

Universidade Federal do Rio de Janeiro
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza
Instituto de Geociências
Departamento de Meteorologia



**Estudo sinótico e comparação de dois casos de ressacas
atípicas que afetaram a baía de Guanabara, no Estado do
Rio de Janeiro**

Mariana Ximenes do Nascimento

Orientador: D.Sc. Wallace Figueiredo Menezes

Monografia submetida ao corpo docente do Departamento de Meteorologia da UFRJ
como requisito necessário à obtenção de grau de Bacharel em Meteorologia

Rio de Janeiro
Fevereiro, 2011

Estudo sinótico e comparação de dois casos de ressacas atípicas que afetaram a baía de Guanabara, no Estado do Rio de Janeiro

Mariana Ximenes do Nascimento

Monografia submetida ao corpo docente do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Bacharel em Meteorologia.

Aprovada por:

D.Sc. Isimar de Azevedo Santos
Departamento de Meteorologia – IGEO – UFRJ

M.Sc. Ricardo Martins Campos
Programa de Engenharia Oceânica - COPPE - UFRJ

D.Sc. Wallace Figueiredo Menezes
Departamento de Meteorologia – IGEO – UFRJ

Rio de Janeiro, RJ
Fevereiro, 2011

Do Nascimento, Mariana Ximenes

**ESTUDO SINÓTICO E COMPARAÇÃO DE DOIS CASOS DE RESSACAS
ATÍPICAS QUE AFETARAM A BAÍA DE GUANABARA, NO ESTADO DO
RIO DE JANEIRO**

UFRJ/Departamento de Meteorologia, 2011, 84p.

Dissertação de Monografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro,
Departamento de Meteorologia, 2011.

1. Ciclones 2. Baía de Guanabara 3. Modelagem Numérica 4. Índices de Instabilidade

AGRADECIMENTOS

À Deus por tudo o que tem feito na minha vida e que me deu forças para seguir em frente.

Aos meus pais, Cesar e Artemisa, e minha irmã, Erika, pelo incentivo, estímulo e compreensão que sempre demonstraram durante esta minha caminhada.

Ao Wagner, que sempre teve paciência e palavras de consolo e carinho quando eu estava desestimulada.

Aos meus familiares, primos, primas pelo grande incentivo.

Aos professores do departamento e aos meus orientadores a quem tenho minha profunda admiração e que colaboraram e contribuíram durante o meu processo de aprendizagem ao longo da graduação.

Aos meus amigos de faculdade que compartilharam as dificuldades e conquistas durante a graduação, sem eles não teria conseguido terminar esta etapa da minha vida. Com certeza irei sentir muitas saudades!

ÍNDICE

Resumo.....	vi
Lista de Figuras.....	vii
1 -INTRODUÇÃO.....	1
2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	7
2.1 - Ventos Intensos – Revisão.....	8
2.2 - Aspectos Termodinâmicos e Dinâmicos.....	9
2.3 - Escala sinótica: tendência do geopotencial	9
2.4 - Ciclones.....	10
2.4.1 - Ciclone extratropical	11
2.4.2 - Ciclo de vida de um ciclone extratropical	13
2.5 - Ressacas.....	14
2.6 - Modelagem Numérica.....	16
2.7 - Índices de Instabilidade.....	18
3 – METODOLOGIA	24
3.1 - <i>Imagens de Satélite</i>	25
3.2 - <i>Imagens de Vento na troposfera estimado pelo satélite</i>	25
3.3 - <i>Cartas de superfície da Marinha</i>	26
3.4 - <i>Modelo WWatch / INPE CPTEC</i>	26
3.5 - <i>Dados de Reanálise do NCEP</i>	26
3.6 - <i>Dados do satélite QuicksCAT</i>	27
4 – RESULTADOS.....	29
4.1 - <i>Descrição Geral do Caso I</i>	29
4.2 - <i>Descrição Geral do Caso II</i>	49
5–DISCUSSÕES.....	62
6 –CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	67
7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	70

RESUMO

Este trabalho consiste em um estudo de dois casos de ciclones no oceano Atlântico Sul que causaram eventos de ressaca na costa do Rio de Janeiro. O primeiro nos dias 08 e 09 de Abril de 2010, quando as ondas oceânicas atingiram 3 a 4 metros de altura em toda orla. O segundo no dia 24 de abril de 2008, quando as ondas causaram um acidente com vítimas em um catamarã de transporte de passageiros entre os municípios do Rio e Janeiro e de Niterói. Em ambos os casos, as grandes ondas penetraram na Baía de Guanabara, situação pouco comum que motiva o presente estudo.

