

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE BIOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS BIOLÓGICAS

Patrícia de Sena Piacsek Borges

**Uma Revisão sobre a Oceanografia do Sistema de Ressurgência de Cabo Frio: da
Circulação de Mesoescala ao Transporte de Ekman Costeiro.**

Niterói
Novembro, 2011

Patrícia de Sena Piacsek Borges

**Uma Revisão sobre a Oceanografia do Sistema de Ressurgência de Cabo Frio: da
Circulação de Mesoescala ao Transporte de Ekman Costeiro.**

Monografia apresentada ao Curso
de graduação em Ciências
Biológicas da Universidade
Federal Fluminense como
requisito parcial para a obtenção
do Grau de Bacharel.

Orientador: Ana Luiza Spadano Albuquerque

Co-orientador: André Luiz Belém

Rio de Janeiro

2011

[2]

Patrícia de Sena Piacsek Borges

**Uma Revisão sobre a Oceanografia do Sistema de Ressurgência de Cabo Frio: da
Circulação de Mesoescala ao Transporte de Ekman Costeiro.**

Monografia apresentada ao Curso
de graduação em Ciências
Biológicas da Universidade
Federal Fluminense como
requisito parcial para a obtenção
do Grau de Bacharel.

Aprovada em _____ de _____

BANCA EXAMINADORA

Ana Luiza Spadano Albuquerque

(Presidente)

Abílio Gomes Soares

(Membro)

Agnaldo Nepomuceno Jr.

(Membro)

André Luiz Belém

(Membro suplente)

Niterói

2011

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado graças ao apoio e incentivo do Projeto Ressurgência, do programa de Geoquímica da UFF e de inúmeras pessoas. Peço antecipadamente desculpas se me esqueço de citar algumas. Gostaria de agradecer muito:

Agradeço aos meus orientadores, Ana Albuquerque e André Belém, por me receberem no projeto ressurgência com muito ânimo e carinho.

Agradeço a minha família pelo suporte e confiança nas minhas escolhas, em especial aos meus pais, Cristiano Piacsek e Maria Eugênia de Sena, que sempre me incentivaram a buscar o conhecimento científico, a minha madrinha Maria Cristina Borges e ao meu irmão, Arturzinho, que sabe ser meu melhor amigo nas horas certas. Amo vocês.

Agradeço a equipe do Projeto Ressurgência, sempre muito unida e amiga.

Agradeço aos meus antigos orientadores, Agnaldo Nepomuceno, Roberto Villaça e Denise Conceição pela paciência e confiança.

Agradeço aos meus amigos de laboratório Gabrielle, Igor, Manu, Javier, Thiago, Rodrigo, Anna Paula, Camilinha, Tikinho, Kelly e Fábio, pela amizade, companheirismo e descontração.

Agradeço as amizades que se construíram durante os quatro anos de curso, em especial, Caroline e Aryana (minha dupla favorita), Raquel, Mariana, Pedro, Gabi e Igor (nomavemente), Luciana, Roberta, Josie, Joana, Espirro e Talita.

Agradeço também as minhas amigas queridas que sempre estiveram presente na minha vida, a amizade e o carinho que tenho por vocês serão os mesmos não importa o tempo que passarmos longe. Obrigada pelas alegrias.

E por último, mas não menos especial agradeço ao Lucas pelos momentos felizes que ele me proporciona, por dividir alguns de seus dias e sonhos comigo. Obrigada, amor.

Patrícia.

RESUMO

Este trabalho tem como propósito realizar uma revisão bibliográfica sobre a temática: Sistema de Ressurgência de Cabo Frio, no âmbito da Oceanografia Física, a partir da literatura disponível. Ressaltamos a circulação oceanográfica do sistema de Ressurgência de Cabo Frio, que abrange as Bacias de Campos e de Santos e, de forma mais sinótica, as interações dos eventos climatológicos com o sistema sazonal de ventos regionais. Foram co-relacionados trabalhos, predominantemente de cunho científico, que abordassem o mesmo aspecto dentro do tema principal, de forma que fosse possível identificar pontos de divergência nos resultados apresentados. Foi questionada a delimitação dos processos de ressurgência da localidade, como sendo um processo característico da região costeira de Cabo Frio. Foram apresentadas evidências de que outros fatores estariam diretamente relacionados com a intensidade da ressurgência costeira, incluindo dentre ele uma parcela significativa de movimentos de mesoescala, sendo estes recorrentes durante todo o ano. Os movimentos de mesoescala incluem basicamente a formação de meandros e vórtices, capazes de induzir o afloramento de águas profundas (ACAS) em regiões dentro e fora da plataforma continental. Posto desta forma, o Sistema de Ressurgência de Cabo Frio é caracterizado com influências diretas dos movimentos de mesoescala e do transporte de Ekman ao largo de Cabo Frio. Conforme o panorama atual das pesquisas realizadas, foi possível identificar lacunas no conhecimento sobre o processo de afloramento da ACAS, visto que alguns estudos não apresentam um número significativo ou até mesmo são pouco aprofundados em determinados aspectos.

ABSTRACT

This work intends to review the subject: Upwelling System of Cabo Frio, a Physical Oceanography perspective. The upwelling system of Cabo Frio covers the basins of Campos and Santos, which is characterized by mesoescala events. The synoptic perspective was also included as a component of the system through seasonal winds NE oriented. Papers with same approach were reviewed to identify points of divergence in the results presented. The location of upwelling processes was questioned as characteristic of the coastal region of Cabo Frio. Some evidences indicate that other factors are directly related to the intensity of coastal upwelling. The mesoscale movements are recurring through the year, which basically includes the formation of meanders and eddies. Those are capable to bring deep waters (ACAS) to the euphotic zone, in both inshore and offshore areas. Hence, the upwelling system of Cabo Frio is characterized by direct influences of mesoscale movements and Ekman transport. This review indicates lack of knowledge about the upwelling process, either by a limited number of publications about the theme or by absence of an insightful investigation of some aspects.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Fig. 1 – Áreas de abrangência da oceanografia. Assad *et. al.*, 2009.
- Fig. 2 – Localização da área de estudo. Bentz *et. al.*, 2005.
- Fig. 3 – Mapa da estimativa da extensão da província do Pré-sal na costa sudeste brasileira. Jornal Valor Econômico, 28 de Julho de 2009.
- Fig. 4 – Imagem das campanhas oceanográficas do programa WOCE que obtiveram a velocidade e a média de transporte de cada CCO, em profundidades distintas. Grassl, 2001.
- Fig. 5 – Esquema da hipótese de Stommel de 1965. (Fonte Silveira *et. al.* 2000).
- Fig. 6 – Representação esquemática do giro subtropical do Atlântico Sul. Peterson & Stramma, 1991.
- Fig. 7 – Imagem da esquerda: Fluxo em direção ao sul da CB. Direita: fluxo em direção norte da Corrente de Contorno Intermediária (CCI). Imagens adaptada de Costa, 2007.
- Fig. 8 – Mapa batimétrico tridimensional para Plataforma Continental e região oceânica adjacente, cortesia de A. Belém, 2011
- Fig. 9 – Representação esquemática do Sistema CB, relacionando corrente de contorno, sua atividade de meso-escala e as massas de água transportadas por estas correntes. Calado, 2006.
- Fig. 10 – Configuração dos limites médios das massas de água na Bacia de Campos. Neto, 2008.
- Fig. 11 – Interpretação gráfica da hipótese de Campos *et. al.* 1995 apresentada por Schmidt, 2004.
- Fig. 12 – (A) e (B) – (A) Temperatura da superfície do mar (TSM-AVHRR), em 27 de junho de 1994, ao largo do sudeste brasileiro. Mattos, 2006. (B) Esquema do trem de ondas gerado pelo meandramento da CB evidenciando os Vórtices de Vitória (VV), de Cabo de São Tomé (VCST) e Cabo Frio (VCF). Calado, 2006.
- Fig. 13 – Campo de velocidade da camada superior depois de cinco dias de modelagem para três situações distintas: a) Caso real; b) Topografia de fundo estável; c) Linha de costa suavizada. Rodrigues e Lorenzetti, 2001.
- Fig. 14 – Mapas de velocidade horizontal em superfície e profundidade de 500m, referentes a 40 dias de simulação. Calado, 2001.
- Fig. 15 – Padrão de ondas Baroclínicas, diferença de fase das ondas instáveis. Calado, 2006.
- Fig. 16 – Ilustração dos movimentos de meso-escala, destacando a presença dos vórtices frontais e de borda da CB. Pereira, 2009.
- Fig. 17 – Esquema de como se pode bombear água na parte dianteira de um vórtice ciclônico propagante, propiciando ressurgência de quebra de plataforma. Campos *et. al.* 2000 modificado por Calado, 2006.
- Fig. 18 – Esquema da definição de Calado para os meandramentos. Calado, 2006.

Fig. 19 – Padrões espaciais da altura do nível do mar (m) simulados por Gabioux, 2008.

Fig. 20 – Posição das estações hidrográficas durante o cruzeiro METEOR. Schmid *et. al.*, 1994.

Fig. 21 – Imagem de AVHRR apresentada por Velhote (1998) e editada por Silveira (2007) e Pereira (2009), com finalidade de destacar as feições dos dipolos vorticiais e do vórtice frontal (Vórtice de Cabo Frio). Pereira, 2009.

Fig. 22 – Trecho da série entre os anos de 1975 e 1980 de ocorrência de ressurgência. Elias, 2009.

Fig. 23 – Contrastes sazonais nos processos oceanográficos da plataforma continental. Adaptado de Lopes *et. al.*, 2006.

Fig. 24 – Imagem AVHRR de 10 de janeiro de 2001 exemplificando o meandramento ciclônico da CB nas região de cabo Frio e Cabo de São Tomé. Calado *et. al.*, 2010.

Fig. 25 – Esquema de um meandro ciclônico em crescimento na CB instável induzindo ressurgência costeira no Cabo de São Tomé. Calado *et. al.* 2010.

Fig. 26 – Representação da posição picnoclina-termoclina com a presença de um meandramento ciclônico. Marone *et. al.*, 2010.

Fig. 27 – Imagem QUIKSCAT da média sazonal (2000-2004) da forçante do vento nas proximidades de Cabo Frio. Castelão e Barth, 2006.

Fig. 28 – Temperatura média do período de ressurgência entre os anos de 1971 e 1992. Elias, 2009.

Tabela 1 – Amostragens de transporte de volume e velocidade da superfície da CB entre as latitudes de 9°-25°S. Adaptada de Garfield, 1990.

Gráfico 1 – Amostragens de velocidade do fluxo da CB.

LISTA DE ABREVIACOES

AC – gua Continental
ACAS – gua Central do Atlântico Sul
AIA – gua Intermediária do Atlântico
APAN – gua Profunda do Atlântico Norte
AT – gua Topical
AVHRR – Advanced Very High Resolution Radiometer
CB – Corrente do Brasil
CCI – Corrente de Contorno Intermediária
CCL – Corrente de Contorno Leste
CCO – Corrente de Contorno Oeste
CSE – Corrente Sul Equatorial
DEPROAS V – Dinâmica do Ecossistema de Plataforma da Região Oeste do Atlântico Su
DHN – Diretoria de Hidrografia e Navegao
Exp9 – Nine Zone Expansion
HYCOM – Hybrid Coordinate Ocean Model
IEAPM – Instituto Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira
LaDO – Laboratório de Dinâmica Oceânica
LANDSAT – Land Remote Sensing Satellite
m – Metros
NE – Nordeste
N.Oc. – Navio oceanográfico
POM – Princeton Ocean Model
QUIKSCAT – NASA's Quick Scatterometer
VCF – Vrtice de Cabo Frio
VST – Vrtice de São Tomé
VV – Vrtice de Vitória
SOI – Southern Oscillation Index
Sv – Sverdrup.
TOGA – The Tropical Ocean and Global Atmosphere
WOCE – World Ocean Circulation Experiment
Km – Quilmetros

SUMÁRIO

Resumo	
Abstract.....	
Lista de ilustrações.....	
Lista de abreviaturas, siglas e símbolos.....	
1) INTRODUÇÃO.....	11
2) OBJETIVOS.....	16
2.1 OBJETIVOS GERAIS.....	16
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	16
3) BREVE HISTÓRICO DO ESTUDO DA RESSURGÊNCIA EM CABO FRIO.....	17
4) CORRENTES DE CONTORNO OESTE.....	20
4.1 CORRENTE DO BRASIL.....	24
5) ATIVIDADE DE MESO-ESCALA DA CORRENTE DO BRASIL.....	33
5.1 MEANDRAMENTOS DA CORRENTE DO BRASIL.....	34
5.1.1 INFLUÊNCIA DA MUDANÇA DA LINHA DE COSTA E TOPOGRAFIA.....	34
5.1.2 ONDAS BAROCLÍNICAS.....	38
5.2 VÓRTICES.....	40
5.2.1 VÓRTICES ESTACIONÁRIOS.....	46
5.2.2 DIPOLOS VORTICAIS.....	48
6) CONDIÇÕES SINÓTICAS.....	50
6.1 SAZONALIDADE DA FORÇANTE DOS VENTOS.....	55
7) CONCLUSÃO.....	58
8) ESTUDOS FUTUROS:.....	59
9) REFERÊNCIAS.....	60

1) INTRODUÇÃO

Os oceanos cobrem, em média, 71% da superfície da crosta terrestre, ao considerarmos também a água no seu estado sólido (gelo) e as fontes de água doce existentes, esta porcentagem aumenta para 85% da cobertura terrestre. De forma que, a energia solar recebida pela Terra é, em parte, absorvida pela água doce presente nos continentes e, predominantemente, pelos oceanos. A capacidade de absorver calor dos primeiros três metros de profundidade dos oceanos corresponde à capacidade de toda a coluna atmosférica. Contudo, a circulação oceânica está intimamente relacionada com a circulação atmosférica. A troca de calor entre o Equador e os pólos é conduzida via atmosfera e oceanos, e este sistema composto por grandes correntes oceânicas e cinturões de vento está diretamente relacionado com o padrão climático atual da Terra. (Grassl, 2001)

Nos oceanos, a circulação das correntes oceânicas se dá pela interação oceano-atmosfera e as diferenças de densidade entre os fluidos, comumente conhecida como circulação termohalina, os padrões que caracterizam a densidade desses fluidos estão no âmbito da temperatura e salinidade de cada um. As correntes oceânicas superficiais possuem grande influência da condição dos ventos, sendo um componente importante no deslocamento destas. Contudo, a inércia, promovida pelo fluxo das correntes, e o efeito geostrofico (balanço entre força da gravidade e força de Coriolis) são capazes de manter essas correntes em movimento. (Grassl, 2001)

Há uma gama diversa de movimentos recorrentes e característicos dos oceanos, inerentes a mecânica desses fluidos, por exemplos: marés, ondas, vórtices, correntes oceânicas, ondas interna e outros eventos. Para uma melhor compreensão destes diferentes movimentos, são elaboradas simplificações e modelos, sendo comum a segmentação dos fenômenos oceanográficos em diferentes escalas espaciais e temporais (Assad et al. 2009). A oceanografia física estuda o movimento de fluidos nos oceanos com base em análises observacionais e fazendo uso de simulações destes processos, em diferentes escalas espaciais e temporais, na tentativa de predizê-los (Fig.1)

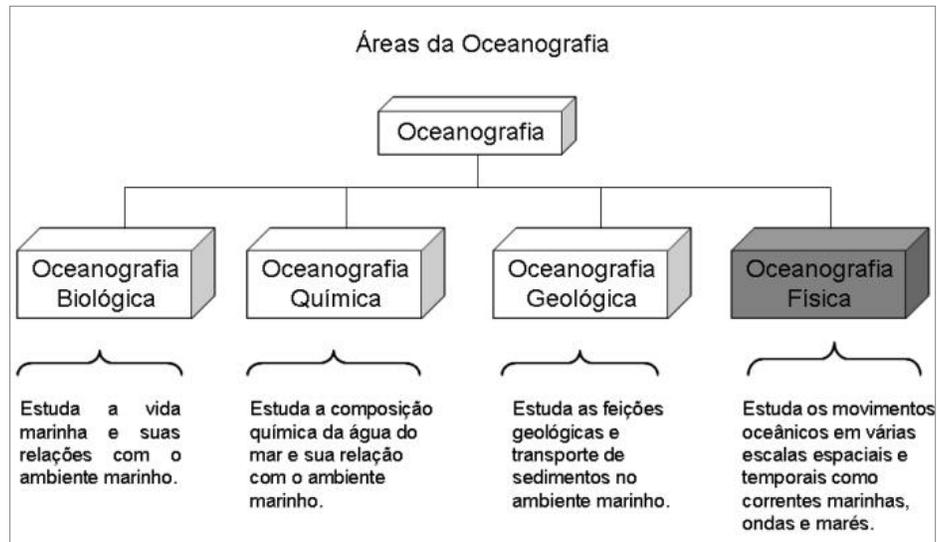


Fig. 1 – Áreas de abrangência da oceanografia. Assad *et. al.*, 2009.

Ambientes costeiros possuem mais interfaces que as bacias oceânicas, e em detrimento disso apresentam características e processos bastante distintos. A geometria de costa pode delimitar e condicionar o escoamento das correntes e massas de água, assim como as variações de batimetria e atrito são capazes de alterar a velocidade do fluxo das águas anexas. À plataforma continental brasileira possui uma linha de costa de aproximadamente 6400 km de extensão, quanto a largura, esta plataforma oscila entre 300 e 10 km. A região de quebra da plataforma varia entre profundidades de 40 à 180 metros (Silveira, 2000).

Regiões dos bordos leste das bacias oceânicas são mais propícias a ocorrência do fenômeno da ressurgência, ascensão vertical de águas profundas ricas em nutrientes, visto que a termoclina dessas regiões está presente em áreas mais superficiais da coluna de água. Isto ocorre em detrimento da força geostrófica que resulta no empilhamento de massas de água no lado oposto das bacias oceânicas. O Estudo da ressurgência é importante para entender os processos de incremento na produção primária local, visto que quando a água de fundo atinge a zona eufótica desencadeia um processo de aumento da matéria orgânica na coluna de água (Tanaka, 1977). As regiões de ressurgência mais conhecidas são no oceano pacífico, nas costas do Peru e da Califórnia.

Na costa brasileira, a região de ressurgência mais conhecida é a de Cabo Frio. Essa ressurgência é marcada sazonalmente, ocorrendo com maior frequência no verão do que no inverno. Porém, quando comparada às grandes ressurgências que ocorrem no mundo, a

Ressurgência de Cabo Frio aparece como um fenômeno de escala espacial bem reduzida. Em Cabo Frio, esse processo ocorre do lado oeste da bacia oceânica, por onde fluem as Correntes de Contorno Oeste. A região costeira de Cabo Frio está localizada no extremo leste do litoral fluminense, aproximadamente na latitude $22^{\circ}53'S$ e longitude $42^{\circ}01'W$ e apresenta características bem peculiares, como:

- A variação brusca na linha de costa (Norte-Sul) de quase 90° no sentido leste para oeste, é o ponto extremo de inflexão da costa brasileira;
- Zona de transição no estreitamento da plataforma continental;
- Uma gama diversa de processos oceanográficos em detrimento da incidência de ventos e da condição geográfica da região.

