–65.

Uda, M. & K. Hasunuma, (1969): The eastward Subtropical Countercurrent in the western North Pacific Ocean. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 25(4), 201–210.

Uppala, S.; Kallberg, P.; Simmons, A.; Andrae, U.; Da Costa Bechtold, V.; Fiorino, M.; Gibbson, J.; Haseler, J.; Hernandez, A.; Kelly, G.; Li, X.; Onogi, K.; Saarinen, S.; Sokka, N.; Allan, R.; Andersson, E.; Arpe, K.; Balmaseda, M.; Beljaars, A.; Van de Berg, L.; Bidlot, J.; Bormann, N.; Caires, S.; Chevalier, F.; Dethof, A.; Dragosavac, M.; Fisher, M.; Fuentes, M.; Hagemann, S.; Hořim, E.; Hoskins, B.; Isaksen, I.; Jassen, P.; Jenne, R.; McNally, A.; Mahfouf, J.; Morcrette, J.; Rayner, M.; Saunders, R.; Simon, P.; Sterl, A.; Trenberth, K.; Untch, A.; Vasiljevic, D.; Viterbo, P & Woolen, J. (2005): The ERA-40 Reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, pp. 2961–3012.

Vianna, M. L. & V. V. Menezes (2005): Circulação oceânica: monitoramento por meio de altimetria multi-satélite. *In Oceanografia por satélites*, R. B. Souza (editor). Oficina de Textos, São Paulo, 50–60.

Vianna, M. L., V. V. Menezes, & D. P. Chambers (2007): A high resolution satellite only GRACE based mean dynamic topography of the South Atlantic Ocean, *Geophysical Research Letters*, 34, L24604, doi: 10.1029/2007GL031912.

Vianna, M. L., & V. V. Menezes (2011): Double-celled subtropical gyre in the South Atlantic Ocean: Means, trends, and interannual changes. *J. Geophys. Res.*, 116, C03024, doi:10.1029/2010JC006574

Wang, L., & J. Koblinsky (1996): Annual variability of the subtropical recirculation in the north Atlantic and north Pacific: A topex/Poseidon study, *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 2462–2479.

Willebrand, J.; Philander, S.G.H. & Pacanowski, R.C. (1980): The oceanic response to the large scale atmosphere disturbances. *J. Phys. Oceanogr.* 10, 411–429.

Yelland, M. & Taylor, P.K. (1996): Wind Stress Measurements from the Open Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, Vol.26, Issue 4, pp. 541-558.

Yoshida, Y. & T. Kidokoro, (1967a): A Subtropical Counter-current in the North Pacific – An eastward flow near the Subtropical Convergence. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 23(2), 88–91.

Yoshida, Y. & T. Kidokoro, (1967b): A Subtropical Countercurrent (II) - A prediction of eastward flows at lower subtropical latitudes. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 23(5), 231–246.

Zemba, J. C. (1991): The Structure and Transport of the Brazil Current between 27° and 36° S, Tese de Doutorado, Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts.

Anexo A

Mapeamento Objetivo

A técnica de Análise Objetiva (AO) aplicada à oceanografia foi revista e detalhada por Carter & Robinson (1987). Ela tem como base as premissas de uma interpolação ótima. Este esquema de interpolação deve ser não tendencioso (o valor médio interpolado deve ser similar ao valor médio das observações), deve ser consistente (a estimativa melhora se o conjunto de dados aumenta), deve ter mínima variância e deve possuir suficiência (o estimador deve conter toda a informação dos dados). Assume-se estacionaridade (média e variância não variam no tempo) e homogeneidade (média e variância não variam no espaço). Portanto, seja a estimativa $\hat{\theta}_x$ de uma grandeza qualquer como uma combinação linear dos dados ϕ na forma

$$\phi_r = \theta_r \pm e_r \quad , \quad (A1)$$

onde ϕ_r é o valor observado na localidade r , e_r é o erro aleatório e θ_r é o valor “verdadeiro”. A técnica tem como base a Teoria de Gauss-Markov (Bretherton *et al.*, 1976). Este teorema fornece uma expressão para a estimativa de erros mínimos quadráticos de variáveis físicas (temperatura, salinidade, velocidade, função de corrente, vorticidade, etc.), sendo a estatística do campo estimada na forma de espectro espaço-temporal. Mapas de erros são obtidos através de estimativas do erro médio quadrático de interpolação.