Para ambos os casos, foram feitas análises observacionais em escala sinótica, utilizando a base de dados da Reanálise do National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR), imagens de satélite fornecidas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos / Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC / INPE), cartas sinóticas da Marinha, modelo do INPE/CPTEC WWATCH, entre outras. Também foi aplicada a metodologia dos índices de instabilidade a estes casos. Para o segundo caso também foi feito um teste de simulação numérica de alta resolução com o modelo de mesoescala BRAMS, visando avaliar o impacto desta melhor resolução no estudo.

Com isso, pode-se concluir que para os dois casos, a ressaca foi decorrente da passagem de ciclones, em ambos formando pista de direção SE, sendo que no primeiro caso, o sistema se formou muito próximo a região sudeste do Brasil. Este tipo de fenômeno foi considerado atípico, pois o ciclone se formou em latitude mais baixa do que o usualmente observado em casos de ressaca. Verifica-se então que não só a situação "clássica" de ciclones extratropicais de latitudes médias e altas causa ressacas no Rio de Janeiro.

Este estudo foi uma tentativa de avaliar casos de ressaca no Rio de Janeiro, focando situações em que as ondas atingem significativamente o interior da Baía de Guanabara, que são de ocorrências atípicas, tentando entender o porquê esses casos acontecem.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Fortes ondas na Baía de Guanabara. (Fonte: http://oglobo.globo.com).....	3
Figura 1.2- Fonte: Jornal O Globo e Correio do Povo.....	4
Figura 1.3 – Em direção ao Rio, o Catamarã rompe as ondas.(Fonte: Oglobo.Globo.com).....	5
Figura 1.4- Fonte: Jornal Do Brasil e O Dia.....	6
Figura 4.1- Avisos emitidos pela Marinha e sua respectiva validade, confirmando a probabilidade do evento acontecer.....	
.....	30
Figura 4.2- Modelo de Previsão de Ondas WWATCH do INPE/CPTEC, prevendo a forte chance de ocorrência de ressaca.....	
.....	31
Figura 4.3 – (a) Imagem do satélite GOES-12, canal realçado, do dia 06/04/2010 as 12Z; (b) 07/04/2010 as 12Z; (c) 08/04/2010 as 12Z, (d) 09/04/2010 as 12Z – Fonte: CPTEC/INPE	32
Figura 4.4 – (a) Carta de Pressão ao Nível do Mar do dia 06/04/2010 as 12Z; (b) 07/04/2010 as 12Z; (c) 08/04/2010 as 12Z, (d) 09/04/2010 as 12Z – Fonte: Centro de Hidrografia da Marinha.....	33
Figura 4.5 – (a) Imagem do satélite GOES-12, canal infravermelho, do dia 07/04/2010 as 22:30Z; (b) 08/04/2010 as 02Z; (c) 08/04/2010 as 20Z, (d) 08/04/2010 as 22Z – Fonte: CPTEC/INPE.....	34
Figura 4.6 – Campos de pressão ao nível do mar (hPa) para os dias 06/04/2010 as 00Z; (b) 07/04/2010 as 12Z; (c) 07/04/2010 as 18Z; (d) 08/04/2010 as 12Z; (e) 08/04/2010 as 18Z ; (f) 09/04/2010 as 12Z – Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.....	36
Figura 4.7 – Campos de pressão ao nível do mar (hPa) e Ventos a 10m para os dias (a) 06/04/2010 as 00Z, (b) 06/04/2010 as 18Z, (c) 07/04/2010 as 00Z, (d) 07/04/2010 as 18Z; (e) 08/04/2010 as 00Z; (f) 08/04/2010 as 18Z; (g) 09/04/2010 as 00Z; (h) 09/04/2010 as 18Z – Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.....	37

Figura 4.8- Campo de Linha de Corrente nos níveis de 850hPa, 500hPa e 300hPa, para o dia 06/04/2010 no horário de 12Z.....39

vii

Figura 4.9- Campo de Linha de Corrente nos níveis de 850hPa, 500hPa e 300hPa, para o dia 07/04/2010 nos horários de 00Z, 12Z.....40

Figura 4.10- Campo de Linha de Corrente nos níveis de 850hPa, 500hPa e 300hPa, para os dias 08/04/2010 as 18Z e 09/04/2010 no horário de 12Z.....41

Figura 4.11- Campos de Temperatura e Geopotencial nos níveis de 850, 500 e 200 hPa para o dia 07 e 08 de abril as 12Z.....42