Além do mais, Cabo Frio (Fig.2) atua como um elo entre as áreas da Bacia de Santos e Bacia de Campos, nas quais está situada a uma das maiores reservas de petróleo do mundo, o Pré-Sal brasileiro (Fig.3). A região de Cabo Frio offshore, encontra-se entre essas duas regiões de grande importância econômica para o Brasil. Particularidades ambientais inerentes a condição geográfica de Cabo Frio, fazem com que surja a necessidade de aprofundar os estudos e sobre a circulação oceânica da região.

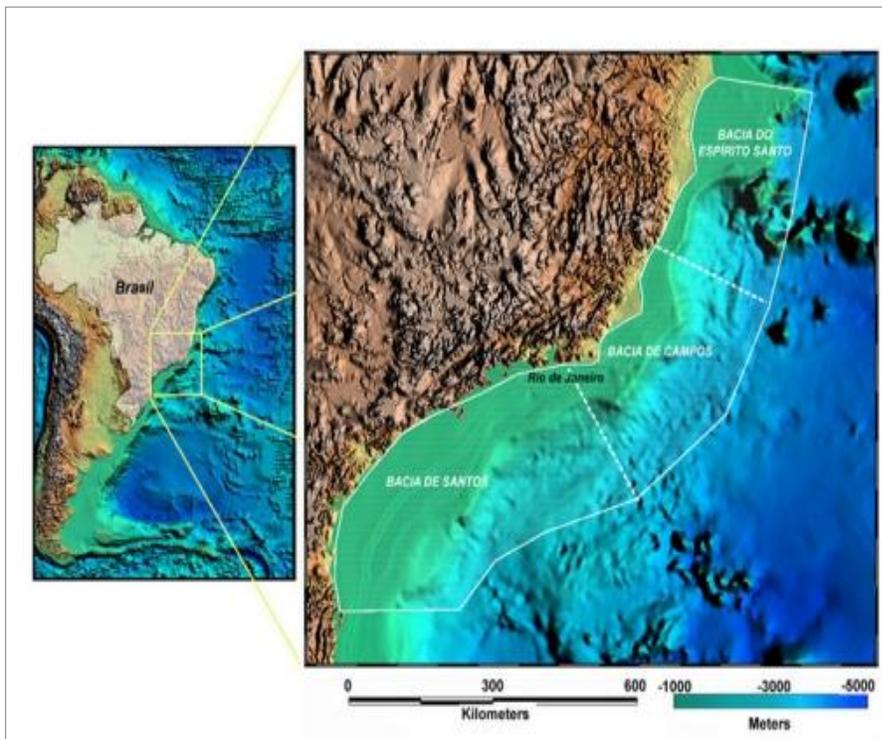


Fig. 2: Localização da área de importância econômica. Imagem extraída de Bentz *et. al.*, 2005.

O sistema hidrológico da plataforma continental de Cabo Frio é constituído por três massas de água de origem e composição físico-químicas bem diferenciadas: a Água Tropical (AT) normalmente distante da costa, a Água Costeira (AC), situada na faixa entre o litoral e cerca de 10 km da costa, e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), normalmente encontrada em profundidades maiores que 300 m e frequentemente observada próximo a superfície durante o fenômeno da ressurgência de Cabo Frio. Além dessas águas tipo, em profundidades correspondentes do talude e zona abissal encontramos na borda continental a Água Antártica Intermediária (AIA) e a Água Profunda do Atlântico Norte, mas que estão completamente fora do escopo de influência da Ressurgência de Cabo Frio.

A literatura destaca a existência de uma variação nas profundidades das massas d'água, devida à combinação entre o sistema de ventos e a presença de vórtices anticiclônicos e ciclônicos. Outro fator relevante para a dinâmica oceanográfica da região é a variabilidade sazonal do cisalhamento do vento, que altera a intensidade de ocorrência do afloramento de águas profundas através do rotacional do vento. Assim, percebe-se facilmente que o sistema de Ressurgência de Cabo Frio é composto por efeitos sinóticos e de mesoescala.

Biologicamente falando, os afloramentos de organismos fitoplânctônicos estão associados com a ocorrência dos fenômenos de ressurgência, desencadeando em cascata o incremento da malha trófica da coluna de água. Trabalhos de modelagem foram realizados com o ímpeto de relacionar as significâncias da frequência desses eventos de ressurgência com aumento da produção de pescado. Um trabalho clássico de estudo de modelagem numérica biológica é o de Cabornel e Valentin (1999), este associa a sazonalidade dos ventos com a ocorrência do fenômeno de afloramento e, conseqüentemente, o incremento da malha trófica da região do largo de Cabo Frio.

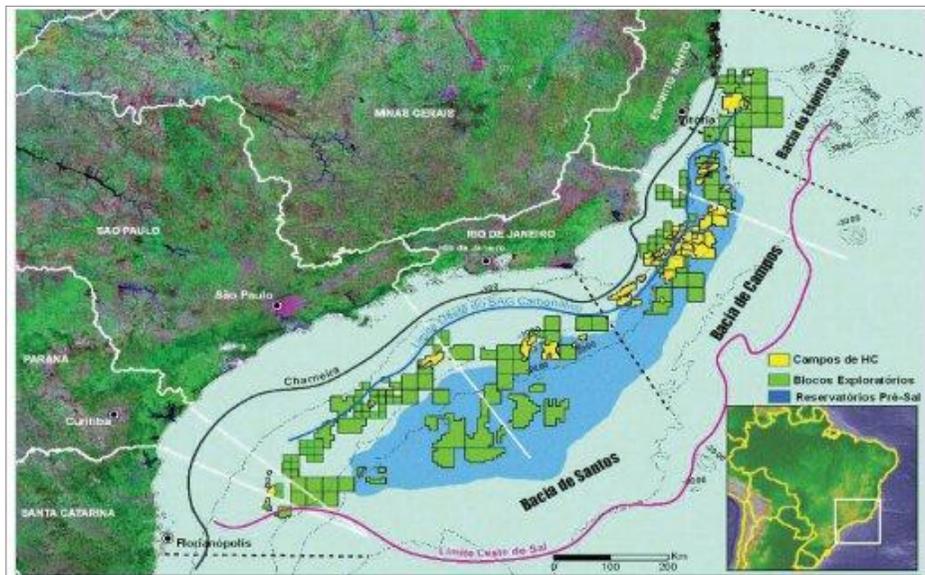


Fig. 3: Mapa da estimativa da extensão da província do Pré-sal na costa sudeste brasileira. A linha rosa limita a bacia de Campos Mapa extraída da matéria divulgada pelo Jornal Valor Econômico, 28 de Julho de 2009.

Muitos trabalhos oceanográficos abordam a Ressurgência de Cabo Frio, principalmente por seu caráter atípico. Os estudos realizados na região possuem duas vertentes principais e podem facilmente ser divididos em dois grandes grupos. O primeiro grupo é mais inclinado a caracterização de feições de mesoescala capturadas em imagens de satélite e/ou medições hidrográficas (Garfield, 1990; Schmid *et. al.*, 1995; Neto *et. al.*, 2005; Mattos, 2006). A relevância e abrangência destes dados, obtidos majoritariamente por imagens de satélite, permanecem no ambiente superficial da coluna d'água.

O segundo grupo é composto por trabalhos que analisam os processos de formação e crescimento de meandros e vórtices com base teórica em simulações dessas feições (Campos, 1995; Silveira *et. al.*, 1999; Calado, 2001; Calado *et. al.*, 2006; Silveira *et. al.*, 2004; Schmidt, 2004; Campos, 2006 e outros). Esses trabalhos apresentam a mudança na orientação da costa nas proximidades de Cabo Frio como fator determinante na formação dos meandros observados entre 22°S e 30°S (Campos, 1995).

2) OBJETIVOS

2.1 OBJETIVOS GERAIS

Este trabalho tem por objetivo apresentar a evolução histórica dos estudos oceanográficos no sistema da ressurgência de Cabo Frio, realizados através de dados observacionais adquiridos em cruzeiros oceanográficos, realizados durante as últimas décadas, e com base nos resultados provenientes de simulações numéricas da circulação oceânica. Além disso, este estudo tem por objetivo identificar a variabilidade sazonal da distribuição espacial das massas de água na área de Cabo Frio, e também das características inerentes ao deslocamento das mesmas.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Apresentar as lacunas existentes no conhecimento oceanográfico da região.
- Sistematizar o conhecimento em termos dos mecanismos de formação da Ressurgência costeira de Cabo Frio.
- Estabelecer os limites do Sistema de Ressurgência de Cabo Frio em relação ao mecanismo de afloramento das águas mais profundas na região oceânica (até onde pode ser considerado o processo de Ressurgência?)

3) BREVE HISTÓRICO DO ESTUDO DA RESSURGÊNCIA EM CABO FRIO

O fenômeno da ressurgência na região consta em cartas náuticas portuguesas desde o século XVI, corroborando a idéia de que a ressurgência dessa região era facilmente percebida pela brusca diferença de temperatura nas águas costeiras. Ao se separar do resto da frota da segunda expedição à costa brasileira em 1503, o navegador Florentino Américo Vespúcio chegou à praia conhecida atualmente como Praia do Forno, e logo em seguida ancorou na Praia da Rama, atualmente conhecida como Praia dos Anjos, município de Arraial do Cabo (Torres JR., 1995).

Características das variações sazonais de temperatura, salinidade, densidade e circulação das correntes superficiais do Atlântico sudoeste foram apresentadas primeiramente nos trabalhos de Böhnecke (1936) e Schumacher (1943) (apud Madureira, 2006). Os dados dos trabalhos foram obtidos a bordo do navio alemão N/R Meteor, que ficou dois anos margeando a costa brasileira (1925 – 1927), com o intuito de realizar o primeiro estudo climatológico do oceano atlântico.

Com base nos núcleos de águas frias ($<23^{\circ}\text{C}$) e menos salinas ($<36,5$) encontrados nos mapas da distribuição sazonal da temperatura e da salinidade da superfície, G. Böhnecke sugere a presença de águas de profundidade na superfície oceânica. Schumacher relata em suas cartas de corrente, variações sazonais da circulação das correntes superficiais na costa brasileira, tais como a presença de vórtices na CB nos meses de fevereiro a maio, acompanhados da penetração gradativa do ramo de água costeira da corrente de Malvinas. Embora saibamos hoje, que esse ramo costeiro não é propriamente a corrente das Malvinas e sim uma mistura entre as águas do Rio da Prata e as águas costeiras de plataforma do RS.

Os trabalhos oceanográficos experimentais foram intensificados a partir de meados da década de 1950, com o objetivo de contribuir com conhecimentos oceanográficos regionais, complementando pesquisas oceanográficas que estavam sendo realizadas nos experimentos de grande escala durante o ano geofísico internacional (1957 – 1958) (Signorini, 1989). Uma das publicações regionais pioneiras sobre a ressurgência de Cabo Frio e suas condicionantes, teve registro a partir de 1955 com o trabalho de Allard (apud Carbonel, 1998). A partir de então, outros autores vêm relatando ocorrências do afloramento de forma observacional e descritiva,

comitantemente, modelos foram sugeridos para explicar os eventos de ressurgência costeira ocorridos em águas próximas ao litoral da região de Arraial do Cabo, com grande ênfase na isóbata de 100 m onde a influência do transporte de Ekman é mais significativa aos processos de afloramento costeiro.

Em 1956, o ora Capitão-de-Corveta Paulo Moreira montou um projeto para identificar os mecanismos de fertilização das águas ao largo da costa do Brasil e, a partir da análise de dados coletados em três cruzeiros oceanográficos realizados pela Marinha do Brasil, evidenciou a presença da ressurgência costeira de Cabo Frio (IEAPM). Em 1961 (apud Torres, 1995), o Islandês Ingvar Emilson fez uso dos campos de ventos apresentados na “*Pilot Charts of US Hydrographic Office*”, e com a análise dos dados cogitou a possibilidade dos ventos de Nordeste atuarem como a principal forçante responsável pelo deslocamento das águas de superfície em direção ao largo de Cabo Frio. De forma que deste processo entraria em comum acordo com a descrição clássica do transporte de Ekman.

Em 1964, o almirante Paulo Moreira conseguiu, com o apoio da UNESCO, transformar o antigo veleiro Navio-Escola Almirante Saldanha em navio de pesquisa. A partir de então, o número de periódicos relacionados à Ressurgência de Cabo Frio aumentou significativamente (IEAPM). O trabalho de Moreira e Rodrigues de 1966 (apud Torres, 1995) utilizou o Navio Oceânico Almirante Saldanha para fins de monitorar, a leste de Cabo Frio, um fundeio na linha batimétrica de 119 metros. Com os resultados do fundeio, conseguiu evidenciar não somente o mecanismo clássico de Ekman, como também evidenciou a dependência deste mecanismo com as forçantes do vento de NE. Visto que, durante a entrada de duas frentes frias que alteraram o sentido dos ventos, não se observou o transporte de Ekman. Foi instalado em 1974 o projeto Cabo Frio que tinha dentre os principais objetivos criar uma universidade do mar, voltada a conhecimentos oceanográficos (IEAPM).

No final da década de 60, com a cooperação entre o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e o Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (USP), deu-se um grande salto detecção das feições da Ressurgência através da realização de trabalhos que fazem uso do sensoriamento remoto. Os primeiros resultados do monitoramento oceanográfico por radiômetros foram apresentados por Mascarenhas e Almeida em 1969. Mascarenhas *et. al.* (1971), descreveram a ocorrência de ressurgência de águas frias e de baixa salinidade na

região costeira de Cabo Frio, a uma distância da costa inferior a 18 km. Foi o primeiro trabalho que relatou a ocorrência de vórtices na CB (Gabioux, 2008).

A partir da década de do início da década de 70, a variação sazonal do processo de ressurgência no largo de Cabo Frio já fazia parte dos resultados de diversos trabalhos. A dissertação de mestrado de Tanaka (1977) foi elaborada no intuito analisar os processos de afloramento com base no sensoriamento remoto e, na tentativa de sair do núcleo dos dados observacionais, em um modelo numérico da circulação costeira de Cabo Frio. As pesquisas realizadas na região de Cabo Frio, de uma maneira geral, passaram a incorporar com maior frequência modelagens numéricas na estrutura de suas metodologias. A simulação modelada por Franchito *et. al.*(1998), além de confirmar esta sazonalidade, apresentou uma co-relação com a sazonalidade dos ventos, com maior intensidade da circulação de brisa marinha nos períodos de primavera-verão e menor intensidade no inverno, devido à presença de frentes frias.

4) CORRENTES DE CONTORNO OESTE

Os movimentos de bacias oceânicas ocorrem em larga escala, da ordem de quilômetros de comprimento e de caráter temporal superior a um quarto do ano. Os giros oceânicos são assimétricos de forma que as correntes no lado oeste dos oceanos são confinadas em um jato estreito e mais intenso do que no restante do giro, sendo denominadas Corrente de Contorno Oeste (Stommel, 1948; Munk, 1950 apud Bryan, 1963). Esses dois modelos (modelo de Stommel e o modelo de Munk) serviram de base para a construção do conhecimento mundial sobre a circulação dos oceanos, que culminou com os grandes projetos como WOCE (The World Ocean Circulation Experiment), com um cunho mais oceanográfico e o TOGA (The Tropical Ocean and Global Atmosphere), mais interdisciplinar.

As correntes de contorno oeste estão entre as correntes de superfície mais rápidas do oceano. Um dos motivos dessa intensificação tem a ver com o efeito de Coriolis associado à rotação da Terra. O transporte de águas superficiais, para o contorno oeste das bacias oceânicas, ganha força e causa um aumento da inclinação da superfície oceânica tornando o fluxo geostrófico mais acentuado desse lado do giro. Costuma-se dividir correntes geostróficas em duas componentes: barotrópica (dependente do gradiente de pressão) e a baroclínica (dependente do gradiente de densidade). Quando as Correntes de Contorno Oeste atingem o oceano tropical, maior parte da energia permanece na componente baroclínica, em detrimento do parâmetro de Coriolis. (Azevedo, 2008)

Entre as Correntes de Contorno Oeste estão às correntes do Golfo e do Kurishio (do Japão), situadas no hemisfério Norte, e a CB, das Agulhas e do Oeste da Austrália, no hemisfério Sul. Por terem suas águas associadas a temperaturas mais altas, estas correntes são muito importantes no quesito de transporte e redistribuição de calor.

Sabe-se que as Correntes de Contorno Oeste são consideradas rápidas perante as demais correntes superficiais e mais profundas também (podendo atingir até 1000 metros de profundidade) (Silveira, 2001). Este fator influencia diretamente no escoamento destas correntes, pois dificulta que as mesmas fluam sob a plataforma continental, sendo desviadas pela margem

continental. Por mais que estas correntes sejam velozes, há diferenças significativas no volume de água transportado entre elas (Fig. 4)

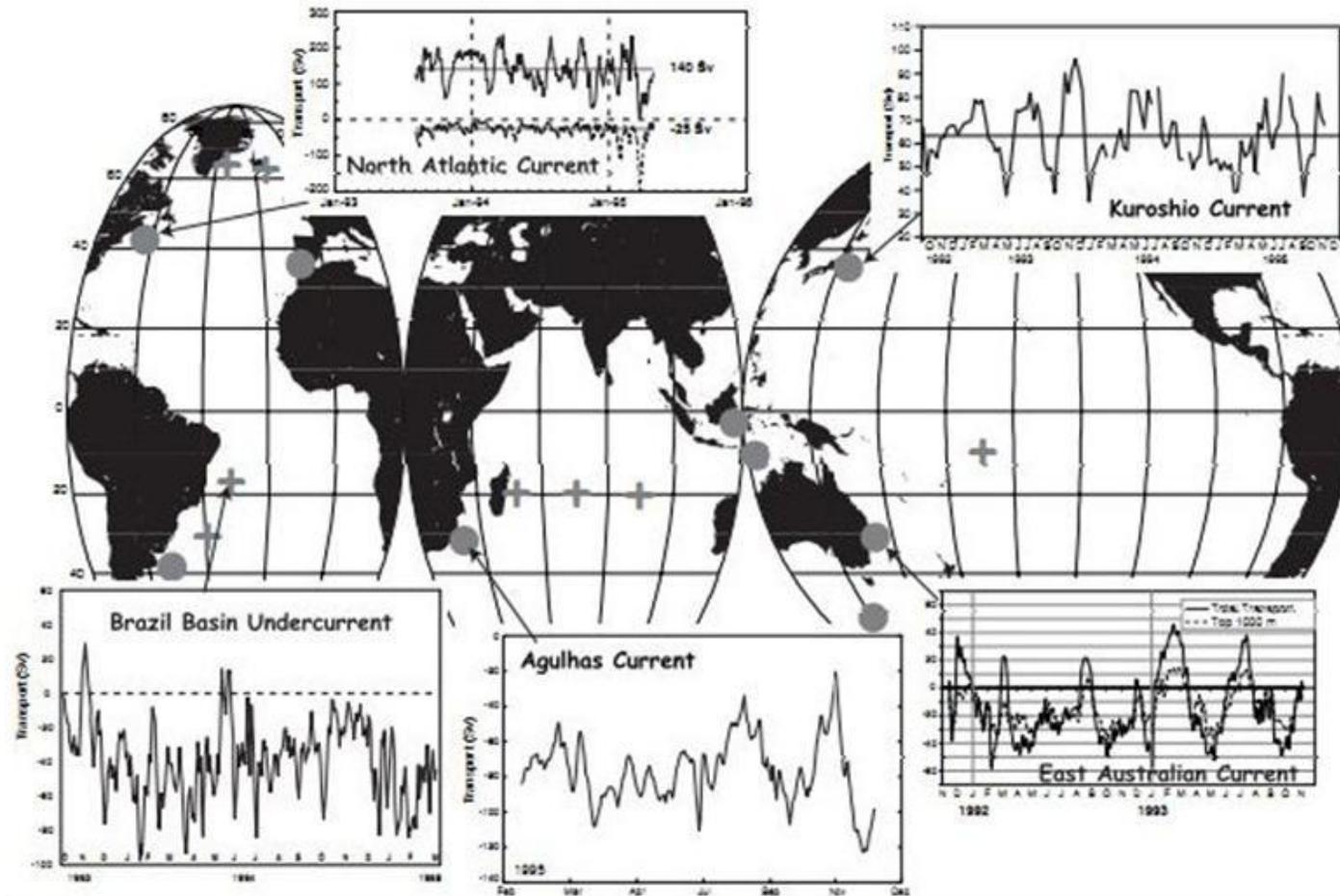


Fig. 4 - Imagem das campanhas oceanográficas do programa WOCE que obtiveram a velocidade e a média de transporte de cada CCO, em profundidades distintas. Os círculos representam os pontos de amostragem e as cruzes à área modelada numericamente. Extraída de Grassl, 2001.