Assim, se o erro em uma estação (localidade “s”) não é correlacionado com outra estação (localidade “r”), temos

$$E[e_r . e_s] = \varepsilon^2 \delta_{rs} \quad , \quad (A2)$$

onde $\delta_{rs} = \begin{cases} 1, r = s \\ 0, r \neq s \end{cases}$ é o Delta de Kronecker e ε^2 é a variância do erro amostral.

O valor esperado E é dado pela correlação entre os erros amostrais entre duas estações. Conseqüentemente, a função correlação entre o erro de uma estação e o valor medido em outra estação deve ser zero, ou seja, $E[e_r \cdot \phi_s] = 0$. Há necessidade, aqui, de se diferenciar dois tipos de erros. O *erro de interpolação* é inerente ao método de interpolação. O *erro amostral* é inerente à amostragem e aos erros instrumentais de medição.

O estimador, sendo um interpolador ótimo por mínimos quadrados, para uma grandeza escalar pode ser representado por

$$\hat{\theta}_x = \sum_{r=1}^N B_{xr} \left[\sum_{s=1}^N (A_{rs}^{-1} \phi_s) \right] \quad , \quad (A3)$$

onde r, s se referem às estações e x aos pontos de grade, $A_{rs} = E[\phi_r \cdot \phi_s]$ é a matriz de autocorrelação entre as observações e $B_{xr} = E[\theta_x \cdot \phi_r]$ é a matriz de correlação cruzada entre as observações em r e os dados nos pontos de grade.

O erro de interpolação representa o erro médio quadrático pontual, em função da vizinhança. Ou seja, a variância do erro de interpolação. Sua expressão é dada por

$$E[(\hat{\theta}_x - \theta_x)^2] = B_{xx} - \sum_{r,s=1}^N B_{xr} (A_{rs}^{-1} B_{xs}) \quad , \quad (A4)$$

onde $E[(\hat{\theta}_x - \theta_x)^2]$ é o valor esperado da variância entre o valor estimado e o valor observado, B_{xx} é a função de autocorrelação entre os pontos de grade, A_{rs}^{-1} traz embutido o efeito do erro amostral, e B_{xs} é a matriz de correlação cruzada entre as observações em s e os dados nos pontos de grade.

As grades para interpolação objetiva horizontal dos dados foram desenhadas com o Seagrid no Matlab a partir da distribuição regular das estações hidrográficas dos cruzeiros CERES-IV (25x25) e OSE-II (35x35). As resoluções variam conforme a distribuição das estações (Fig. A1).

Figura A1 – Grades construídas no Seagrid do Matlab com base na distribuição espacial das estações hidrográficas, para o mapeamento objetivo horizontal do CERES-IV (painel esquerdo) e da OSE-II (painel direito). A escala de cores quantifica a ortogonalidade da grade.

Definição dos Parâmetros Funcionais da Função de Correlação

Tendo apresentado as equações do interpolador ótimo (A3), e do erro associado (A4) e definido a grade com o Seagrid, o próximo passo é definir que função de correlação (função peso) utilizar para o mapeamento das grandezas. De acordo com Emery & Thomson (1998), ela é extremamente dependente da distribuição das estações. A função peso, uma vez aplicado o teorema de Gauss-Markov, é resultado do produto entre matrizes de covariância entre os pontos de grade e as observações. Em geral, escolhe-se uma forma analítica

(teórica) para a matriz de covariância, pois isso garante a inversibilidade da mesma. No mapeamento horizontal de escoamentos geofísicos podemos utilizar a seguinte função de correlação

$$C(\Delta x \Delta y) = (1 - \varepsilon^2) e^{-[(\Delta x^2/l_x^2) + (\Delta y^2/l_y^2)]} \quad , \quad (A5)$$

onde Δx e Δy são a representação da resolução horizontal nas direções zonal e meridional, e l_x e l_y são os respectivos comprimentos de correlação zonal e meridional, parâmetros funcionais da AO (Carter & Robinson, 1987).