Figura 4.12- Teorema de Sutcliffe para o conceito de Advecção de espessura ou temperatura - Fonte: Master USP.....44

Figura 4.13- Temperatura da Superfície do Mar (TSM)- Fonte: METSUL.....44

Figura 4.14- Campo de Umidade a 20 e Vento a 10m, para o dia 07/04/2010 as (a) 06Z, (b) 18Z e dia 08/04/2010 as (c) 00Z e (d) 06Z.....45

Figura 4.15- Campos de Lapse Rate nos níveis entre 500 e 700 hPa e de Divergência de Umidade em 300hPa para o dia 08/04/2010 as 12Z.....46

Figura 4.16- Campos de Índices para o dia 08/04/2010 (a) ITT as 12Z, (b) K as 12Z (c) CITT as 06Z, (d) CK as 06Z.....47

Figura 4.17- Imagem do satélite GOES-12, canal realçado, do dia 20 de Abril de 2008 as 00Z- Início da formação do ciclone.....49

Figura 4.18- Avisos emitidos pela Marinha e sua respectiva validade.....50

Figura 4.19 - Modelo de Previsão de Ondas WWATCH do INPE/CPTEC.....50

Figura 4.20- Cartas Sinóticas da Marinha para os dias 21; 22; 23 no horário das 12Z; e para o dia 24 de abril de 2008 as 00Z.....51

Figura 4.21- Imagens do satélite QuikSCAT para os dias 21 e 22 de abril de 2008.....52

Figura 4.22- Campos de reanálise de vento a superfície e pressão ao nível do mar (hPa) das 00Z para os dias 21/04/2008; (b) 22/04/2008; (c) 23/04/2008 e (d)24/04/2008.....53

Figura 4.23 – Campos de pressão ao nível do mar (hPa) das 00Z para os dias 21/04/2008; (b) 22/04/2008; (c) 23/04/2008.....54

Figura 4.24 – Campo de Linha de Corrente nos níveis de 850hPa, 500hPa e 300hPa, para o dia 21/04/2008 no horário das 09Z.....	55
viii	
Figura 4.25 - Campo de Linha de Corrente nos níveis de 850hPa, 500hPa e 300hPa, para o dia 22/04/2008 no horário das 00Z.....	56
Figura 4.26 - Temperatura (°C) (preenchido) e Geopotencial (isolinhas) em 700, 500 e 200 hPa para o dia 21/04/2008 às 15 Z.....	57
Figura 4.27 - Temperatura (°C) (preenchido) e Geopotencial (isolinhas) em 700, 500 e 200 hPa para o dia 22/04/2008 às 15 Z.....	57
Figura 4.28 - Umidade(g/kg) (preenchido) e Pressão(hPa) (isolinhas) em 850, 700 e 500 hPa para o dia 21/04/2008 às 00 Z.....	58
Figura 4.29 - Umidade (g/kg) (preenchido) e Pressão(hPa) (isolinhas) em 850, 700 e 500 hPa para o dia 22/04/2008 às 00 Z.....	58
Figura 4.30 - Campos de Lapse Rate nos níveis entre 500 e 700 hPa para o dia 21 e 22 de abril de 2008 às 00 Z.....	59
Figura 4.31 – Campos dos índices TT e K, para o dia 21 e 22 de abril de 2008 às 00 Z.....	60
Figura 4.32 – Campos dos índices CK e CITT, para o dia 21 e 22 de abril de 2008 às 00 Z.....	61
Figura 5.1- Distribuição anual de ciclogênese para America do Sul. (Gan, 1992).....	62
Figura 5.2- Resultado de REBOITA (2008) para ciclones menos intensos, zona preferencial de ciclogênese.....	62
Figura 5.3-Campo de PNMM para o dia 23/04/2008 nos horários de 06Z, 12Z e 15Z, respectivamente.....	64
Figura 5.4-Campo de vento a 10m para os dias 23 e 24 de abril de 2008.....	65

CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO

1. INTRODUÇÃO

As ocorrências de ventos intensos associados a fenômenos meteorológicos de escala sinótica e de mesoescala, podem trazer diversas consequências prejudiciais a uma série de atividades humanas. Um exemplo comum diz respeito transtornos à navegação e destruição de propriedades em áreas costeiras. Segundo SILVA DIAS, (1987, 1989), sistemas meteorológicos de diferentes escalas espaciais e temporais afetam a região sudeste do Brasil, afetando de forma significativa as condições de tempo podendo provocar impactos significativos neste tipo de atividade.