A corrente de contorno oeste do Atlântico Norte, apresenta uma intensidade maior no fluxo que a do Atlântico Sul. A explicação inicial para essa diferença entre os hemisférios partiu da hipótese de Stommel (1965 apud Silveira et. al. 2000). Stommel separou a circulação oceânica em componentes gerados por influencia do vento e da termohalina, e cogitou a possibilidade das componentes se somarem no hemisfério Norte e se subtraírem no hemisfério Sul (Fig. 5). A hipótese foi acrescida de muitas outras variáveis e, atualmente, é considerada simplista. Outra explicação, mais atual, é que esse padrão ocorre devido à resultante da distribuição de energia das correntes oceânicas por área percorrida ser maior no hemisfério Norte.

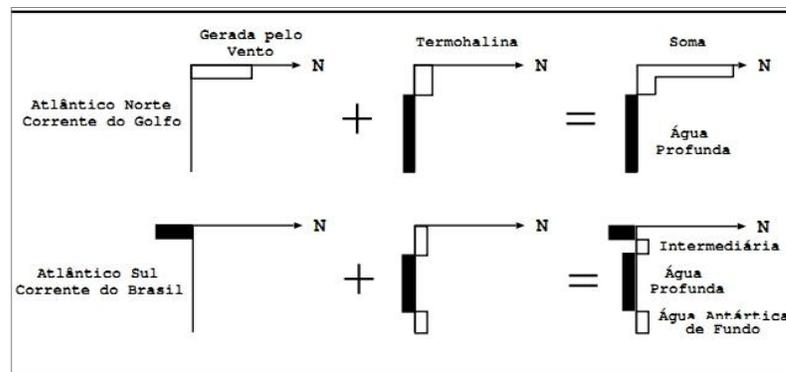


Fig.5 - Esquema da hipótese de Stommel de 1965, considerada simplista atualmente. (Fonte Silveira et al. 2000).

De forma que, as correntes de contorno oeste são jatos geofísicos intensos estreitos e bem definidos que fluem ao largo da margem continental, onde instabilidades baroclínicas e barotrópica (devido a cisalhamento horizontal) ocorrem simultaneamente (Silveira et. al., 2000). Geralmente a instabilidade baroclínica interna é o mecanismo inicial e desencadeador do processo de formação de meandros e vórtices isolados. Meandramentos e ondas de vorticidade são instabilidades de escoamentos geofísicos presentes em correntes de contorno oeste que se afastam da costa (Francisco et. al., 2004). Estas estruturas vorticiais representam importante mecanismo na interação e troca de propriedades entre as águas da plataforma e do oceano aberto.

Calado et. al. (2008) propôs que uma parcela significativa do fluxo offshore e plataforma continental brasileira ocorre por interação dinâmica de vórtices (estacionários ou não) e meandros da corrente do Brasil, assim, estabelecendo-os como os principais processos condicionantes da circulação regional.

4.1 CORRENTE DO BRASIL

A bifurcação da Corrente Sul Equatorial (CSE) dá início a duas correntes: a corrente Norte do Brasil e, ao sul da latitude de 10°S, a Corrente do Brasil (CB) (Stramma 1991; Silveira *et. al.*, 1994). A CB é uma corrente de contorno com fluxo direcionado ao sul, integrando o giro subtropical do Atlântico Sul (Fig. 6) que segue bordejando a costa leste do Brasil até a região da Convergência Subtropical (33-38°S), onde conflui com a Corrente das Malvinas e se separa da costa.

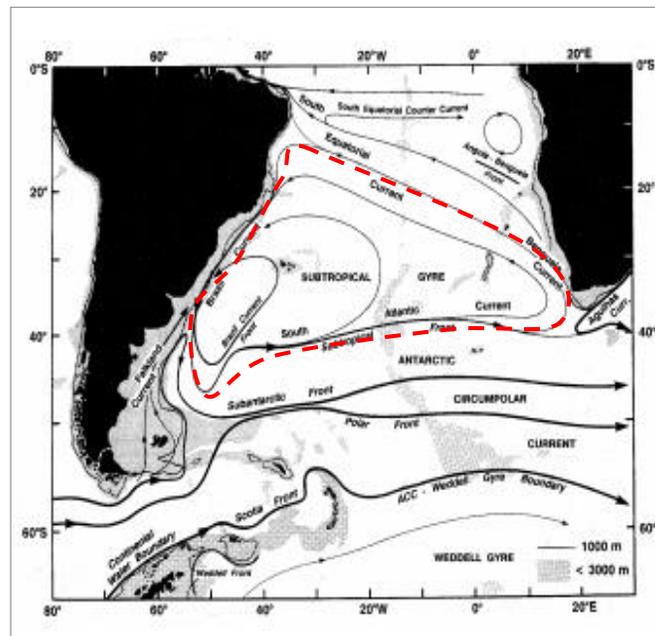


Fig. 6 - Representação esquemática do giro subtropical do Atlântico Sul, de acordo com Peterson & Stramma (1991)

A velocidade de transporte média da CB é muito inferior as demais correntes de contorno do mundo, possuindo em média de 10 a 50 km por dia. Em seus estudos Evans & Signorini (1985) determinaram que o fluxo da CB estaria orientado para sul com espessura característica de 500 m. Entre 400 m e 1800 m de profundidade, o escoamento passa a ser orientado para o norte (Fig. 7). Este padrão é ocasionado pela presença da Corrente de Contorno Intermediária (CCI). Os padrões de circulação de meso-escala da CCI foram descritos por Boebel *et. al.* (1999 apud Schmidt 2007), corroborando a existência da subcorrente postulada por Stommel (1965).

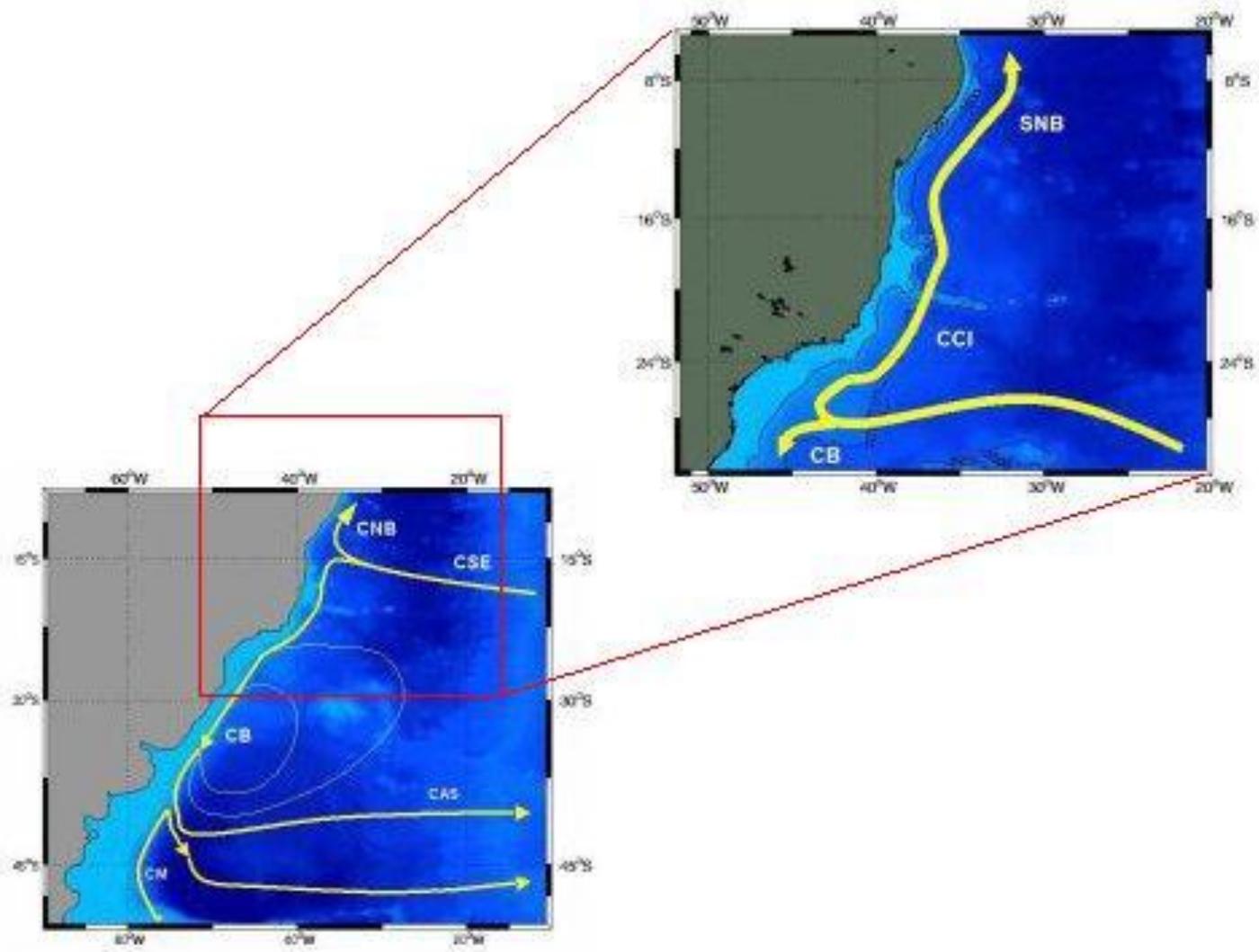


Fig. 7 - Imagem da esquerda: Fluxo em direção ao sul da CB. Direita: fluxo em direção norte da Corrente de Contorno Intermediária (CCI).

Imagens adaptada de Costa, 2007.

Abaixo da CCI, e com grade extensão vertical (aproximadamente 2000 m de coluna de água), encontra-se a mais extensa CCO do globo, conhecida como Corrente de Contorno Profunda (CCP). A CCP flui para o sul e transporta as águas profundas desde o Atlântico Norte até a região Antártica, além de compor o principal sistema de circulação termohalina do planeta (Stramma & England, 1999).

A CB tem como propriedade do seu escoamento a formação de largos meandros, que eventualmente originam os vórtices ciclônicos e anti ciclônicos podendo ocasionar a subida da CB na plataforma continental (Silveira *et. al.*, 2001; Evans e Signorini; 1985). A largura da plataforma continental é um fator importante na formação de vórtices topográficos, pois pode influenciar no desenvolvimento de anomalias secundárias na frente, mecanismo este que transporta águas mais quentes para a plataforma e permite uma sucessão biológica bem estabelecida, provavelmente responsável pela produção de biomassa que compõem os sedimentos na região da plataforma continental externa. (Schmidt, 2004).

Recentemente, Silveira *et. al.* (2006) determinaram que a espessura da CB possui aproximadamente 200 m ao atingir a região do banco dos Abrolhos, pois há um encurtamento da coluna de água em detrimento da variação batimétrica forçando o fluxo da CB escoar pela passagem mais próxima da costa. De forma que, ao Sul da cadeia, a CB mantém-se confinada e organizada sobre o talude continental. O balanço do transporte de volume indica que a CB flui através da passagem entre os bancos localizados mais próximos da costa (Fig. 8). Isso sugere que a estrutura geográfica banco de Abrolhos é resultado dessa geometria da CB.

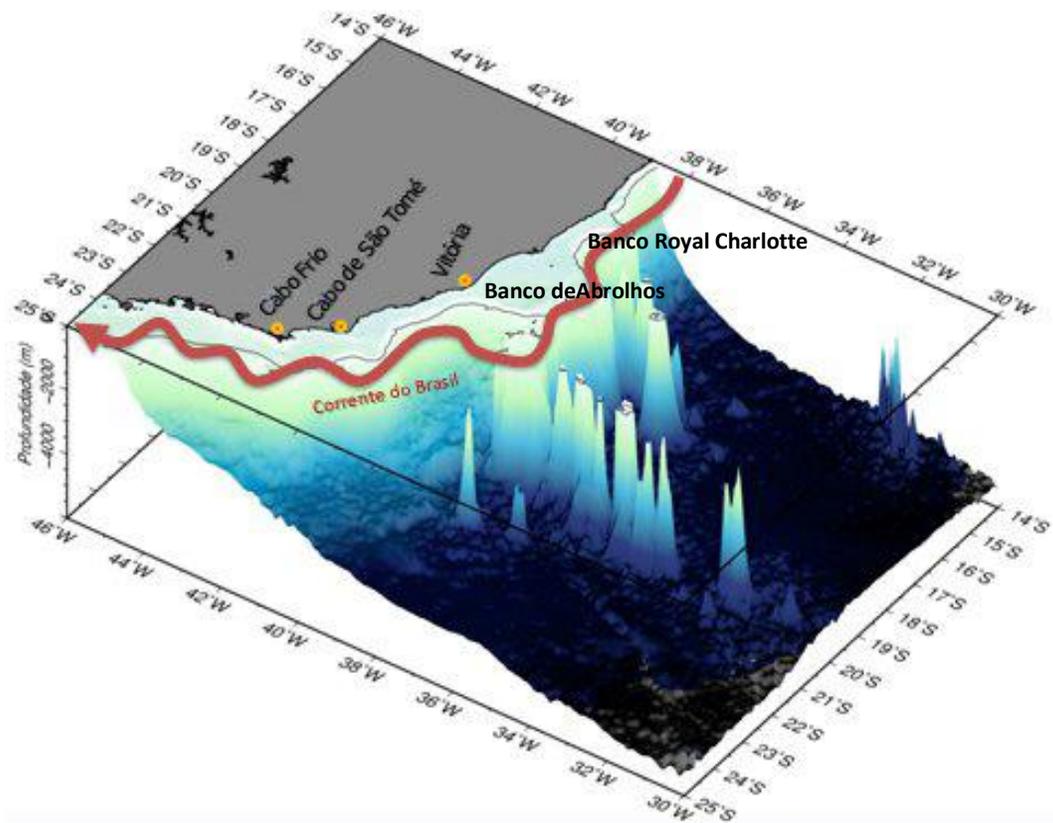


Fig. 8 - Mapa batimétrico tridimensional para Plataforma Continental e região oceânica adjacente, cortesia de A. Belém, 2011.

Na região da Bacia de Campos há algumas feições de fundo que apresentam influencia na dinâmica da circulação local. Dente as mais importantes, pode-se citar: o banco de Abrolhos e o banco Royal-Charlotte.

O Banco dos Abrolhos possui extensão de, em média, 200 km de distância da linha de costa e possui uma área de cerca de 46.000 km². O , localizado ao norte do Banco dos Abrolhos, é menor, mais estreito, avançando cerca de 100 km a partir da linha de costa e possuindo largura máxima de cerca de 50 km. Sua superfície é plana, apenas entrecortada por canais com profundidades entre 30 e 40 metros. (Assad *et. al.* 2009)

Próximo à Cabo Frio em 23°S, Signorini (1978), capturou meandramentos da CB em sua análise de topografia dinâmica. Estimou o transporte relativo à profundidade de não movimento de 600 m como sendo de 9,4 Sv, com um pico de velocidade geostrófica, sendo que mais da metade da velocidade adquirida encontra-se em profundidades maiores que 200 m.

Atualmente não há um consenso geral a respeito de uma profundidade de não movimento ideal, posto desta forma, não se pode estabelecer precisamente a área de atuação das correntes oceânicas. Muitos autores divergem quanto à profundidade limite de atuação da CB e adotam profundidades diferentes pra definição do Sv, fato este que influencia diretamente os resultados obtidos e os contrastados.

A tabela 1 apresenta uma coletânea de informações de caráter quantitativo sobre a velocidade de transporte da CB em diversas latitudes e amostradas por diferentes autores. Tabela desenvolvida por Garfield (1990) e atualizada por Silveira (2000).

Tabela 1: Amostragens de transporte de volume e velocidade da superfície da CB entre as latitudes de 9°-25°S. Tabela adaptada de Garfield, 1990.

Latitude (S)	Transporte de volume (Sv)	Velocidade máxima (m.s ⁻¹)	Referência
9-13°	4,1	0,31	Stramma <i>et. al.</i> (1990)
15°	6,0	0,16	Stramma <i>et. al.</i> (1990)
17°	2,8	0,40	Soutelino (2008)
19°	2,8	0,30	Soutelino (2008)
19°	6,5	0,72	Miranda & Castro (1981)
19°	5,3	0,50	Evans <i>et. al.</i> (1983)
19°25'	5,7	0,19	Stramma <i>et. al.</i> (1990)
20°03'	1,6	0,24	Stramma <i>et. al.</i> (1990)
20°28'	3,8/6,8	0,52	Evans <i>et. al.</i> (1983)
21°40'	4,4	0,61	Evans <i>et. al.</i> (1983)
22°	5,2	0,19	Signorini (1978)
23°	4,4	0,52	Signorini (1978)
23°	2,2/2,7	0,49	Miranda & Castro (1979)
23°	11,0	0,50	Evans & Signorini (1985)
23°	6,0	0,70	Garfield (1990)
23°	5,4±1,4	0,50	Silveira <i>et. al.</i> (2004)
23°	10,01/10,09	-	Stramma <i>et. al.</i> (1989)
23°30'	8,0	0,75	Signorini (1978)
24°	14,0	0,62	Signorini (1978)
24°	4,1/7,8	0,31	Evans <i>et. al.</i> (1983)
24°	9,4/10,1	-	Stramma <i>et. al.</i> (1989)
24°30'	13,2	0,68	Signorini (1978)
25°	7,3	0,60	Campos <i>et. al.</i> (1995)

Com base nas informações obtidas pela tabela, percebe-se que há um aumento significativo nas campanhas oceanográficas realizadas na região de Cabo Frio e proximidades. Os gráficos de velocidade (B) e volume de transporte (A) da CB demonstram claramente uma discrepância entre os valores dos dados amostrados em uma mesma região, isto se dá por diversos fatores, dentre eles ressalta-se o espaçamento grande de tempo entre os períodos de amostragem, amostradores diferentes e, principalmente, adoção de mais de um método de cálculo teórico para a delimitação da profundidade de não movimento da CB. Estudos sinóticos de Silveira (2006) demonstraram que a velocidade média da corrente Brasil é da ordem de $0,8 \text{ ms}^{-1}$ para a região do largo de Vitória, fato este que não é observado no gráfico de velocidade.