Mapeamento Vertical

No mapeamento objetivo das seções verticais de ADCP de casco, a escala espacial horizontal é maior que a vertical em três ordens de grandeza. Assim, (A5) é re-escrita na forma

$$C(\Delta x \Delta z) = (1 - \varepsilon^2) e^{-[(\Delta x^2/l_x^2) + (\Delta z^2/l_z^2)]} \quad , \quad (A6)$$

onde Δx e Δz são a representação das resoluções normal ao talude e vertical, e l_x e l_z são os respectivos comprimentos de correlação zonal e vertical.

O comprimento de correlação e a variância do erro amostral podem ser determinados de duas maneiras conhecidas: (1) a partir do ajuste não-linear da função de correlação amostral dos dados à forma teórica (A6); ou (2) através do conhecimento prévio das principais feições que se quer avaliar, aplicados diretamente em (A6). Optamos pela 2ª forma, pois há o interesse de se filtrar fenômenos de escala espacial menor do que aquelas associadas às estruturas

de interesse. Após alguns testes e com base em estudos anteriores realizados na região (Godoi, 2005; Mattos, 2006), optamos por utilizar um comprimento de correlação para o caso das seções verticais de velocidade, de 50 km para lx e 50 m para lz . Tais valores permitem que as feições sejam adequadamente representadas de forma quantitativa, sem que o sinal de mesoescala seja excessivamente filtrado e sem que sejam subestimados os valores de transporte. Lembramos que a velocidade no mapeamento vertical é um escalar, pois tratamos apenas da componente normal ao talude, privilegiando o escoamento ao longo da linha costa.

Figura A2 – Exemplo de mapa de erro de interpolação das seções verticais de ADCP de casco.

Mapeamento Horizontal

Contudo, no mapeamento horizontal temos um campo vetorial. Para o mapeamento horizontal, utilizamos a relação funcional das componentes zonal e meridional com a função de corrente (ψ), através da eliminação da divergência e considerando que o campo de corrente é isotrópico. Nestes mapas, são aplicadas a condição de contorno de Newman ($\frac{\partial \psi}{\partial \eta} = 0$) – ou seja, o fluxo perpendicular ao contorno é zero), e a condição de Dirichlet ($\psi = cte$) – ou seja, a função não muda de valor no contorno.

Adotados estes critérios, utilizamos uma forma gaussiana isotrópica (Fig. A3) com base em (A7)

$$C(R) = (1 - \varepsilon^2) e^{-R^2 / lc^2} \quad , \quad (A7)$$

Figura A3 – Funções de correlação Gaussiana para o mapeamento objetivo horizontal do CERES-IV (painel esquerdo) e da OSE-II (painel direito).

onde $R = \sqrt{x^2 + y^2}$ de tal forma que $\hat{\theta}_x = C(R) \cdot \phi_s$. Temos que R é a distância radial entre as observações, $lc = lx = ly$ e ε são os parâmetros funcionais comprimento de correlação e raiz da variância do erro amostral aleatório, respectivamente.