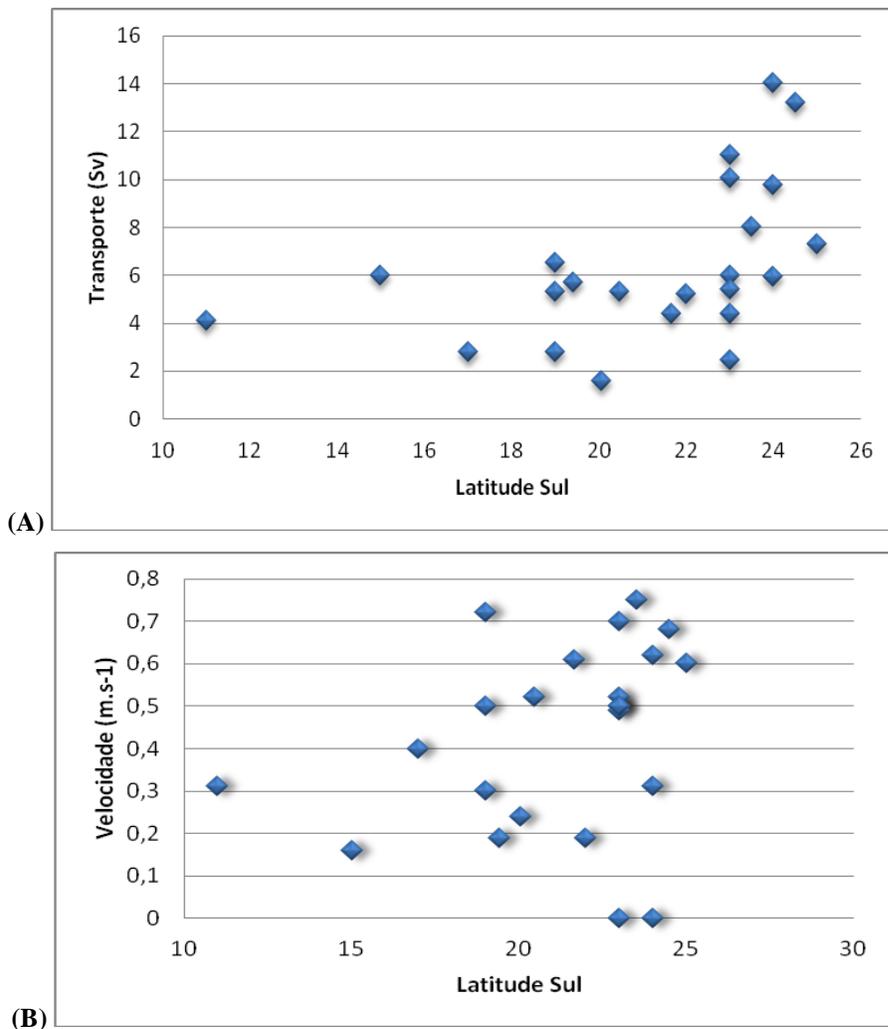


Gráfico 1 – Amostragem da velocidade (A) e do volume de água transportado (B) na CB ao longo das décadas.

Adicionalmente, cabe ressaltar a relação entre correntes de contorno e massas de água na coluna de água, com ênfase, na região sudeste da plataforma continental brasileira. Massas de água possuem um valor mensurável de características originadas no seu local de formação e ocupam uma parcela finita no oceano. Conforme Silveira *et. al.* (2000), a CB transporta Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS), enquanto a CCI transporta predominantemente Água Intermediária Antártica (AIA). A CCP, por sua vez, transporta Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). Calado (2006) apresentou um esquema ilustrativo (Fig. 9) da relação entre correntes de contorno e massas de água.

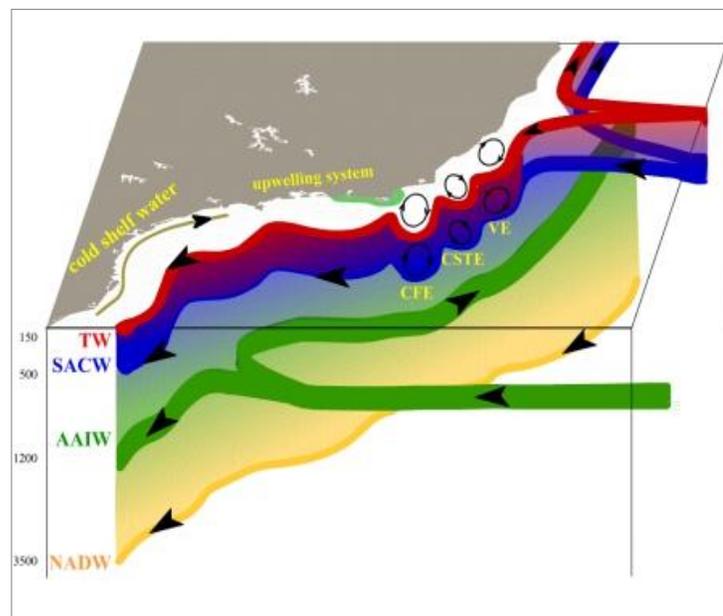


Fig. 9 - Representação esquemática do Sistema CB, relacionando corrente de contorno, sua atividade de meso-escala e as massas de água transportadas por estas correntes: AT (vermelho); ACAS (azul); AIA (verde); APAN (amarelo). Assim como a representação dos vórtices de Vitória, São Tomé e Cabo Frio. Calado (2006).

Serão subseqüentes as características de formação e termohalina das massas d'água que compreendem o sistema da CB:

- A AT foi descrita por Emilson (1961) como parte da massa de água quente e salina. O excesso de evaporação e a mistura de águas costeiras que a

caracterizam como uma água mais quente e salina. Flui rumo ao sul da costa brasileira, com sua condição de temperatura próxima aos 20°C e 36 de salinidade

- Segundo Calado (2006, *apud* Sverdrup (1942)) a Água Central do Atlântico Sul possui origem no afundamento das águas na região da convergência subtropical. A ACAS entra como parte do Giro Subtropical, circula com as Correntes do Atlântico Sul e Benguela, e atinge a costa da América do Sul, ao largo do sudeste brasileiro, transportada pela Corrente Sul Equatorial (CSE). Fluindo na sua região de picnoclina, a ACAS possui temperatura variante entre 6°C e 20°C e salinidade oscilando entre 34,5 e 36 ups. A ACAS e AT são transportadas pela CB, que flui bordejando a costa leste do Brasil em direção ao sul.
- A massa de água localizada a baixo da ACAS é a Água Intermediária Antártica (AIA). A região de formação da AIA se dá na Convergência Subantártica Calado (2006, *apud* Wüst (1935)) com intervalos termohalinos de 3°C a 6°C e salinidade entre 34,2 e 34,6 ups, sendo caracterizada pelo mínimo de salinidade no diagrama T-S. Seu padrão de circulação está associado à porção intermediária do Giro Subtropical (Stramma & England, 1999) e é transportada pela Corrente de Contorno Intermediária em sentido ao sul, entre profundidades de 400 e 1800m, ocasionando um forte cisalhamento vertical com CB.
- Enquanto que a APAN é formada no Atlântico norte e possui sua condição termohalina entre 3°C e 4°C e salinidade 34,6 e 35 ups. A APAN possui relativamente níveis mais altos de oxigênio, maior salinidade e é pobre em nutrientes, quando comparada a Água Circumpolar (superior e inferior) (Zemba, 1991).

Apesar do quadro geral descrito, é importante lembrar que a área de plataforma continental está sujeita a variação brusca na sua condição termohalina devido a processos hidrodinâmicos e sua interação oceano-atmosfera que ocorrem em escalas espaciais e temporais diferentes, bem como o aporte continental com característica sazonal bem marcante.

O trabalho de Neto (2008) definiu, através de perfilagem vertical de toda a coluna d'água e do "método do núcleo" de Wüst (1935), os núcleos das massas de água e a sua área de espalhamento e mistura (Fig. 10). O método consiste, primeiramente, em determinar os valores

extremos de salinidade ou temperatura na região da massa de água, para então definir a área de espalhamento dessas massas na coluna d'água e suas zonas de mistura.

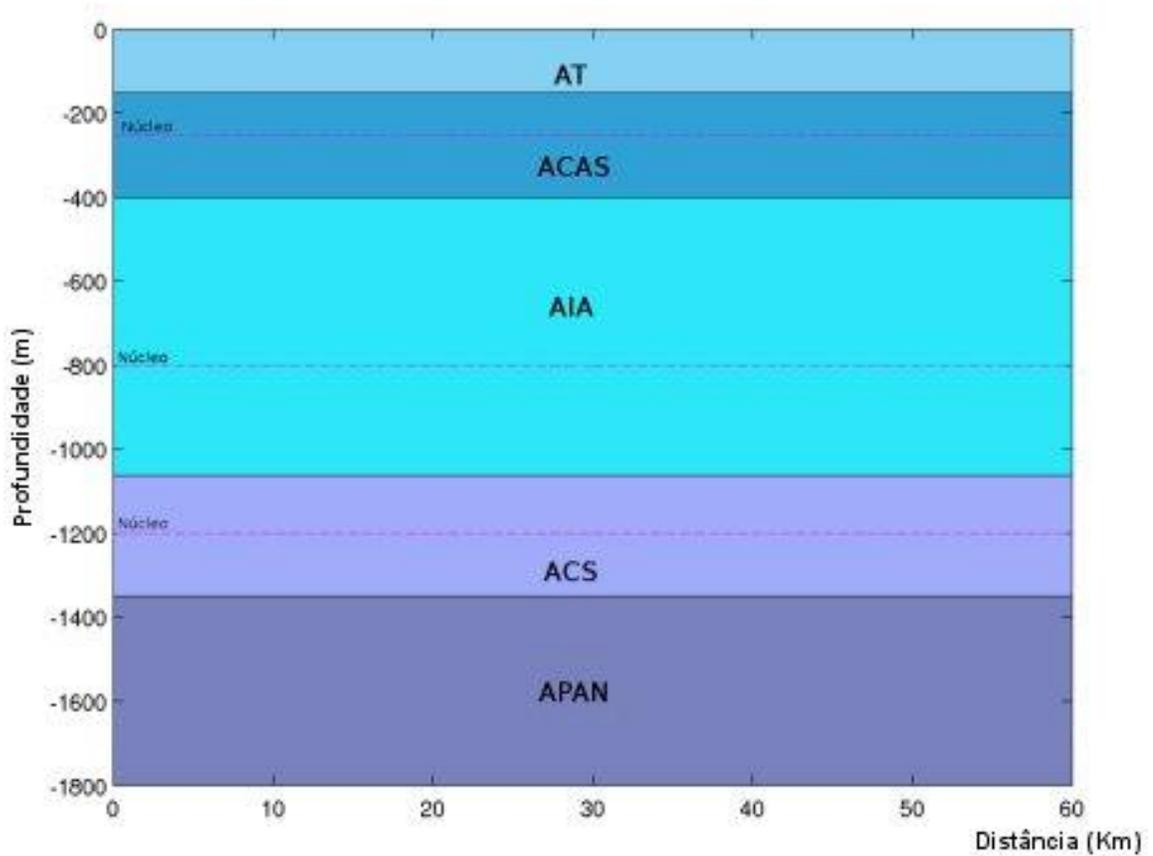


Fig. 10 - Configuração dos limites médios das massas de água na Bacia de Campos de acordo com as isolinhas de conteúdo percentual igual 50% e posição dos núcleos na coluna de água. (Neto, 2008)

5) ATIVIDADE DE MESO-ESCALA DA CORRENTE DO BRASIL

Movimentos de meso-escala, devido suas dimensões e frequência, estão diretamente influenciados pela rotação da Terra. Correntes geostróficas são a resultante do balanço entre a força da gravidade e a deflexão causada pela força de Coriolis. Instabilidades no escoamento básico de correntes geostróficas originam feições bem características como a formação de meandramentos e vórtices. Estas feições são um mecanismo de dissipar energia nas correntes oceânicas, com tendência de retornar a um estado de equilíbrio. Gabioux (2008) estudou a circulação de meso-escala associada a meandros e vórtices do sistema da CB a partir de simulações com o “*Hybrid Coordinate Ocean Model*” (HYCOM), localizada nos primeiros 1500m de profundidade da região.

O escoamento da CB já foi estudado por diferentes vertentes de coleta de dados: utilização de satélites, derivadores e modelos numéricos. Do ponto de vista observacional, a atividade de meso-escala da CB tem sido descrita na literatura a mais de 50 anos. A primeira descrição de estruturas meandranes e vorticais foi apresentada no relatório de comissões oceanográficas da Diretoria de Hidrografia e Navegação do Ministério da Marinha (DHN, 1960 apud Madureira, 2006). Contudo, o primeiro periódico relatando as mesmas feições (meandros e vórtices) foi publicado em 1971 por Mascarenhas e colaboradores.

Resultados de modelagens numéricas (Calado, 2001; Fernandes, 2001) mostram que o crescimento dos meandros se dá em decorrência da drenagem de energia potencial do escoamento médio da CB na região de inflexão da costa Brasileira e em áreas de instabilidade topográfica. Estes meandros, que nascem com pequena amplitude, crescem exponencialmente e eventualmente ocorre o isolamento do meandro e o destacamento de vórtices do eixo do jato.

5.1 MEANDRAMENTOS DA CORRENTE DO BRASIL

5.1.1 INFLUÊNCIA DA MUDANÇA DA LINHA DE COSTA E TOPOGRAFIA

A CB acompanha a quebra de plataforma até as proximidades da região de Cabo Frio, com direção do fluxo rumo ao sul. Como consequência da mudança da linha de costa, rotações ciclônicas são evidenciadas afastando a CB do talude, só retornando a encontrá-lo no mais ao Sul (Castro & Miranda 1998) na metade o embaçamento de São Paulo. Muitos estudos sugerem que a intensificação da ressurgência na região de Cabo Frio está relacionada com as características topográficas de fundo e com a mudança na orientação da linha de costa (Mascarenhas JR. *et. al.*, 1971; Valentin *et. al.*, 1987; Rodrigues e Lorenzetti, 2001).

Em 1995, Campos *et. al.* também atribuíram a condição de meandramento da CB a orientação da linha de costa (Fig.11) e ao gradiente batimétrico da região Sudeste. Segundo esses autores, a CB apresenta seu escoamento básico sob regiões de profundidades inferiores a 1000 metros. Ao passar por Cabo Frio, região de encurtamento da plataforma continental e de brusca inflexão da linha de costa, o fluxo da CB atinge por inércia regiões mais profundas do Talude Continental, de forma que há o estiramento da coluna de água. Esta configuração atribui vorticidade ciclônica a CB, defletindo-a para regiões mais rasas e por conservação de vorticidade potencial a CB passa a adquirir vorticidade anticiclônica. Este movimento se repete até que a corrente se estabilize em determinada isóbata (Costa, 2007).

A sucessão de estiramentos e encurtamentos da coluna d'água desencadeia a formação de uma onda de vorticidade topográfica, comumente conhecida como os meandramentos da CB, com núcleos de vorticidade positiva (anticlones) e vorticidade negativa (ciclones), superposta ao escoamento básico, esta sucessão representa a manifestação de uma onda de Rossby (Fig. 12a e 12b) (Pereira, 2006).

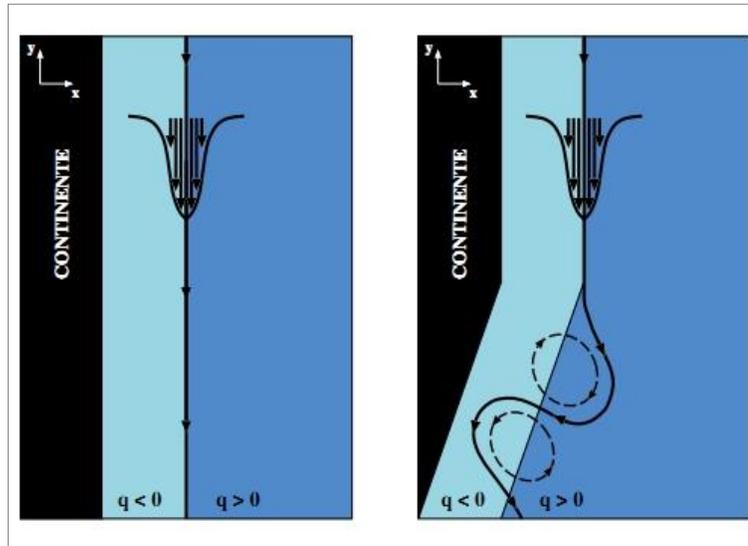


Fig. 11 - Interpretação gráfica da hipótese de Campos *et. al.* (1995) apresentada por Schmidt (2004), com uma CCO num oceano semi-infinito zonalmente. A corrente apresenta duas regiões de vorticidade potencial homogêneas e idealizadas: uma negativa (associada ao cisalhamento anticiclônico do jato) e outra positiva (associada ao cisalhamento ciclônico do jato): situação de costa orientada meridionalmente [painel à esquerda] e comportamento da corrente ante a mudança de inclinação de costa por um ângulo x [painel à direita]. Esquema modificado por Schmidt, 2004.

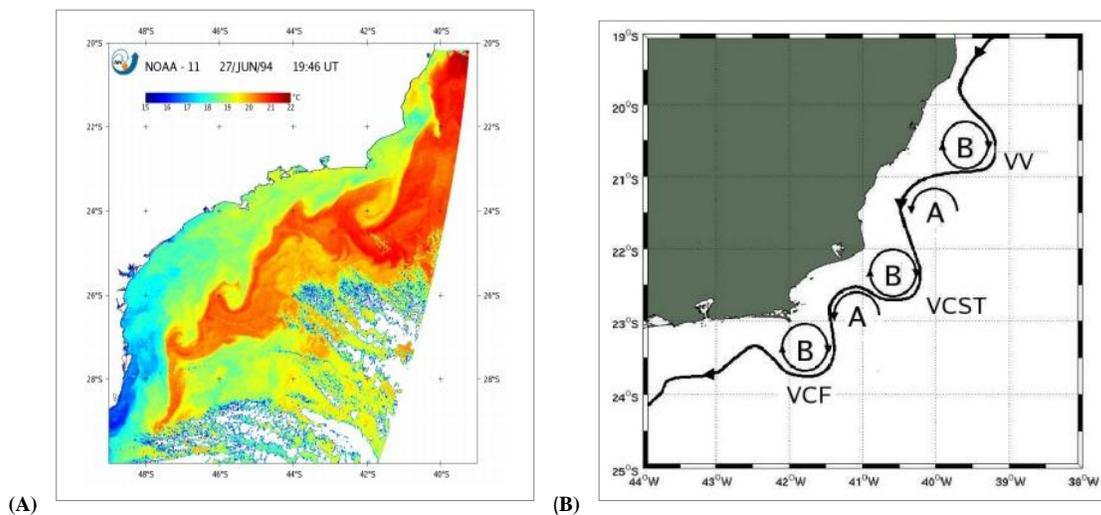


Fig. 12 - (A) Temperatura da superfície do mar (TSM-AVHRR), em 27 de junho de 1994, ao largo do sudeste brasileiro. As águas mais quentes associadas à frente térmica da CB evidenciam seu padrão meandrante. Extraído de Mattos, 2006. (B) Esquema do trem de ondas gerado pelo meandramento da CB evidenciando os Vórtices de Vitória (VV), de Cabo de São Tomé (VCST) e Cabo Frio (VCF), retirado de Calado, 2006.

Calado (2001) buscou compreender, através de simulações numéricas prognósticas com o *Princeton Ocean Model* (POM) (Blumberg & Mellor, 1987), o papel da mudança de orientação da costa e quebra de plataforma nas proximidades de Cabo Frio na geração e crescimento dos meandros baroclínicos da CB. No mesmo trabalho foram utilizadas simulações de resposta da hidrografia local em detrimento das configurações batimétricas distintas, ora realista, ora idealizada (Fig. 14). Este autor mostrou, com base em simulações, que os meandros gerados são mais sensíveis à mudança de orientação da costa do que as mudanças de topografia. Os experimentos com topografia realista apresentaram um padrão meandrante da CB muito semelhante ao padrão observado em imagens de satélite. O autor conclui também que a presença do talude é determinante na formação de ondas de Rossby dentro Bacia de Santos.

No mesmo ano, Rodrigues e Lorenzetti publicaram um trabalho, também de modelagem numérica, no qual foram simuladas as feições reais da região, uma feição com topografia estável e uma feição de linha de costa com inflexão mais branda (Fig. 13). Com esse artigo, concluiu-se que a topografia normalmente é menos influente para a localização e magnitude da ressurgência costeira, exceto na região do Cabo de São Tomé. O modelo numérico de duas camadas utilizado no trabalho não levou em consideração os padrões de ventos e termodinâmicos.

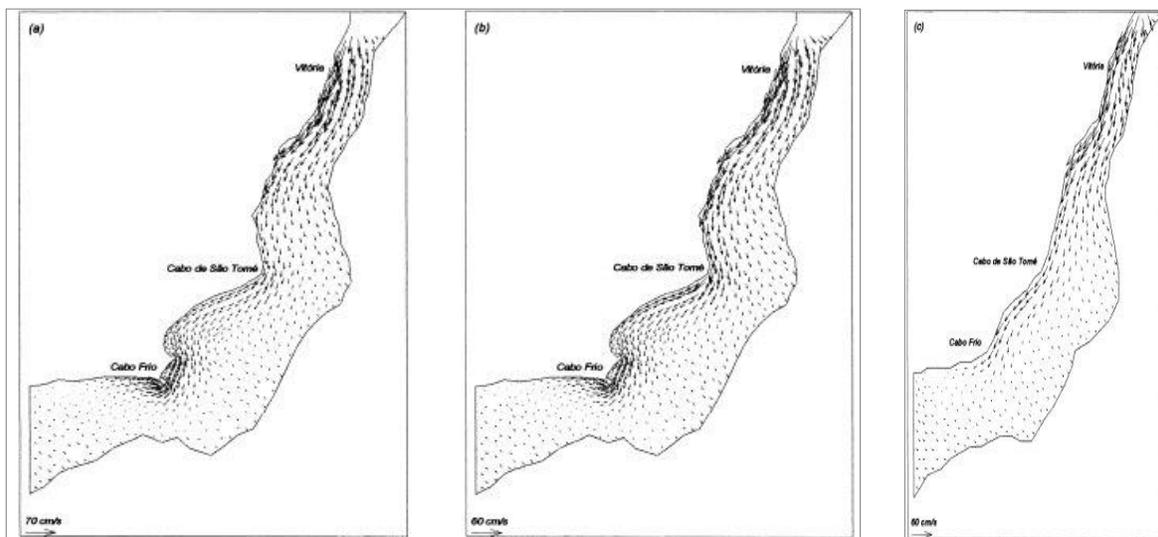


Fig. 13 - Campo de velocidade da camada superior depois de cinco dias de modelagem para: a) Caso real; b) Topografia de fundo estável; c) Linha de costa suavizada. Ilustrações retiradas de Rodrigues e Lorenzetti, 2001.

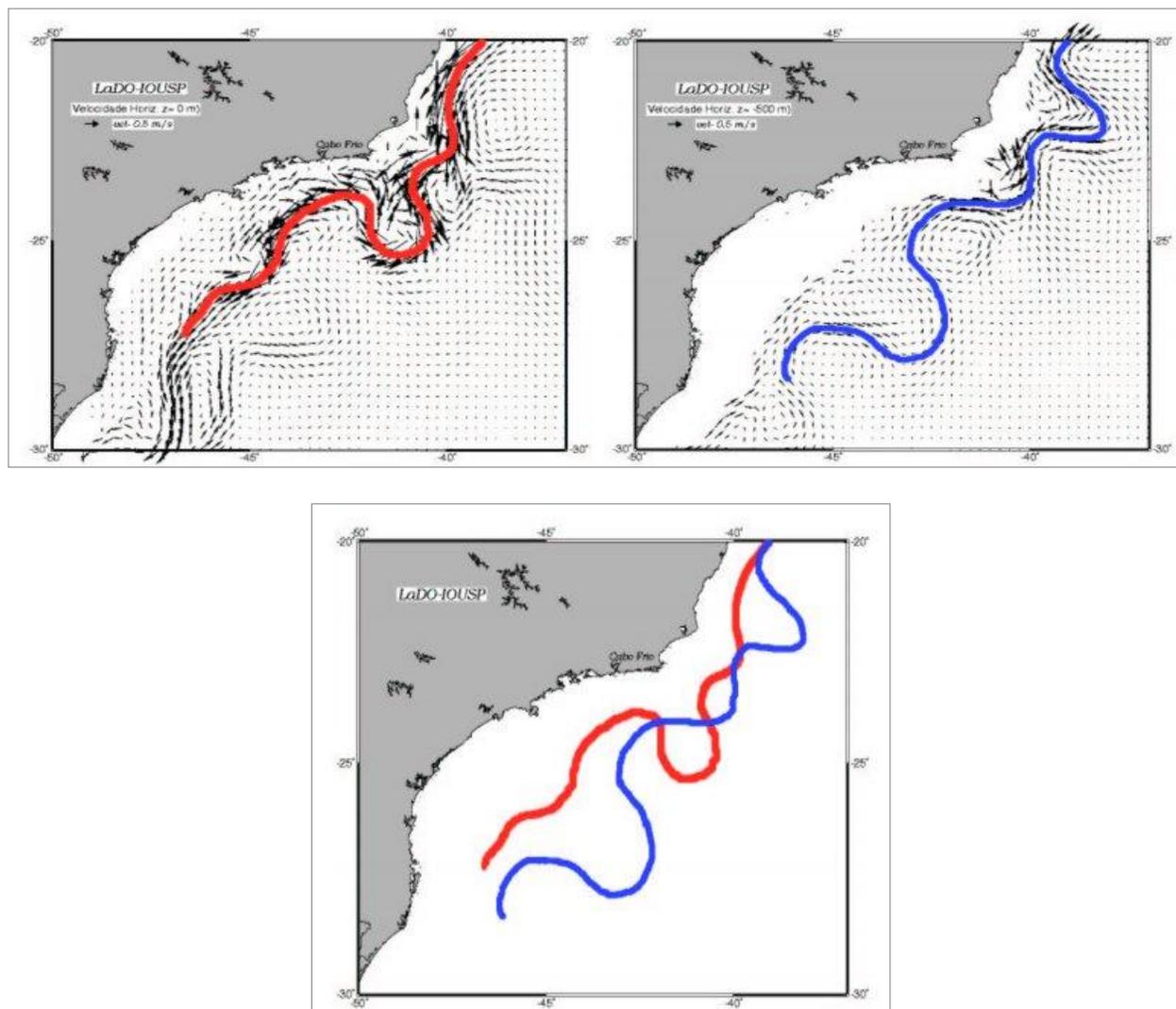


Fig. 14 - Mapas de velocidade horizontal em superfície e profundidade de 500m, referentes a 40 dias de simulação. Superposição do padrão de onda de superfície em vermelho e em azul o padrão de onda a 500m de profundidade, LaDO. Mapas , extraídos de Calado, 2001.

5.1.2 ONDAS BAROCLÍNICAS

A velocidade da estrutura vertical da coluna de água do sistema da CB apresenta particularidades em termos de oceano mundial. Nos primeiros 300-400 metros de profundidade a CB flui em direção a sul-sudeste, após esse limite de profundidade, há uma inversão de fluxo para norte-nordeste, associado à outra corrente, denominada Corrente de Contorno Oeste Intermediária (CCI), e apresenta seu núcleo máximo de velocidade, em aproximadamente 800-1000 m de profundidade (Silveira e Lima, 2001).

Silveira e Lima (2001) argumentaram que seria necessário um mecanismo de instabilidade geofísica para explicar como uma corrente tão fraca como a CB, transportando apenas 6-10 Sv na região, consegue atingir o padrão de meandramento descrito, com o crescimento dos meandros capaz de fechar na formação de vórtices, visto que os argumentos de conservação de vorticidade potencial de Campos *et. al.* (1999) e o meandramento vigoroso observado ao largo de São Tomé não podem ser explicados em termos dinâmicos. Este padrão de meandramento é comumente encontrado em correntes mais intensas e profundas, como a corrente do Golfo que transporta 70 Sv e apresenta grande influência vertical na coluna d'água. Enquanto que o sistema de massas de água da CB é definido nos primeiros 500 metros de profundidade, com baixa velocidade superficial e largura média de 120 km, evidenciando que a componente barotrópica dessa corrente geostrófica, que é a CB, não pode estar atuando isoladamente. (Calado, 2001)

A instabilidade hidrodinâmica, em questão, é a instabilidade de cisalhamento vertical ou instabilidade baroclínica. Motivados pelo cisalhamento vertical singular do sistema CB-CCI, Silveira e Lima (2001) elaboraram um modelo linear unidimensional de instabilidade baroclínica para um jato meridional (de direção norte-sul) que inverte o sentido ao longo da coluna de água num oceano continuamente estratificado. O experimento de modelagem de Silveira e Lima (2001) corroborou com as simulações das dissertações de Calado (2001) e Fernandes (2001), indicando a robustez da baroclinicidade do Sistema CB e sua relevância no desenvolvimento, propagação e crescimento dos meandros e formação de vórtices.

Calado (2001) elaborou um modelo numérico em coordenadas sigma para estudar o desenvolvimento de meandros e vórtices na CB entre a quebra da plataforma e o sopé continental, como uma consequência do cisalhamento vertical do sistema CB-CCI (Fig.15) e da topografia de fundo. Quanto às instabilidades baroclínicas, Calado concluiu que são

determinantes no crescimento dos meandros ao longo do tempo e na formação de ondas de vorticidade, nas proximidades de Cabo Frio, que se propagam dentro da Bacia de Santos.

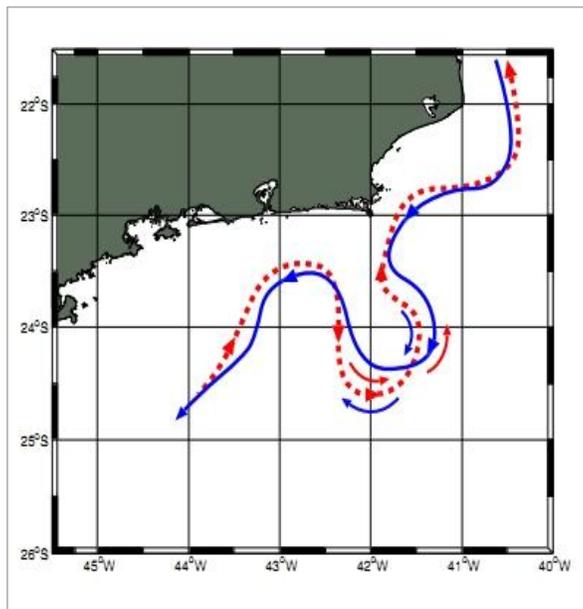


Fig. 15 - Padrão de ondas Baroclínicas, diferença de fase das ondas instáveis. A linha vermelha pontilhada representa a linha de vorticidade associado ao escoamento subpicnoclínico da CCI e a Azul representa a linha de vorticidade da CB. Calado, 2006.

Fernandes (2001) estudou e avaliou a dinâmica baroclínica e de meandramento do sistema CB-CCI no leste brasileiro, desconsiderando movimentos barotrópicos. Fazendo uso da modelagem numérica em duas camadas, o trabalho reafirma a importância da mudança da orientação da linha de costa como fator desencadeante do processo de meandramento, como já proposto por Campos (1995) e simulado por Calado (2001).

A instabilidade baroclínica, ligada ao escoamento da CCI, parece ser responsável pelo crescimento primário dos meandros ao longo do tempo, no Sudeste Brasileiro. Mattos (2003) utilizou *Princeton Ocean Model* para tentar reproduzir o campo de velocidade baroclínica do sistema de CB e CCI. Apresentou como resultado que a velocidade encontrada no sistema da CB é predominantemente geostrófica, e sua principal componente (campo baroclínico) corresponde a 78%. Esse resultado demonstra que apesar da instabilidade baroclínica ser predominante na região, a CB também apresenta instabilidade barotrópica. Os ventos de Nordeste, em caso de ressurgência extrema, auxiliam no crescimento dos meandros por causa do aumento do cisalhamento vertical na superfície.

Schmidt (2004) estudou os processos de interação entre os vórtices, jatos geofísicos e margem continental, com finalidade de entender a significância da instabilidade barotrópica, da mudança de orientação da margem continental e da largura da plataforma continental nos processos acima mencionados. O autor, da mesma forma que Calado (2001), observou que as ondas topográficas que propagam energia dependem da largura da plataforma, sendo esta última um fator importante na geração de vórtices.

5.2 VÓRTICES

Vórtices são fluxos fechados e aproximadamente circulares onde as partículas giram em torno de um ponto, ainda que este se desloque no espaço e, normalmente são resultante de correntes instáveis (Pereira, 2009). Vórtices isolados possuem fluxos estruturados associados a uma massa de água isolada com características irregulares. Vórtices, além de serem transportadores de momento, massa, calor e características químicas associadas, apresentam uma atuação intensa nos processos de mistura entre as massas d'água adjacentes, influenciando ativamente na biologia dos oceanos (Azevedo e Matta, 2010). Não se pode afirmar que a formação de um vórtice é o estágio final de um processo de instabilidade, em determinadas circunstâncias a corrente geostrófica pode meandrar sem apresentar a formação de vórtices. Neste caso os meandros são denominados de meandros estáveis ou de amplitude finita e são classificados em função de seu comprimento e amplitude.

Esta intensa atividade de mesoescala é composta tanto por meandros e vórtices frontais quanto por vórtices de borda (dipolos vorticais) de corrente. Os vórtices frontais são formados durante o meandramento da corrente (no eixo principal da corrente), enquanto que os vórtices de bordas se formam a partir da vorticidade potencial criada com o cisalhamento do fluxo do eixo principal (CB) com as águas adjacentes, permanecendo, assim, nas bordas (Fig.16) (Pereira, 2009). Estes vórtices também podem ser classificados conforme o sentido de rotação das correntes ao redor do núcleo. Um vórtice anticiclônico gira em sentido horário no hemisfério norte e anti-horário no hemisfério sul. Por sua vez um vórtice ciclônico apresenta giro anti-horário no hemisfério norte e horário no hemisfério sul (Paes, 2009).

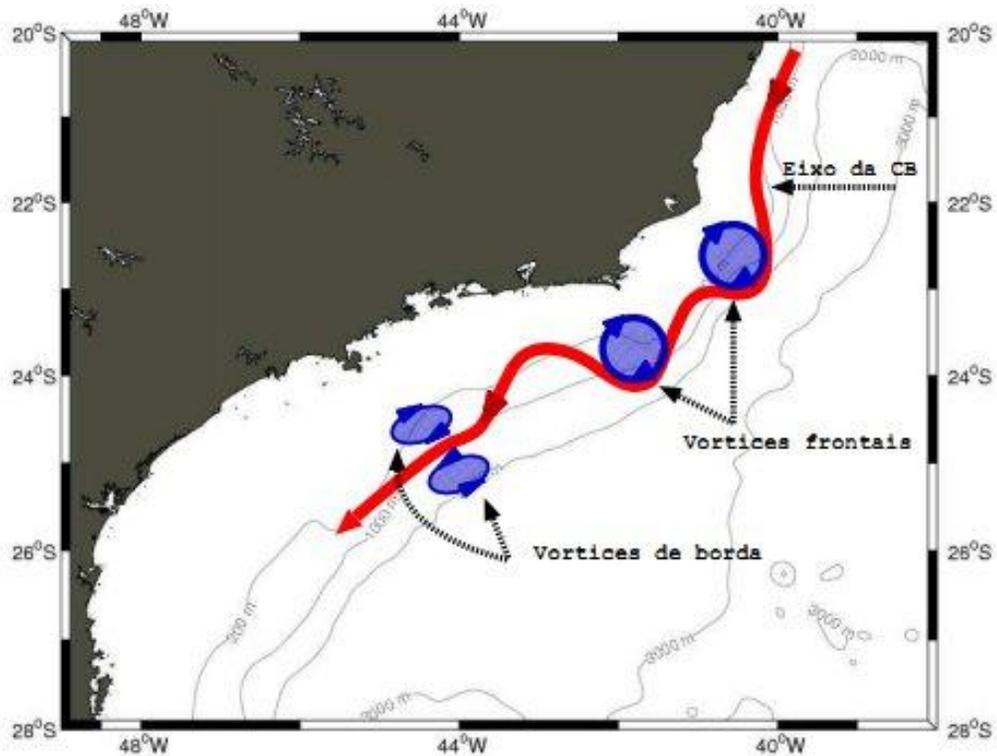


Fig. 16 - Ilustração dos movimentos de meso-escala, destacando a presença dos vórtices frontais e de borda da CB. Extraído de Pereira, 2009.