Seguimos Silveira *et al.*, (2004) e procedemos diversos testes por “interpolação a priori”, com valores entre 3° (334 km) e 4° (445 km) para lc combinados com valores variando de 0,05 a 0,15 para ε , avaliando os diferentes mapas de Raiz do Erro Médio Quadrático [*reqm%*] resultantes. A

análise a partir da melhor relação custo-benefício para a função de correlação destes resultados ajudaram a definir os nossos parâmetros funcionais utilizados. Observamos que quanto maior o comprimento de correlação assumido, menores são os erros intrínsecos ao campo mapeado, limitado, porém, às escalas dos processos que desejamos representar. Adicionalmente, as áreas com os maiores erros estão atreladas a regiões onde há poucas estações. Já para os valores de $\mathcal{E}$ estudados, poucas são as discrepâncias entre os mapas de *reqm%*. Estas revelam basicamente que para maiores variâncias do erro amostral aleatório, os erros crescem ligeiramente.

O método permite testar novas formas da função de correlação e configurações de grade. A definição da melhor representação da estimativa do erro implica numa solução de compromisso *resolução – precisão – escalas de processos/feições* mapeados.

Anexo B

Noções de Altimetria

As informações compiladas neste anexo foram retiradas do *Radar Altimetry Tutorial* do CNES/AVISO por Rosmorduc *et al.* (2009).

Medição (distância satélite-superfície) (M)

Os radares altímetros embarcados em satélites trabalham com altas frequências (13,5 GHz). Os sinais são transmitidos para a Terra, e são refletidos specularmente (ângulo de reflexão é igual ao de incidência) de volta ao mesmo. O “eco” de superfície possui uma assinatura (“forma de onda”). Esta é submetida a algoritmos de processamento para obter precisamente o tempo total de emissão-reflexão do sinal. Este tempo obtido é escalado pela velocidade da luz (velocidade de propagação das ondas eletromagnéticas). Porém, estas ondas ao se propagarem através da atmosfera passam por processos de desaceleração e ionização, por exemplo. É necessário, então realizar correções nas medidas (Fig. B.1), e obter a medição corrigida ($M_{\text{corrigida}}$).

O propósito final é a obtenção da medida da altura da superfície em relação a uma referência terrestre. Para tanto, é requerido que as medidas sejam independentes da trajetória orbital do satélite; ou seja, medidas precisas de coordenadas de latitude, longitude e altitude.

Altitude do Satélite (S)

Os parâmetros orbitais críticos para as missões com altímetros embarcados em satélites são a altitude, a inclinação e o período. A altitude depende da sua inclinação, do efeito de arraste da atmosfera, da ação de forças gravitacionais, região do planeta a ser mapeada, etc... O período, ou órbita de repetição, é o

tempo necessário para o satélite passar pela mesma posição de modo a amostrar uniformemente a superfície da Terra.

Figura B.1 – Correções efetuadas nas medições altimétricas por satélite. Fonte: Rosmorduc *et al.* (2009).

A inclinação é definida como o ângulo entre o plano de órbita do satélite e o plano do equador. A altitude de um satélite (S) é a distância tomada em relação a uma referência arbitrária (centro do planeta, ou o elipsóide de referência). Os satélites podem ser rastreados de várias formas, mas para medir S com grande acurácia é preciso saber precisamente sua órbita. As principais técnicas são o efeito Doppler para se determinar a velocidade do satélite na sua órbita, com base em modelos orbitográficos dinâmicos, utilizados para deduzir a trajetória do satélite em relação à Terra (ex: DORIS); sistemas GPS; e sistemas de rastreamento por Laser (SLR), utilizados para calibração.

Altura da Superfície (AS)

A altura da superfície (AS) é a distância do satélite para a superfície de referência, em um dado instante de tempo, subtraindo-se a medição (M) efetuada pelo satélite (Fig. B.2). Se a Medição já tiver sido corrigida, a AS será:

$$AS_{\text{(corrigida)}} = S - M_{\text{(corrigida)}}$$

Altura da Superfície do Mar (ASM)

ASM não significa a altura da superfície do mar até o fundo marinho. Ela é uma altura tomada em relação ao elipsóide de referencia (Fig. B.2).

Considerando as correções efetuadas, para as medidas sobre os oceanos, a altura da superfície do mar (ASM) consiste na integração dos seguintes efeitos:

- Da altura da superfície do mar que existiria sem a ação dos forçantes que implicam em perturbações tais como vento, ondas, correntes marinhas, marés, etc.. Esta superfície é grosseiramente coincidente com o geóide marinho, que é um modelo de geopotencial, determinado com base nas variações do campo de gravidade do planeta (ver Anexo C);
- Da topografia dinâmica (TD), que define uma circulação média oceânica, e que compreende a componente estacionária permanente, devida à rotação da Terra, e os processos termodinâmicos. Este efeito é da $O(10^0 \text{ m})$; e
- Da componente variável da circulação oceânica devido aos forçantes em diversas escalas (ventos, ondas, vórtices, sazonalidades, etc...).

Na obtenção da TD, bastaria apenas subtrair S da ondulação geoidal (Anexo C). No entanto, na prática se subtrai o nível médio do mar (NMM) para que a parte variável (anomalia da superfície do mar – AASM) seja considerada no sinal da TD. Portanto, a TD compreende o efeito líquido dos diferentes

processos de circulação oceânica, expressos em uma medida vertical da ASM em relação ao geóide.

Figura B.2 – Medição altimétrica por satélite e suas superfícies de referência. Fonte: Rosmorduc *et al.* (2009).

SUPERFÍCIES DE REFERÊNCIA

Elipsóide de Referência

É uma referência arbitrária de superfície que é uma aproximação matemática da forma da superfície da Terra, basicamente uma esfera achatada nos pólos. O comprimento do eixo no equador é escolhido de forma que o elipsóide coincida com o nível médio do mar nesta latitude. Também conhecido como elipsóide de revolução, é uma aproximação de primeira ordem da forma não-esférica da Terra.

Geóide Marinho

É uma referência na qual a superfície do mar assume completa ausência de perturbação por forçantes. O geóide reflete o campo gravitacional terrestre (superfície equipotencial) e varia em altura conforme anomalias deste campo. Estas anomalias verticais são da ordem de 10^2 metros por distâncias de 10^3 quilômetros. Elas existem devido à distribuição irregular de massas/densidades das rochas que compõem o planeta (Anexo C).

Superfície Média do Mar (SMM)

A SMM é um modelo que representa o nível do mar obtido por conta de fenômenos constantes, tais como a rotação do planeta. Ela consiste na soma de um modelo de geóide com a Topografia Dinâmica Média (ou MDT), ambos no mesmo sistema elipsóide/maré que o geóide (Rio *et al.*, 2011), que inclui a componente estacionária permanente da TD oceânica, removidos os sinais anual, semi-anual, sazonais e espúrios da altura da superfície do mar. A SMM é computada da altimetria através da promediação de medidas de longo termo em órbita repetida. Anomalias do nível do mar (ou anomalias da altura da superfície do mar – AASM) são obtidas em relação à SMM. É necessário distinguir a SMM do nível médio do mar (NMM), que é uma medida da variação do nível do mar no tempo, sem levar em conta apenas a componente permanente da TD.

Assim: **SMM = geóide $O(10^2)$ m + MDT $O(10^0)$ m**

Figura B.3 – Superfície média do mar (SMM) para o período 1993-1999, obtida pelo AVISO com base em 7 anos de dados T/P, 5 anos do ERS-1/2 e 2 anos de dados geodésicos do Geosat. Fonte: Rosmorduc *et al.* (2009).

Topografia Dinâmica Média (MDT)

O MDT representa a componente estacionária permanente da topografia dinâmica do oceano (TD). Esta circulação média não é produzida diretamente dos dados altimétricos, que na verdade fornece a SMM (no longo termo) e a ASM. O MDT consiste na elevação do mar em termos médios em relação ao geóide marinho.