Destoando do senso comum, os vórtices (no Hemisfério Sul) anticiclônicos e ciclônicos não apresentam domos de água quente ou fria, respectivamente. A água é constantemente renovada, devido à ressurgência na parte dianteira e a subsidência na parte traseira (Fig.17). Calado (2006) descreveu meandramentos como sendo vórtices sobrepostos ao escoamento básico (Fig.18). Embora este não seja um mecanismo de ressurgência clássica (no caso, a ressurgência de Ekman), entende-se que este é um fenômeno físico de extrema importância para a produtividade da região oceânica e para a formação de biomassa que irá compor a matéria orgânica depositada na plataforma continental.

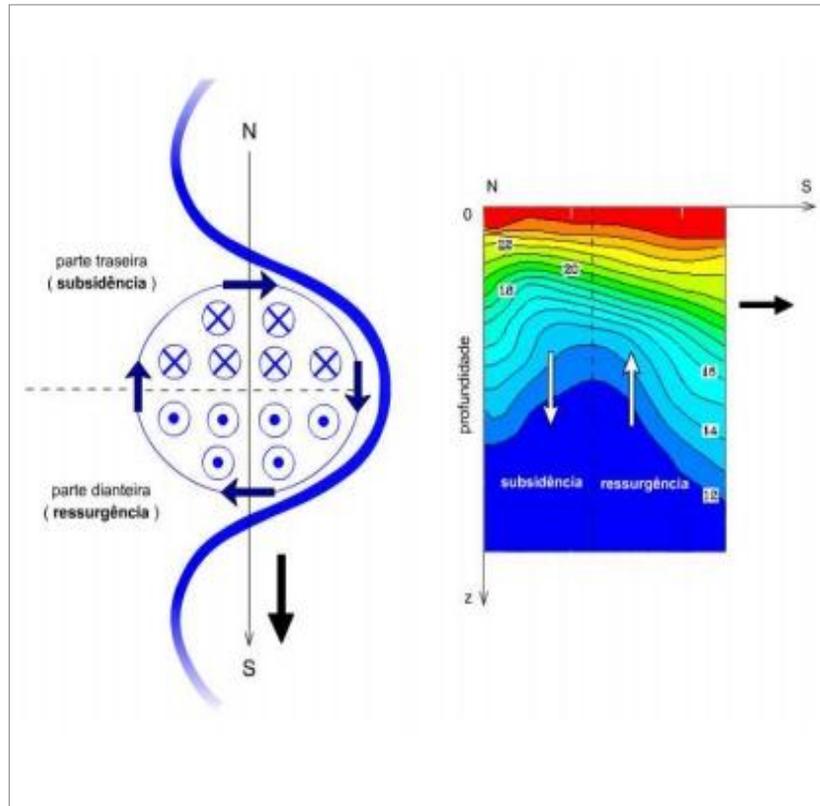


Fig. 17 - Esquema de como se pode bombear água na parte dianteira de um vórtice ciclônico propagante, propiciando ressurgência de quebra de plataforma. De acordo com Campos *et. al.* (2000). Painei esquerdo: vista horizontal. Painei direito: corte transversal em sua estrutura térmica. De acordo com Campos (2000). Esquema extraído de Calado, 2006.

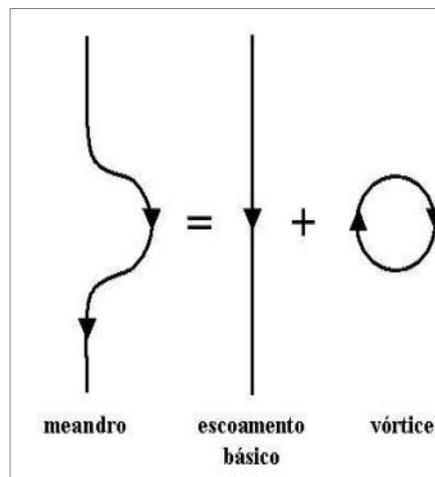


Fig. 18 - Esquema da definição de Calado de meandramentos é a presença de vórtices sobreposta ao escoamento básico. Extraído de Calado, 2006.

O primeiro trabalho a descrever essa feição oceanográfica, em Cabo Frio, foi o de Mascarenhas *et. al.*, 1971. Este trabalho, além de amostrar estruturas vorticiais baroclínicas, utilizou mapa de topografia dinâmica, no qual foi identificado um padrão de trem de ondas, ou seja, ondas de vorticidade superposta a um escoamento básico onde ciclones e anticiclones se sucedem. Em seguida outros autores trabalharam a descrição de vórtices (Signorini, 1978; Garfield 1990; Schmid *et. al.* 1995; Campos *et. al.*, 1995 e 1996 Siveira *et. al.*, 2000; Decco, 2004; Calado 2001 e 2006; entre outros). Com base em dados hidrográficos, Signorini (1978) evidenciou um vórtice anticiclônico ao norte de Cabo Frio. Esta estrutura localizava-se em águas profundas (> 1000 m), possuía cerca de 100 km de raio e extensão vertical de, aproximadamente, 500 m. Resultados observacionais e de modelagem numérica geraram dados importantes para caracterizar os vórtices presentes na costa brasileira, como a localização geográfica típica, diâmetros, propagação, temperaturas superficiais e mecanismos formativos.

Calado (2006) apresentou resultados descrevendo que devido à aproximação do talude continental, há atrito entre o talude e o vórtice, de forma que diminui a velocidade na parte costeira, ocasionando assimetria entre as bordas do vórtice. Demonstrou também que a instabilidade baroclínica, decorrente do cisalhamento vertical entre a CB e a CCI, é o mecanismo desencadeador para o crescimento dos meandros. Mesmo que a CB apresente a instabilidade baroclínica como principal desencadeadora dos meandros, a instabilidade barotrópica também está presente.

Campos *et. al.* (1995 e 2000), sugeriu que as estruturas vorticiais ciclônicas da CB promovem a “quebra de plataforma”, ascendendo a ACAS para regiões mais rasas favorecendo a malha trófica. De forma que as condições favoráveis ao afloramento da ACAS não estariam estritamente atribuídas à sazonalidade dos ventos.

Gabioux (2008) simulou durante dois anos as feições de mesoescala da CB e com base nelas, constatou que a maior incidência de vórtices ciclônicos surgiu ao largo de Cabo Frio. Durante o tempo de vida dos vórtices, percebeu-se que em superfície houve um aumento significativo dos eixos positivo e negativo com tendência à simetria. Enquanto que verticalmente eles se apresentam bem assimétricos, no qual o campo positivo do vórtice se mostrou quase sempre mais fraco, profundo e estreito que o negativo. Cabe salientar que 70% dos eventos analisados apresentaram profundidades do ramo negativo menores que 1000 m e 80% do ramo positivo maiores a 1000 m.

A autora identificou nos seus modelos que apenas vórtices ciclônicos apresentam deslocamento voltado para NE quando possuem o eixo maior que 40 km, e para tal necessitaria estar diretamente relacionado com a presença do talude. Quando a interação do ramo positivo do vórtice com o talude enfraqueceu (com velocidades no ramo positivo nas proximidades do fundo menores que 0,1m/s) o deslocamento foi interrompido, tornando evidente a influência do talude no deslocamento dos vórtices para NE.

Observou que o padrão de correntes superficiais era alterado após a CB atravessar o talude, dando origem a um cavado de um meandro (Fig. 19). Esta mudança no percurso é condizente com a explicação de Campos (1995) baseada no ajuste do balanço de vorticidade potencial. A CB, cujo eixo estava centrado a uma profundidade de aproximadamente 1000m a cima dos 23°S, ao se aproximar de Cabo Frio e atingir profundidades maiores, teve que girar em sentido horário para compensar o ganho de vorticidade por estiramento da coluna de água, mantendo dessa forma o balanço de vorticidade.

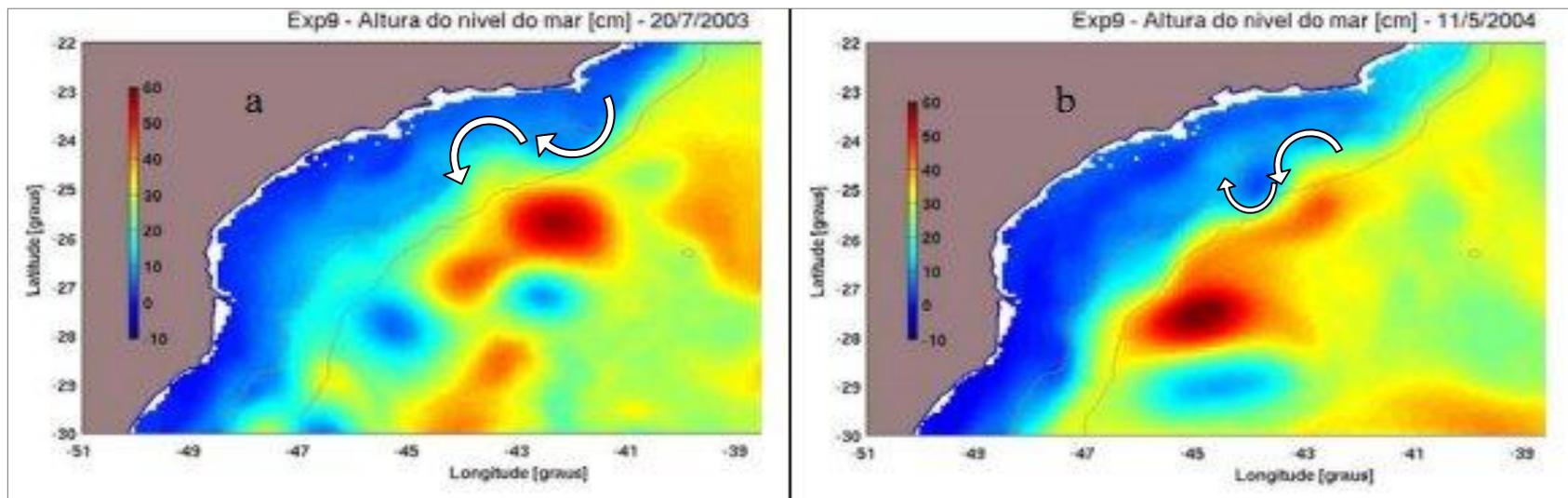


Fig. 19 - Padrões espaciais da altura do nível do mar [m] simulados no Exp9 para os dias 20/07/03 (painel a - evento 1) e 11/05/04 (painel b - evento 4). No painel (a) o meandro é formado por um cavado em Cabo Frio e uma crista na Baía de Santos. No painel (b) apresenta-se uma sucessão de cristas e cavados. Em cor marrom são indicadas as isóbatas de 200 e 2000m (representativas da localização do talude). Adaptado de Gabioux, 2008.

5.2.1 VÓRTICES ESTACIONÁRIOS

Conforme McWilliams e Flierl (1979 *apud* Schmid 1994), o tempo de permanência de estruturas vorticiais isoladas é longo por apresentarem uma taxa de perda de velocidade pequena. Monitoraram, através de imagens de satélites, na costa leste da Florida, a permanência de um vórtice isolado durante dois anos, após esse período ele foi incorporado na corrente do golfo. No embaiamento do Tubarão, Costa leste do Brasil assim chamada devido sua fisiografia, também é comum o aparecimento de um vórtice isolado, conhecido como Vórtice de Vitória (VV).

O VV foi descrito primeiramente com os dados adquiridos durante o cruzeiro N.Oc. Meteor. Foram utilizados derivadores, dados hidrográficos e imagens de satélite para mapear pela primeira vez um vórtice ciclônico frontal associado à CB. O VV foi caracterizado por Schmid *et. al.* (1994), com o cálculo do número de Rossby, como um vórtice isolado da CB. Os autores associaram a forte ressurgência causada pelos ventos de nordeste com o padrão de meandramento encontrado e que o mesmo desencadearia no surgimento do VV. O vórtice foi descrito com o diâmetro maior que 30 km e de caráter permanente na região, com deslocamento, mesmo que pequeno, em sentido oposto ao fluxo da CB, propagando-se principalmente na direção nordeste. Sua ocorrência estaria em detrimento aos efeitos da topografia da região e que ele representa um fator importante no incremento da rede trófica marinha, visto que facilita o afloramento da ACAS.

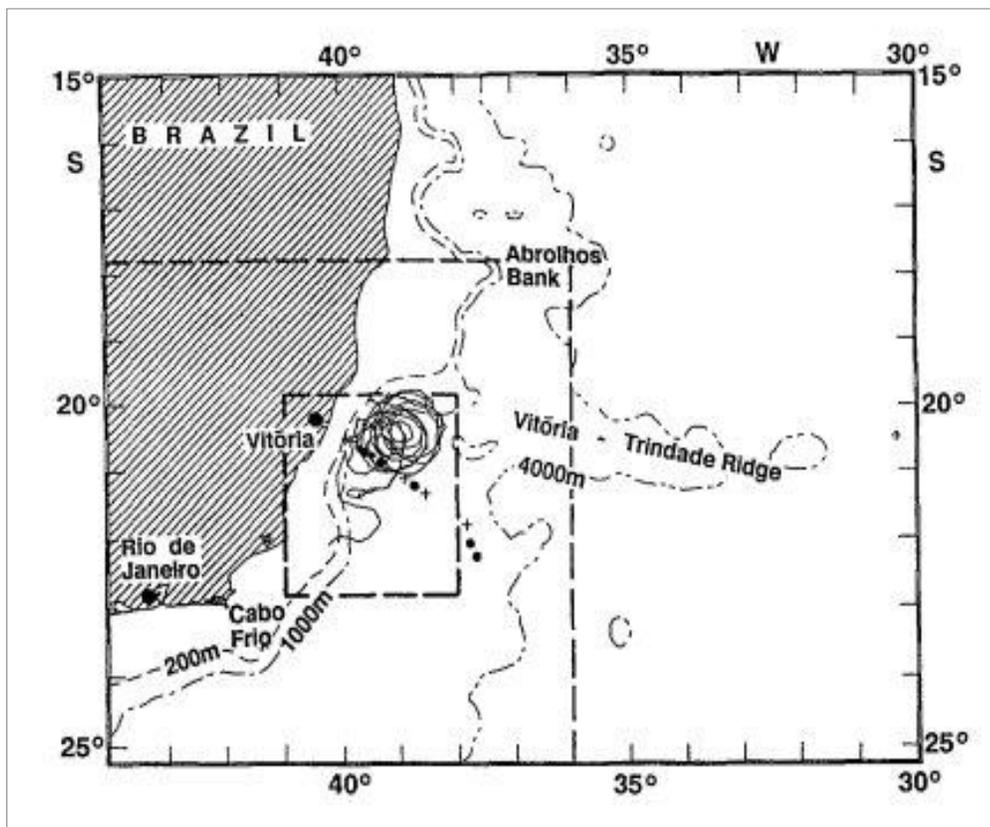


Fig. 20 - Posição das estações hidrográficas durante o cruzeiro METEOR. O quadrado maior é referente às imagens de cobertura de satélites e o quadrado menor referente aos dados dos derivadores. Mapa extraído de Schmid *et. al.*, 1994.

Contrapondo estas idéias, as análises de Garfield (1990) e Silveira *et. al.* (2000a, 2004) sugerem que estas estruturas seriam recorrentes e parte de um trem de ondas de vorticidade (ou de Rossby) baroclínicas. Decco (2004) simulou a interferência das variantes do vento no desenvolvimento dos vórtices oriundos do meandramento da CB, e constatou que há pouca influência da variação da direção dos ventos na sua conformação, visto que os processos geradores não são desencadeados e condicionados diretamente pelos ventos.

Com base nas simulações realizadas por Costa (2007), conclui-se que a o VV é uma feição recorrente com modulação sazonal. Ou seja, não é uma estrutura permanente no Embaiamento de Tubarão e que esta ocorre em apenas alguns meses do ano, principalmente em março e abril, e especialmente no verão esta feição não é observada. Contudo, os trabalhos de Schmid *et. al.* (1994) e o de Costa (2007) convergem ao fato de que ambos encontraram velocidades quase nulas de propagação do vórtice. De forma que o VV pode ser parte de uma

onda instável com baixa velocidade de fase, tal qual modelado por Silveira (2006). Embora essa classificação ainda seja debate, fato é que o VV existe, independente do seu processo de formação.

O estudo numérico das feições de mesoescala da tese de Gabioux (2008) revelou um padrão no deslocamento dos vórtices ciclônicos quando em contato com o talude continental. Em concordância com as observações de Schmid *et. al.* (1995) para o vórtice Vitória, conclui-se que a movimentação para NE das feições ciclônicas é devida à influência da topografia local.

5.2.2 DIPOLOS VORTICAIS

Além dos vórtices frontais, anteriormente descritos por trabalhos como o de Campos *et. al.*, 1995; Silveira *et. al.*, 2004; Calado *et. al.*, 2006 e outros, existem também os vórtices de borda na CB, suas feições são mais frequentes na Bacia de Santos, sob a configuração de dipolos vorticiais. (Pereira, 2009). Dipolos vorticiais é a ocorrência simultânea de ciclones e anticiclones em lados opostos do eixo da CB, seu mecanismo de formação é regido principalmente por instabilidade barotrópica (Pereira 2009, *apud* Cushman-Roisin, 1994), mecanismo este apresentado no ajuste da CB ao passar por Cabo Frio.

Campos *et. al.* (1996) afirmam que os vórtices na Bacia de Santos, tanto ciclônicos como anticiclônicos, são formados em lados opostos ao eixo da CB e aparentemente não se desprendem da corrente. Schmidt (2004) analisou a interação entre margem continental e um vórtice singular. Durante esse trabalho, relatou a formação de estruturas robustas de dipolos vorticiais na região da CB, e associou a presença das mesmas com a margem continental.

Gabioux (2008) observou que a CB transfere massa e momentum linear para a estrutura bipolar. As simulações da autora foram de encontro com a idéia inicial que se tinha sobre o mecanismo de formação dessas feições quando demonstrou que essa estrutura apresenta ser de primeiro modo baroclínico, pois apresenta apenas uma inversão no sentido das velocidades ao longo da coluna de água.

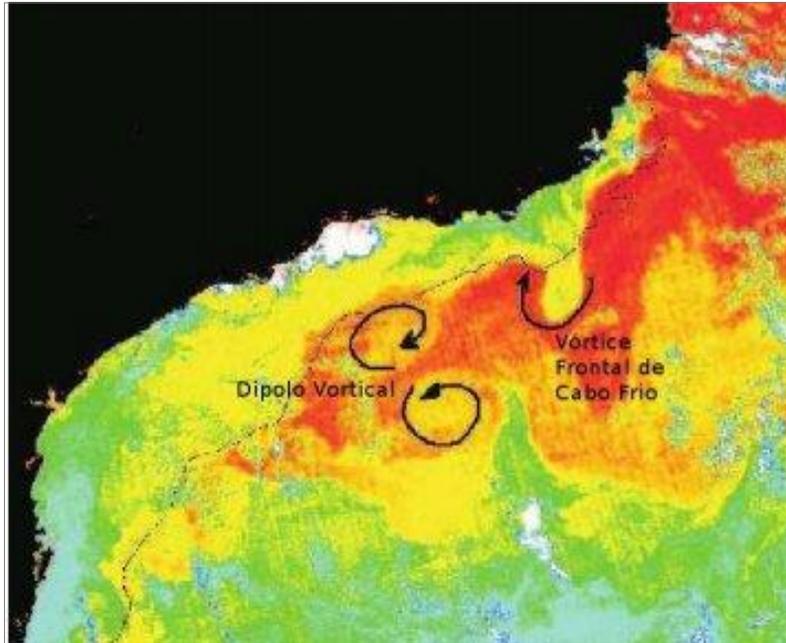


Fig. 21 - Imagem de AVHRR apresentada por Velhote (1998) e editada por Silveira (2007) e Pereira (2009), com finalidade de destacar as feições dos dipolos vorticais e do vórtice frontal (Vórtice de Cabo Frio). As setas indicam o sentido de rotação dos vórtices, as cores verde e azul indicam temperaturas mais baixas e as cores mais próximas do vermelho indicam temperaturas mais quentes associadas à CB. Extraído de Pereira, 2009.