É necessário combinar os dados da SMM com outros dados, tais como dados gravimétricos 'in situ', dados de satélites gravimétricos, por exemplo, para determinar o geóide marinho com precisão. Uma vez tendo obtido este modelo de geóide, subtrai-se o MDT do mesmo para obter a circulação média do oceano.

A relação entre estas 3 superfícies (cada uma referenciada ao elipsóide de referência) pode ser assim formalizada (Fig. B.2):

- Altura da Superfície do Mar (ASM): é a altura da superfície do mar em relação ao elipsóide de referência;

- Topografia Dinâmica (ou Topografia Dinâmica Absoluta – TDA), também chamada de topografia da superfície do mar: é a altura da superfície do mar subtraída da ondulação geoidal (N);
- Anomalia da altura da superfície do mar (AASM) é a altura da superfície em relação à SMM.

Assim, temos: **$ASM = AS_{(corrigida)} = \text{geóide} + TDA$**

Ou: **$ASM = SMM + AASM = \text{geóide} + MDT + AASM$**

Os valores da AASM permitem que sejam monitoradas variações sazonais e fenômenos climáticos. Normalmente, os valores da AASM não são computados em termos sazonais, e sim em aplicações médias plurianuais.

Anexo C

Cálculo do Modelo de Ondulação Geoidal do Brasil (MAPGEO2010 - IBGE)

A distinção entre elipsóide e geóide é que o elipsóide (de revolução) é apenas um modelo geométrico da Terra, uma aproximação. O geóide é definido como um Modelo de Gravidade Geopotencial. O geóide compreende características regionais do campo de gravidade, que são influenciadas pela composição de massa/densidade das rochas do planeta. Uma região de rochas mais densas no oceano, por exemplo, teria assinatura de uma anomalia positiva no campo de gravidade, causando uma deformação no nível do mar na ordem de dezena de metros e que teria o efeito de uma ‘montanha’ no geóide. Assim, devemos considerar medidas gravimétricas na região de interesse para o cálculo do melhor modelo geoidal possível.

A gravimetria marinha é um dos métodos geofísicos mais utilizados para estudos de feições e processos geológicos na crosta oceânica. Porém, os dados gravimétricos medidos precisam de uma série de correções para que as anomalias gravimétricas tenham sentido físico-geológico. A aceleração devido à gravidade terrestre varia de 976 a 983 [Gal]. Anomalias gravimétricas são medidas em [mGal] ($1 \text{ Gal} = 0,01 \text{ m s}^{-2}$). Dentre as correções gravimétricas, temos: 1) a correção de gravidade normal (ou de latitude): significa uma aproximação matemática da superfície da Terra para um elipsóide de revolução; 2) a correção de ar-livre (ou de altitude) significa eliminar os efeitos topográficos/batimétricos na região de estudo, devido às variações da distância do ponto de medição ao centro da Terra. Ou seja, referencia todos os pontos medidos para um mesmo nível de referência (geralmente, usa a SMM). A anomalia de ar-livre sobre os oceanos para o MAPGEO 2010 foi obtida do *Danish National Space Center* (DNSC08-GRA, com resolução de 1' de grade); 3) a correção Bouguer significa eliminar os efeitos de massa acima e abaixo da SMM na região de estudo devido aos contrastes de densidades entre os materiais, camadas ou rochas diferentes; 4) e por fim, calcula-se a anomalia de gravidade de Helmert (Fig. C.1, painel direito). Seu papel no cálculo do geóide é descrito a seguir.

Figura C.1 – Painel esquerdo: a ondulação geoidal (N) é a separação entre as duas superfícies de referência, o geóide (H) e o elipsóide (h). Painel direito: anomalias de gravidade de Helmert para o Brasil e região oceânica adjacente. Fonte: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE (www.ibge.gov.br).