A existência de dipolos na CB foi apenas relatada por imagens AVHRR e há poucos periódicos que se adentram no tema. As primeiras informações sobre essas feições da CB foram feitas a partir de observações *in situ* realizadas no cruzeiro DEPROAS V na primavera de 2003 (Pereira, 2009). Pouco se sabe sobre a relação entre os vórtices frontais e os dipolos vorticais. De modo que ainda hoje não existem dados de velocidade e informações da dinâmica do desenvolvimento e instabilidade precursora dessas feições, no Brasil.

6) CONDIÇÕES SINÓTICAS

A abrangência dos movimentos considerados de pequena permanece entre poucos metros a algumas dezenas de quilômetros, com períodos de variabilidade na escala de dias. Houve um avanço nas detecções de feições sinóticas a partir do uso de sensoriamento remoto com imagens de satélites que, ao serem associadas a modelagens numéricas, possibilitam uma descrição mais detalhadas da camada superficial da coluna de água e o monitoramento dos oceanos em larga escala. Regiões costeiras podem incluir estruturas de circulação de escala sinótica, como plumas costeiras, frentes de ressurgência e vórtices de pequena escala (Silveira, 2004).

A interpretação mais comum sobre a temática ressurgência costeira está normalmente associada ao fenômeno de divergência junto à costa, induzida pelo vento, que arrasta a camada superficial das águas costeiras para o largo, revelando o transporte de Ekman, e que resulta em um movimento de ascensão de águas mais profundas e ricas em nutrientes. Há muito tempo que a forçante dos ventos tem sido reconhecida como a mais importante força motriz para o afloramento. Contudo, muitos trabalhos têm direcionado os efeitos de ressurgência costeira a outras dinâmicas oceanográficas e atmosféricas.

Elias (2009) elaborou um estudo numérico que demarcou bem que a intensidade da ressurgência de Cabo Frio é sazonal e em sua análise, percebe-se que os meses de primavera e verão são marcados por eventos mais recorrentes, duradouros e também mais intensos, enquanto os meses de outono e inverno são caracterizados por temperaturas de superfície do oceano mais elevadas e ressurgências menos intensas e menos persistentes (Fig. 22)

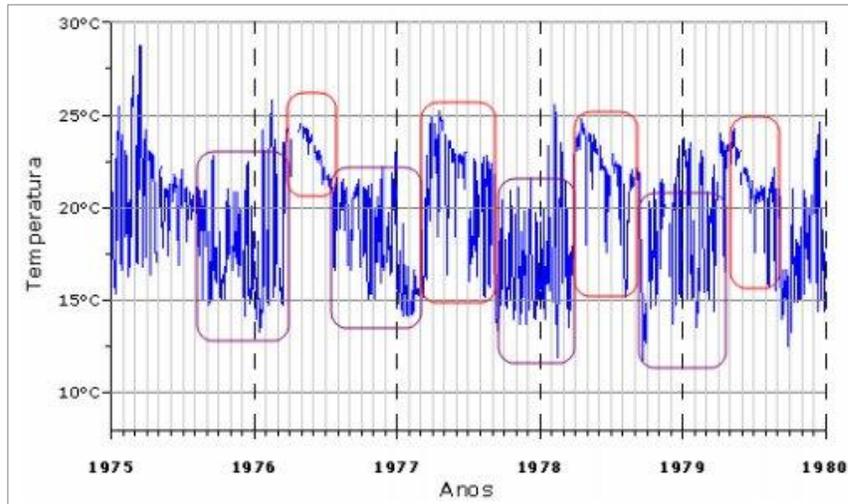


Fig. 22 - Trecho da série entre os anos de 1975 e 1980 apresentando nos detalhes em roxo as épocas de ocorrência de ressurgência (primavera-verão) e em vermelho as épocas de não ocorrência (outono-inverno).

Elias, 2009.

Segundo Matsuura (1986 *apud* Rodrigues (1997)), a intrusão da ACAS sobre a plataforma é mais intensa durante os meses de primavera e verão, sendo observada a formação de uma termoclina marcante. Já durante os meses de outono e inverno, a ACAS recua para a quebra da plataforma e a distribuição da temperatura na região costeira fica homogênea. Carbonel e Barth, (2004) assim como Campos (2000), sugeriram em seus trabalhos que outros fatores estariam atrelados a ressurgência de Cabo Frio. Acrescentaram importância aos eventos de “quebra de plataforma” regidos por meandros ciclônicos para a ascensão de ACAS na plataforma continental. Lopes *et. al.*, (2006) ilustra muito bem com seu esquema de movimentação de vórtices com a sazonalidade e mostra que, além da diferenciação da intensidade dos ventos sazonais, também há uma diferenciação na propagação dos vórtices, pois no inverno essas estruturas são de curta duração e geograficamente restritas. Durante o verão os vórtices frontais podem permanecer na região por mais de um mês e favorecem a intrusão da ACAS na plataforma interna (Fig. 23).

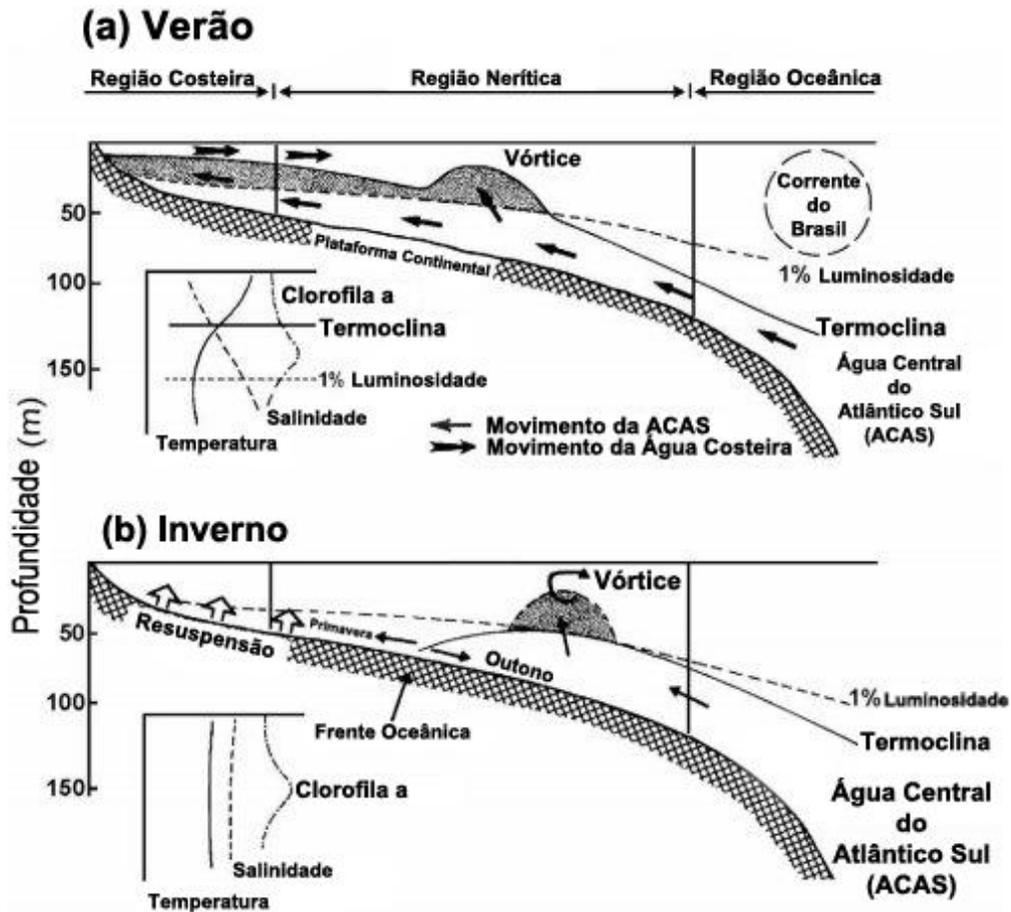


Fig. 23 - Contrastes sazonais nos processos oceanográficos da plataforma continental. Durante o verão a termoclina se mostra mais preponderante, de forma que qualquer intrusão da ACAS em regiões mais superficiais (com mais disponibilidade de luz) desencadeia no processo de ressurgência. No inverno, além de não ter uma termoclina acentuada, os vórtices e meandros que geram a “quebra de plataforma” exercem menos influencia nos processos de ressurgência na plataforma continental, pois são geograficamente mais confinados. Matsuura, 1996. Adaptado de Lopes et. Al., 2006.

Calado *et. al.* (2010) procuram investigar a significância de um meandro ciclônico quase estacionário e instável, na frente da CB, para o fenômeno da ressurgência costeira (Fig. 25). A hipótese foi testada por meio de um experimento de modelagem que fez uso da *Ocean Princeton Model* (POM), imagens de satélite do período de modelagem serviram para a comparação entre o processo modelado e o real (Fig. 24). Este experimento sugere que perto do litoral do Cabo de São Tomé, o meandro ciclônico pode causar ressurgência costeira. A simulação, no entanto, não tinha a forçante do vento, assim, a constante de Ekman foi descartada. Conforme já mencionado por Carbonel (1998), o efeito do transporte de Ekman pode servir de incremento a formação dos meandros.

Outro ponto que deve ser ressaltado é que o processo modelado difere da quebra de plataforma da Bacia de Santos, investigada por Campos *et. al.*, (2000). Em latitudes mais ao sul de Cabo Frio, os meandros apresentam características de amplitude finita e propagação para sudoeste. Segundo esses autores, a propagação de um ciclone desencadeia a ressurgência sob a plataforma continental que segue em direção a costa com sentido horário. A interação com a topografia gera uma forte ascensão da água na plataforma continental (Fig. 26).

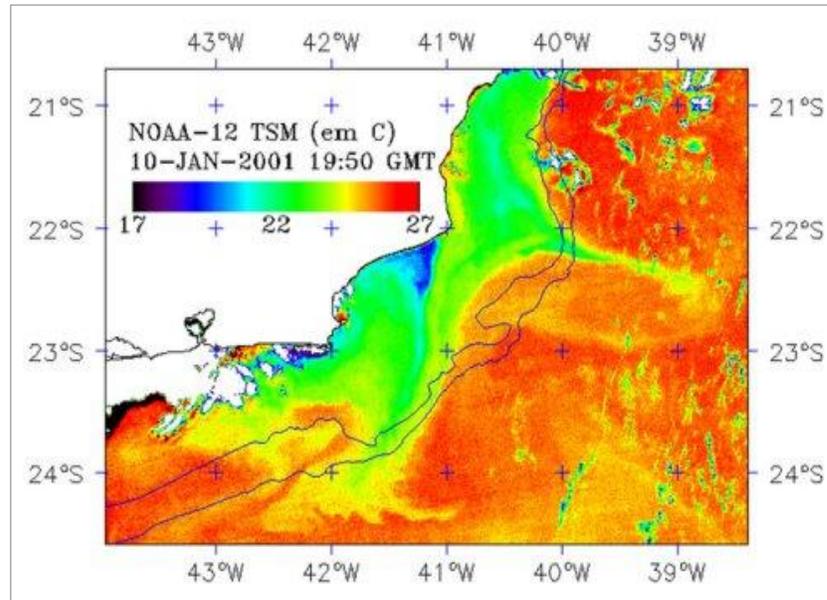


Fig. 24 - Imagem AVHRR de 10 de janeiro de 2001 exemplificando o meandramento ciclônico da CB na região de Cabo Frio e Cabo de São Tomé. Calado *et. al.*, 2010.

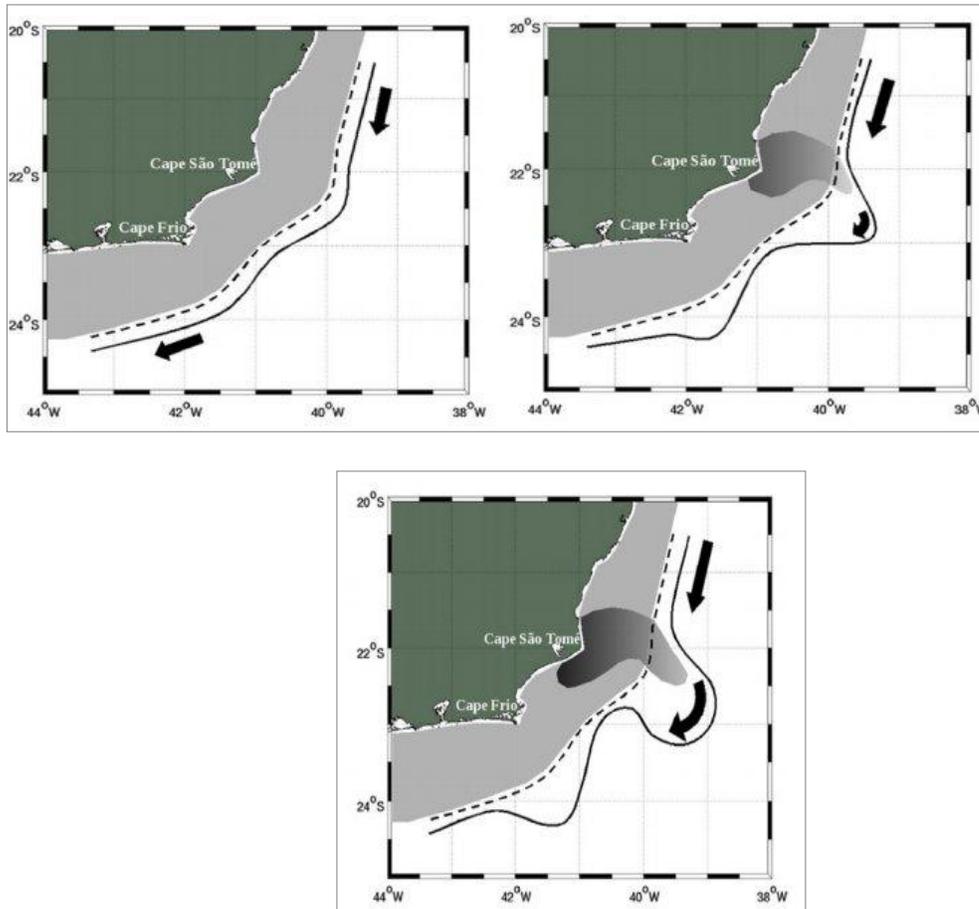


Fig. 25 - Esquema de um meandro ciclônico em crescimento na CB instável induzindo ressurgência costeira no Cabo de São Tomé. A linha tracejada representa a linha da quebra de plataforma, a linha preta sólida representa a frente da CB, a área cinza claro representa a água da plataforma e à área em cinza escuro representa a ACAS ressurgida. Esquema retirado de Calado *et. al.* 2010.

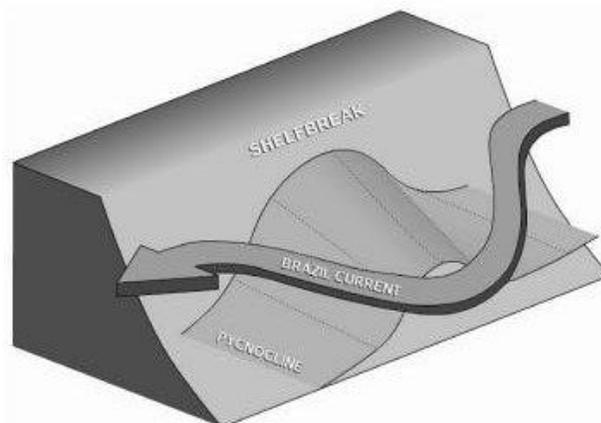


Fig. 26 - Representação da posição pincloclina-termoclina com a presença de um meandramento ciclônico. Conforme esta disposição, águas mais profundas adentram na plataforma continental com maior facilidade. Extraído de Marone *et. al.*, 2010.

6.1 SAZONALIDADE DA FORÇANTE DOS VENTOS

Em Cabo Frio, o domínio dos ventos de nordeste (NE), devido ao Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, resulta em um transporte de água no sentido da costa para o largo, fazendo então com que águas mais profundas aflorem próximo à costa de Cabo Frio. A predominância dos ventos NE da região é devido ao centro atmosférico de alta pressão semi permanente sobre o oceano do Atlântico Sul (Stech e Lorenzetti, 1992). Esta predominância é quebrada pela passagem de sistemas frontais, que invertem o vento para Sudoeste (SW), Sul (S) e Sudeste(SE), como já discutido por Allard (1955), Dourado (1994), Franchitto et al. (1998), Carbonel (1998), Ribeiro et. al. (2011) e outros.

Carbonel (1998) simulou a formação da ressurgência e sua evolução espacial e temporal na região costeira de Cabo Frio. O modelo hidrodinâmico bidimensional de gravidade reduzida confirmou que o campo de vento não-uniforme forçou um pluma de água fria ressurgir, a mesma se direcionou para fora da plataforma

Franchito (2007) afirmou que a variação sazonal da temperatura superficial do mar e os ventos locais estão relacionados e associou ventos de noroeste, predominantemente de setembro a março, com os baixos valores de temperatura na superfície do mar (caso de ressurgência). Em suas observações, relatou que a temperatura do mar aumenta gradualmente atingindo seu máximo nos meses de abril, e que intensidade da brisa marítima é maior nos meses de setembro a março e menor entre os meses de abril a junho. Seus resultados confirmaram a hipótese de Castelão e Barth (2006) e indicaram um feedback positivo entre a temperatura superficial do mar e ventos locais da região, de forma que os valores baixos de temperatura na superfície do mar, ocasionados pela ressurgência intensificam a circulação da brisa oceânica. Os ventos de Noroeste ocorrem o ano todo, mas sua intensidade varia sazonalmente (Fig. 27). O trabalho também vai de acordo com: Franchito *et. al.*, 1998; Rodrigues e Lorenzetti, 2001.