De acordo com o IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - www.ibge.gov.br), o geóide brasileiro (MAPGEO2010) possui resolução de 5' de grade e foi calculado com base em 928 000 pontos de gravimetria para a América do Sul. O esquema para a determinação do geóide pode ser resumido em 5 etapas (Blitzkow *et al.*, 2009):

1. Cálculo das anomalias gravimétricas ar-livre pontuais através de dados gravimétricos terrestres (coordenadas, altitude ortométrica e aceleração de gravidade);
2. Cálculo das anomalias gravimétricas de Bouguer completa, para posterior obtenção das anomalias ar-livre médias em quadrículas de 5'. Para esses cálculos são necessárias as anomalias ar-livre pontuais e o modelo digital de terreno;
3. Cálculo das anomalias de gravidade de Helmert na superfície da Terra (Figura C.1, painel direito), obtidas adicionando à anomalia ar-livre média, o efeito topográfico direto, o efeito atmosférico direto e efeito

topográfico indireto secundário. Os efeitos topográficos e o atmosférico são obtidos utilizando um modelo digital de terreno (SAM3s_v2 do INPE) do SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission* da NASA;

4. Integração de Stokes por FFT. O modelo de gravidade geopotencial EGM2008, até o grau e ordem 150, foi usado como referência para remover a componente de longo comprimento de onda da anomalia média de Helmert e para repor no final a mesma componente na altura geoidal, no que é denominado de técnica "remover-calcular-repor".
5. Adição do efeito indireto topográfico primário nas alturas geoidais referidas a um "geoide fictício" denominado co-geoide, para obtenção das alturas geoidais do MAPGEO2010.

Dentre os modelos globais de geóide utilizados para compor os MDTs, o EGM2008 (Pavlis *et al.*, 2008) com resolução de 5' de grade, tem tido bastante aplicação na composição de MDTs (Vianna & Menezes, 2011) e parece ser bastante adequado para estudos no Brasil (Saatkamp *et al.*, 2009) e Atlântico Sul (Blitzkow *et al.*, 2009). O EGM08 foi desenvolvido pela Agência Nacional de Inteligência Geo-espacial (NGA) dos EUA. Ele integra recentes anomalias de gravidade com base nas missões do GRACE, somadas a dados de estações terrestres e dados de gravidade com base em altimetria de satélite sobre os oceanos (Santos & Escobar, 2010).

De acordo com Saatkamp *et al.* (2009), a meta é que o novo modelo EGM2008 atinja uma acurácia global do geóide de RMS igual ± 15 cm. O EGM2008 determina os valores das ondulações geoidais em relação ao elipsóide do WGS84 (<http://earth-info.nima.mil>) No Brasil, o erro médio absoluto da ondulação geoidal gerado pelo EGM2008 foi estimado em cerca de 35 cm (Fig. C.3).

Figura C.2 – Painel esquerdo: Modelo de Gravidade Geopotencial para o Brasil e América do Sul (contorno do continente em amarelo). Painel direito: Comparação entre este geóide e o modelo geoidal EGM2008. Fontes: Blitzkow *et al.*, (2009) e Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE (www.ibge.gov.br).

Figura C.3 – Modelos integrados obtidos com base nos gradientes da superfície do mar, e em medições de gravimetria marinha. No painel esquerdo temos a Anomalia Ar-livre; no painel central a Altura (ou ondulação) do Geóide (N); e no painel direito o erro de anomalia da gravidade estimado com base no método LSC – *Least Squares Collocation*. Fonte: Paolo & Molina (2010).

Anexo D

Detalhes das simulações radiais dos cruzeiros CERES com o POMsec

Os detalhes aqui descritos foram retirados dos Relatórios de Embarque do Projeto CERES, realizados pela equipe do Laboratório de Dinâmica Oceânica do IO-USP.