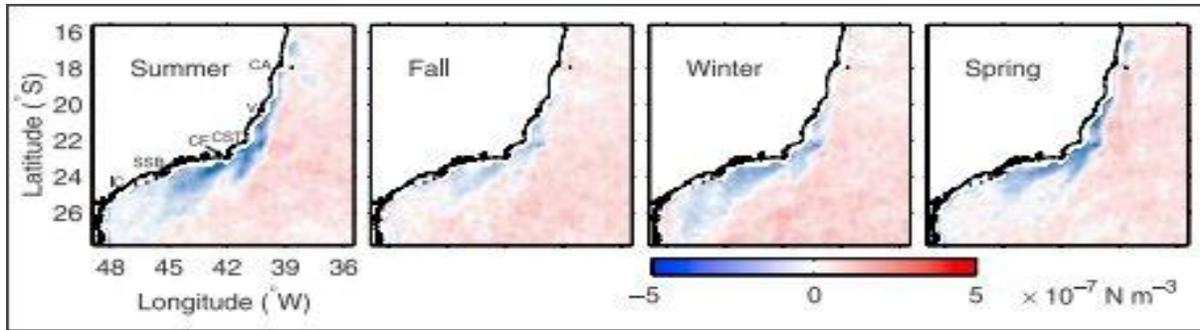


Fig. 27 - Imagem QUIKSCAT da média sazonal (2000-2004) da forçante do vento nas proximidades de Cabo Frio. Castelão e Barth, 2006.

Os resultados de Elias (2009) evidenciaram que, além da variabilidade sazonal bem marcada e já abordada por diversos estudos, desigualdades interanuais também ocorrem e que, em alguns casos, apresentam sinais cíclicos, que podem sugerir a influência de outras forçantes no processo. (Martin *et. al.* 1988 e Lentini *et. al.* 2001 *apud* Elias 2009), associaram um El Niño intenso com maior ocorrência de águas frias. O bloqueio na passagem de sistemas frontais, instituído pela Corrente de Jato Subtropical, que se intensifica em anos de El Niño, sendo de criar condições típicas de verão, como a persistência de ventos de NE, em outras épocas do ano. Isso faz com que ocorra uma intensificação do processo de ressurgência em anos sob influência de El Niño (Fig.28).

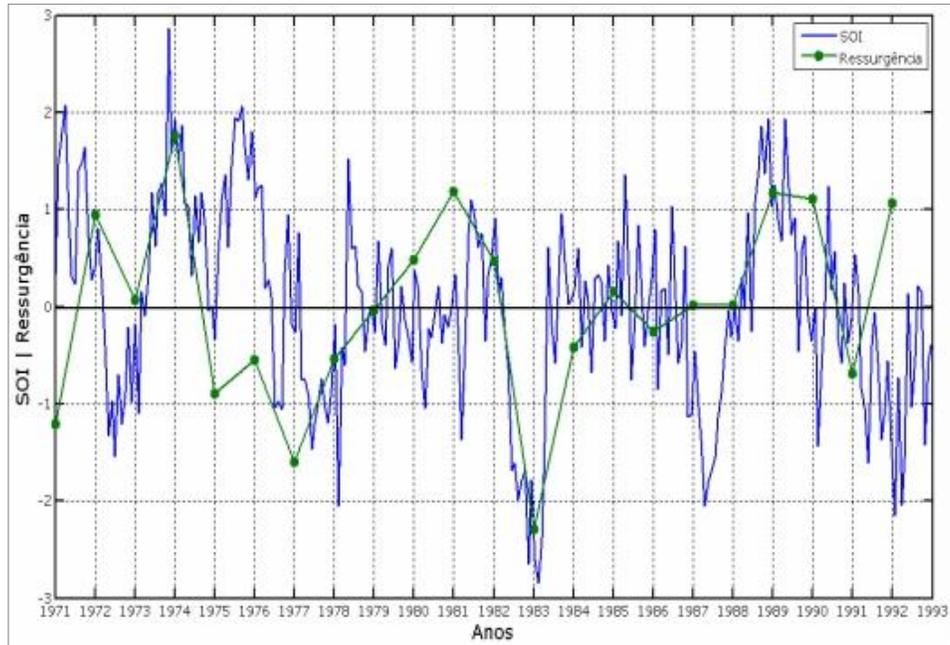


Fig. 28 - Temperatura média do período de ressurgência entre os anos de 1971 e 1992 (verde), e o Southern Oscillation Index (SOI), quantificando a intensidade de eventos de El Niño e La Nina (azul). Elias, 2009.

As análises de Elias (2009) utilizam dados de escala temporal e espacial retomam conceitos de larga escala, para então, aplicá-los na intensidade e sazonalidade dos ventos e de suas implicações nos acontecimentos da ressurgência costeira, em escala sinótica. Embora essas correlações entre os processos de larga escala (como o El Niño) e o sistema de ressurgência ainda não estejam bem estabelecidos. De forma que para essa hipótese, um conjunto maior de dados (climatológicos, oceanográficos e ecológicos) deveria ser amostrado, a fim de se obter resultados mais consistentes e com uma abordagem mais multidisciplinar e ampla, como demanda a escala observacional utilizada (larga escala).

7) CONCLUSÃO

A área de Cabo Frio possui um sistema de Ressurgência atípico em comparação com as demais áreas de ressurgência do mundo. Esse sistema se dá com base em uma conjuntura de fatores geográficos, climatológicos e oceanográficos. Tomando como partida os fatores oceanográficos, é possível enumerar dois processos bem distintos: 1- O afloramento de águas frias e ricas em nutrientes (ACAS) ocasionado por feições oceanográficas (meandros e vórtices da CB), e que ocorre de forma recorrente ao longo do ano na região externa da plataforma continental e eventualmente na plataforma propriamente dita. 2- O afloramento da ACAS na região costeira, decorrente da divergência de Ekman e sazonalidade dos ventos (forçante esta muito importante no deslocamento das águas superficiais).

Por mais que a ressurgência costeira de Cabo Frio seja marcada pela sazonalidade dos ventos, com maior ocorrência no período de primavera-verão, não se pode afirmar que o fenômeno da ressurgência, em si, não ocorra nos demais períodos (outono – inverno). Tomando a plataforma continental sudeste como uma área única, ambos os processos (ressurgência costeira e afloramento da ACAS na plataforma continental) são igualmente importantes quando se fala em produção de matéria orgânica. Visto que, vórtices e meandramentos da CB são recorrentes ao longo do ano nas proximidades da plataforma continental, os dois fenômenos de afloramento podem acontecer simultaneamente, de forma que a dinâmica de vórtices influencia positivamente na ressurgência costeira.

Outro ponto importantíssimo da ação de vórtices na região é o afundamento do material orgânico produzido na coluna de água na porção convergente do vórtice, o que deve necessariamente contribuir para a sedimentação na plataforma continental.

8) ESTUDOS FUTUROS:

Com base no levantamento bibliográfico realizado, percebe-se uma lacuna quanto a estudos mais aprofundados sobre a formação dos dipolos e seu papel na dinâmica da CB. Muitos trabalhos, aqui citados, embora bem estruturados, são teses e dissertações que não foram publicados em meios científicos mais amplos como revistas indexadas. O estabelecimento das teorias sobre os processos físicos na região necessitam desta avaliação mais ampla da qualidade científica dos resultados destes trabalhos.

Ainda não é muito claro o papel destes fenômenos oceanográficos sobre os processos de formação e advecção da matéria orgânica. Os trabalhos encontrados são puramente físicos e pouco se correlacionam com as características químicas e biológicas das águas da região. Vórtices anticiclônicos são igualmente formados por instabilidade baroclínica e embora sejam descritos, foram pouco estudados. Não se sabe ao certo o papel destes vórtices nos processos de advecção da matéria orgânica.

9) REFERÊNCIAS

ASSAD, L. P. F.; MANO, M. F.; DECCO, H. T.; TORRES JR., A R.; Noções Básicas de Modelagem Hidrodinâmica Computacional e de Dispersão de Poluentes. Ed.COPPE/UFRJ, Inst. NUMA/LAMCE. 126p. 2009

AZEVEDO J. L. L.; MATTA M. M. o mecanismo de autopropulsão de vórtices oceânicos: uma revisão. Revista Brasileira de Geofísica. 28(3): 16p. 2010.

AZEVEDO J. L. L.; OLIVEIRA, L. R.; SOUZA J. F. A. os processos de conversão de energia nos oceanos: uma revisão do diagrama de Lorenz. Revista Brasileira de Geofísica. 26(2): 9p. 2008.

BRYAN, K. A numerical investigation of a non-linear model of wind-driven ocean. J. Atmos. Sci., 20, 12p. 1963.

CALADO, L. Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da CB ao largo do Sudeste Brasileiro. Dissertação (Mestrado)- Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo. 2001.

CALADO, L. Dinâmica da interação da atividade de meso-escala da Corrente do Brasil com o fenômeno da ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, RJ. Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 159p. 2006.

CAMPOS, E. J. D.; GONÇALVES, J. E.; IKEDA Y. Water Mass Structure and Geostrophic Circulation in the South Brazil Bight – Summer of 1991. J. Geophys. Res., 100 (C9): 13p. 1995

CAMPOS E.J.D., MILLER J.L., MÜLLER T.J. AND PETERSON R.G. Physical oceanography of the Southwest Atlantic Ocean. Oceanography 8, 5p. 1995.

CAMPOS, E. J. D.; VELHOTE, D.; SILVEIRA, I. C. A. Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophys. Res. Lett.*, 27 (6) : 3p. 2000.

CASTELAO, R.M., CAMPOS, E.J.D., MILLER, J.L. A modeling study of coastal upwelling driven by wind and meanders of the Brazil current. *Journal of Coastal Research* 20 (3), 9p. 2004.

CASTELAO, R. M.; BARTH J. A.; MAVOR T. P. Flow-topography interactions in the northern California Current System observed from geostationary satellite data. *Geophysical Research Letters*, 32, L24612, doi:10.1029/2005GL024401, 2005.

CASTELAO, R. M., AND J. A. BARTH. Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L03602, doi:10.1029/2005GL025182. 2006.

CARBONEL, C. A. A. H. Modelling of upwelling in the coastal area of Cabo Frio. *Rev. bras. oceanogr.*, 46(1), 17p. 1998.

CARBONEL, C. A. A. H.; VALENTIN, J. L. Numerical modeling of phytoplankton bloom in the upwelling ecosystem of Cabo Frio (Brazil). *Ecological Modelling*, 116,13p. 1999.

CARBONEL, C. A. A. H. Modelling of upwelling-downwelling cycles caused by variable wind in a very sensitive coastal system. *Continental Shelf Research*, 23, 19p. 2003.

COSTA, T. P., 2007: Existe um Vórtice de Vitória climatológico? Monografia de Graduação, Universidade de São Paulo, São Paulo, 62 pp.

DALU, G. A.; PIELKE R. A. An Analytical Study of the Frictional Response of Coastal Currents and Upwelling to Wind Stress. *Journal of Geophysical Research*, vol. 95, no. c2, pages 1523-1536, February 15, 1990

DE DECCO, H. T. Simulação das Correntes Superficiais Oceânicas da Costa Sudeste Brasileira Durante a Passagem de uma Frente Fria, Monografia de graduação, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Brasil. 2004.

DOURADO, M.S. Estudo da camada limite planetária atmosférica marítima (Dissertação de Mestrado), INPE, 100p. 1994.

DOURADO, M.; OLIVEIRA, A. P. Observational description of the atmospheric and oceanic boundary layer over the Atlantic Ocean. *Rev. Bras. Oceanogr.*, 49(1/2), 49-59. 2001.

ELIAS, L.M.C.. Variabilidade Interanual da Ressurgência de Cabo Frio, RJ. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) - Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2009.

EVANS, D. L.; SIGNORINI, S. R.; MIRANDA, L. B. DE. A note on the Transport of the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 13, n. 9, p. 1732-1738. 1983.

EVANS, D. L.; SIGNORINI, S. R. Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, 315(6014): 48–50. 1985.

FRANCHITO, S.H.; RAO, V.B.; STECH, J.L.; LORENZETTI, J.A. The effect of coastal upwelling on the sea-breeze circulation at Cabo Frio, Brazil: a numerical experiment, (submetido ao *Journal of Geophysical Research*). 1996.

FRANCHITO, S. H., ODA, T. O., RAO, V. B., KAYANO, M. T. Interaction between coastal upwelling and local winds in Cabo Frio, Brazil: an observational study. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47: 1590 - 1598, 2007.

FRANCISCO, C. P. F. Dinâmica de Mesoescala da Confluência Brasil-Malvinas. Tese (Doutorado em Oceanografia (Oceanografia Física)) - Universidade de São Paulo, Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo. 2007.

FERNANDES, A. M. Dinâmica baroclínica da CB na região sudeste. Dissertação de mestrado - Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo. 2001.

GRASSL H. Ocean Circulation and Climate: Observing and Modeling de Global Ocean. Section 1: The Ocean and Climate, vol. 77. 3-21p. 2001.

GABIOUX, M. Estudo numérico dos meandros e vórtices da corrente do Brasil entre 22°s e 30°s, Tese de Doutorado. Programa de engenharia Oceânica da COPPE, Univesidade Federal do Rio de Janeiro, 155p. 2008.

GODOI, S. S. Dinâmica quase-geostrófica do Sistema Corrente do Brasil no embaiamento de São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 133 p. 2005.

INSTITUTO DE ESTUDOS DO MAR ALMIRANTE PAULO MOREIRA. Disponível em: <<http://www.ieapm.mar.mil.br/historico.htm>>. Acesso em: 15 de outubro de 2011.

LORENZZETTI, J.A., M. KAMPEL, C.M. BENTZ, A.R. TORRES JR. A mesoscale brazil current frontal eddy: observations by asar, radarsat-1 complemented with visible and infrared sensors, in situ data, and numerical modeling. 6p. 2004.

LOPES R. M.; KATSURAGAWA M.; DIAS J. F.; MONTÚ M. A.; MUELBERT J. H.; BRANDINI C. G. F. P. Zooplankton and ichthyoplankton distribution on the southern Brazilian shelf: an overview. Scientia Marina, Vol. 70, No 2. 2006.

MARONE E.; KNOPPERS B. A.; SOUZA W.F.L.; SILVEIRA I. C.; GODOI S.S. Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins, A Global Synthesis. Springer 1st Edition, cap. 3.4., 744p. 2010.

MADUREIRA, L.S.P. (orgs), O Ambiente Oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude continental na Região Sudeste - Sul do Brasil, Capítulo 4, p.219-264. EDUSP, São Paulo, 2006.

MATTOS, R. A. da: Avaliação da geostrofia do Sistema Corrente do Brasil ao largo de Cabo Frio (23°S). Trabalho de Graduação do Curso de Bacharelado em Física, com Habilitação em Oceanografia Física. Instituto de Física. Universidade de São Paulo. São Paulo. 53p, 2003.

NETO, H. F. Análise Multiparamétrica Ótima de Massas de Água na Bacia de Campos - RJ. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Bacharelado em Oceanografia) - Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. 2008.

ODA, T. O. Influência da ressurgência costeira sobre a circulação local em Cabo Frio. Dissertação de Mestrado. INPE, São José dos Campos. 1997.

PAES, R. C. O. V. metodologia de reconhecimento de vórtices a partir de imagens orbitais. Tese de Doutorado. Instituto de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2009.

PEREIRA, D.P.C. Caracterização da estrutura termohalina e de velocidades dos dipolos vorticais da Corrente do Brasil. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Oceanografia) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 2005.

PEREIRA, D.P.C., Processo de Instabilidade Barotrópica da Corrente do Brasil na Bacia de Santos. Dissertação de mestrado. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. 2009.

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

RAMOS, A. E. A. Formação e evolução espaço/temporal da Ressurgência Costeira de Cabo Frio RJ. Monografia (Aperfeiçoamento/Especialização em Oceanologia) - Universidade Federal do Rio Grande, Marinha do Brasil. 2011.

RIBEIRO, F.N.D. Padrões de circulações atmosférica e oceânica na região de ressurgência costeira de Cabo Frio. Tese de Doutorado. Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, SP, Brasil, 139 pp. 2010.

RODRIGUES, R. R., AND J. A. LORENZETTI, A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the southeast Brazilian coastal upwelling, *Cont. Shelf Res.*, 21, 371 – 393. 2001.

SCHMID, C.; SCHÄFER, H.; PODESTÁ, G; ZENK W. The Vitória Eddie and Its Relation to the Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*. Vol. 25. 2532-2546. 1994

SCHMIDT, A. C. K. Interação Margem Continental, Vórtices e Jatos Geofísicos. Tese de Doutorado em Oceanografia (Oceanografia Física) - Universidade de São Paulo. 2004.

SIGNORINI, S. R. On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Res.*, 25: 481–490. 1978.

SIGNORINI, S. R.; MIRANDA, L. B.; EVANS, D. L.; STEVENSON, M.R.; INOSTROZA, H. M. V. Corrente do Brasil: estrutura térmica entre 19° e 25°S e circulação geostrófica. *Bolm Inst. oceanogr.*, S Paulo, 37(1):33-49. 1989.

SILVEIRA, I. C. A.; MIRANDA, L. B.; BROWN, W. S. On the origins of the North Brazil Current. *J. Geophys. Res.*, 99 (1 1) :22501-22512. 1994.

SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S.; IKEDA, Y. A Corrente do Brasil ao largo da Costa Leste Brasileira. *Rev. Bras. Oceanogr.*, 48(2): 171–183. 2000.

SILVEIRA, I. C. A.; CALADO, L.; FRANCISCO, C. P, F. instabilidade linear de cisalhamento vertical em jatos geofísicos meridionais. *Revista Brasileira de Geofísica*, Vol. 21 (2). 2003.

SILVEIRA, I. C. A. Protótipo de sistema de previsão oceânica e costeira para o leste brasileiro. São Paulo: IOUSP, 30 p. 2004.

SILVEIRA, I.C.A. O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, São Paulo. 160p. 2007.

SILVEIRA, I., LIMA, J., SCHMIDT, A., CECCOPIERI, W., SARTORI, A., FRANCISCO, C., FONTES, R. Is the meander growth in the Brazil Current system off Southeast Brazil due to baroclinic instability?. *Dyn. Atmos. Oceans* 45, 187–207. 2008.

SOUZA, M. C. de A., A corrente do Brasil ao largo de Santos: medições diretas. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico, 169p. 2000.

SOUTELINO, R. G., A Origem da Corrente da Brasil. Dissertação de Mestrado em Oceanografia. Universidade de São Paulo, 101 p. 2008.

STRAMMA, L.; PETERSON, R. G. South Atlantic Current. *Jour. Phys. Oceanography*, 20 (12): 846–859. 1989.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys.* 1999.

STECH, J. L.; LORENZZETTI J. A.; SOUZA, J. M. C., A Mesoscale Brazil Current Frontal Eddy Observed Through AVHRR Images And Current Meter Moorings. *International Archives Of Photogrammetry and Remote Sensing*. Vol XXXI, Part B7. Vienna 1996.

TANAKA, K. Simulação da Ressurgência Comparada com Dados Oceanográficos e de Sensores Remotos em Cabo Frio, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Tese de mestrado, 1977.

TANAKA, K. Análise de série temporal de 10 Anos: ressurgência em Cabo Frio. INPE-3812-RPE/502. 1986.

TORRES JR., A. R. Resposta da ressurgência costeira de Cabo Frio a forçantes locais. Tese de Mestrado, COPPE-UFRJ. 1995.