No processamento das radiais dos cruzeiros CERES com o POMsec, foi seguida a metodologia apresentada por Silveira *et al.* (2004). Os autores seqüenciaram o método de Jonhs (1988), porém aplicando a técnica de Ezer & Mellor (1994) desenvolvida para a versão tridimensional do POM. Esta consiste em iniciar a simulação diagnosticamente, forçada apenas com o campo de massa oriundo da hidrografia, da mesma forma que Lima (1997). O termo do gradiente de pressão é então rampeado, a partir do valor do estado de repouso, durante os primeiros 1-3 dias (Figs. D.1 e D.2). Após a estabilização estatística da energia cinética média da simulação, o modelo é colocado no modo prognóstico, permitindo que os campos de temperatura e salinidade evoluam por um número de passos de tempo, via de regra, semelhante àquele que levou o modelo à estabilização diagnóstica. É este processo que funciona como “filtragem dinâmica”. Isto é feito através de processos de advecção, difusão e ajuste dinâmico do escoamento à topografia de fundo.

Figura D.1 – Evolução temporal da energia cinética média, por unidade de área, da Radial 2. A linha tracejada demarca a transferência da simulação do modo diagnóstico para o prognóstico, com a conseqüente queda da energia associada à dissipação dos ruídos (dominantemente ageostróficos) do campo hidrográfico inicial. De cima para baixo: CERES I, II, III e IV, respectivamente.

Figura D.2 – Evolução temporal da energia cinética média, por unidade de área, da Radial 1. A linha tracejada demarca a transferência da simulação do modo diagnóstico para o prognóstico, com a conseqüente queda da energia associada à dissipação dos ruídos (dominantemente ageostróficos) do campo hidrográfico inicial. De cima para baixo: CERES I, II, III e IV, respectivamente.

A Tabela D.1 apresenta os parâmetros referentes às simulações efetuadas para as radiais hidrográficas que compõem os CERES, em termos de resolução horizontal e vertical, intervalo de tempo de separação entre passos de tempo barotrópico (externo) e baroclínico (interno), tamanho da camada de amortecimento (“buffer zone”). Já a Tabela D.2, apresenta uma síntese das características das grades utilizadas em cada uma das simulações.

Tabela D.1 - Parâmetros referentes à simulação numérica das radiais hidrográficas.

Parâmetros de Simulação	Valores
Resolução horizontal da grade	1 km
Extensão da camada de amortecimento	50 % da extensão da grade
Passo de tempo interno (“DTI”)	160 s
Intervalo de separação (“ISPLIT”)	50 passos de tempo interno
Coeficiente cinemático de viscosidade turbulenta (“AAM”)	$60 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
Total de dias de simulação	8 dias
Total de dias no modo diagnóstico	4 dias
Resolução vertical (níveis sigma)	de 65 a 100 níveis

Tabela D.2 - Parâmetros individuais referentes à simulação numérica

Parâmetros de Simulação	Radial 2	Radial 1
Latitude central	25° S	25,8° S
Total de pontos de grade (IM)	783	743
Profundidade máxima	4038	2990

Lembramos que no uso de esquemas numéricos com coordenadas sigma, é comumente observada a geração de gradientes de pressão horizontais espúrios devido a relações que contemplam espaçamento horizontal da grade e a declividade batimétrica. Novamente, seguimos Lima (1997) e Silveira *et al.* (2004) e realizamos experimentos com base em campos homogêneos

(assumindo $T = 15\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $S = 35$) para verificar se velocidades espúrias eram numericamente geradas. Todas as grades desenvolvidas mostraram-se satisfatórias, com velocidades médias geradas em nível de ruído, da ordem de 10^{-4} m s^{-1} . Para exemplificar, exibimos a Figura D.3 com resultados de tais experimentos-teste para a grade da Radial 1 do CERES-II e Radial 2 do CERES-III.

Figura D.3 – Avaliação de grades na simulação dos experimentos-teste. Painel superior: apresentação da malha de pontos que constitui a grade, variando entre 65 e 100 níveis sigma. Painel inferior: simulação numérica de 8 dias para campo de massa homogêneo. Painéis esquerdos, CERES-II. Painéis direitos, CERES-III.