Um dos tipos de sistemas de ocorrência mais comum de escala sinótica e que produz, muitas vezes, ventos fortes são os sistemas de baixa pressão, também denominados ciclones. Os ciclones deslocam-se com frequência pelo litoral brasileiro, incluindo a região sudeste (GAN AND RAO, 1991). Os mais comuns são os ciclones extratropicais que apresentam núcleo frio e se estendem verticalmente desde a superfície até os níveis médios e/ou altos.

A ocorrência desses fenômenos ocasionalmente implica em consequências para a população das localidades atingidas, onde podem ocorrer alagamentos e enchentes provocados pela continuidade e volumes de chuvas, ventos fortes e ressaca junto à costa. Além disso, estes ventos intensos e com direção perpendicular à linha de costa favorecem ainda condições propícias à ocorrência de ressacas, observadas nas ocasiões em que as ondas atingem o litoral com alturas mínimas de, aproximadamente, 2,5 metros e com persistência de até 5 dias nos casos mais intensos (CARTER, 1988).

O comportamento desses sistemas tem sido estudado desde o século XIX, devido ao impacto causado no tempo local das regiões por onde passam, e também devido à sua relevância e eficiência nos mecanismos de transporte de momento, calor e vapor d'água (MENDES, 2006). A troca de momento entre atmosfera e oceano, é responsável pela agitação marítima que, quando associadas a condições de maré favoráveis, podem levar a ocorrência de ressacas. O processo de desenvolvimento de ciclones é a conversão de energia do estado básico para a perturbação (instabilidade baroclínica). Estes sistemas dependem da instabilidade hidrodinâmica, e normalmente possuem interação com sistemas convectivos. Quando estes sistemas de baixa pressão tem comportamento quase estacionário (ficam estacionários, ou se movimentam muito lentamente) podem se tornar

formadores de “pista” no oceano gerando ondas, e conseqüentemente, causando fortes ressacas. A pista de ventos é uma extensão da área de atuação do vento que persiste no tempo em uma determinada região. Esse processo de geração de ondas, fator que se deve à extensão e permanência da pista e é tão importante quanto à intensidade do vento.

Segundo os autores, INNOCENTINI E CAETANO NETO (1996), o litoral brasileiro, devido a sua extensão, é atingido por diversos tipos de fenômenos meteorológicos acompanhados de pistas de ventos geradoras de agitação marítima intensa. As maiores ondas de superfície, frequentemente causadoras de naufrágios e ressacas, estão relacionadas aos ciclones extratropicais.

No Rio de Janeiro, casos de ressacas com impactos nas atividades humanas são observados com uma certa freqüência, alguns casos foram estudados detalhadamente por CATALDI ET AL 1997 , CANDELLA 1997, DE LIMA 1999, LIMA 2007 , GONÇALVES, 2006, dentre outros.

Entretanto, mais raramente, as ondulações conseguem penetrar na Baía de Guanabara, provocando impactos significativos na região interior da baía. Apesar de raros, tais casos merecem atenção justamente por terem impactos diferenciados, tentando entender que motivos levariam a esse comportamento diferenciado em relação à maioria das ressacas que atingem o estado do Rio de Janeiro.

Por exemplo, nos dias 08 e 09 de Abril de 2010, uma ressaca atingiu o litoral do Rio de Janeiro. De acordo com o site Campo Grande Notícias, “fortes ventos foram sentidos em todo o litoral do Rio de Janeiro e provocaram uma intensa ressaca, que atingiram com força todas as praias da cidade, onde as ondas atingiram o Aeroporto Internacional Santos Dumont, colocando em risco os pousos e decolagens das aeronaves. No litoral fluminense, as ondas alcançaram entre quatro e cinco metros de altura, e provocaram a interdição da Avenida Atlântica, no Bairro de Copacabana, que também foi tomada por água e areia da praia. A ressaca também provocou a interdição do Aterro do Flamengo, que faz a ligação entre a zona Sul e o centro da cidade.”

Por causa do mar agitado, a Capitania dos Portos suspendeu temporariamente o transporte de passageiros, barcas e catamarãs, da linha Charitas-PraçaXV que faz a travessia entre o Rio de Janeiro e Niterói pela Baía de Guanabara (Fonte: O Globo. Globo.com).

O fenômeno em estudo chamou a atenção por ter causado a elevação do nível médio do mar e ondas de ressaca, onde provocaram a sobre elevação do nível do mar em algumas

regiões litorâneas do Rio de Janeiro, causando prejuízos (Figura 1.1). Diante disto, justifica-se assim o desenvolvimento do presente trabalho, o qual visa alguma contribuição a respeito de estudos sobre interação oceano-atmosfera.

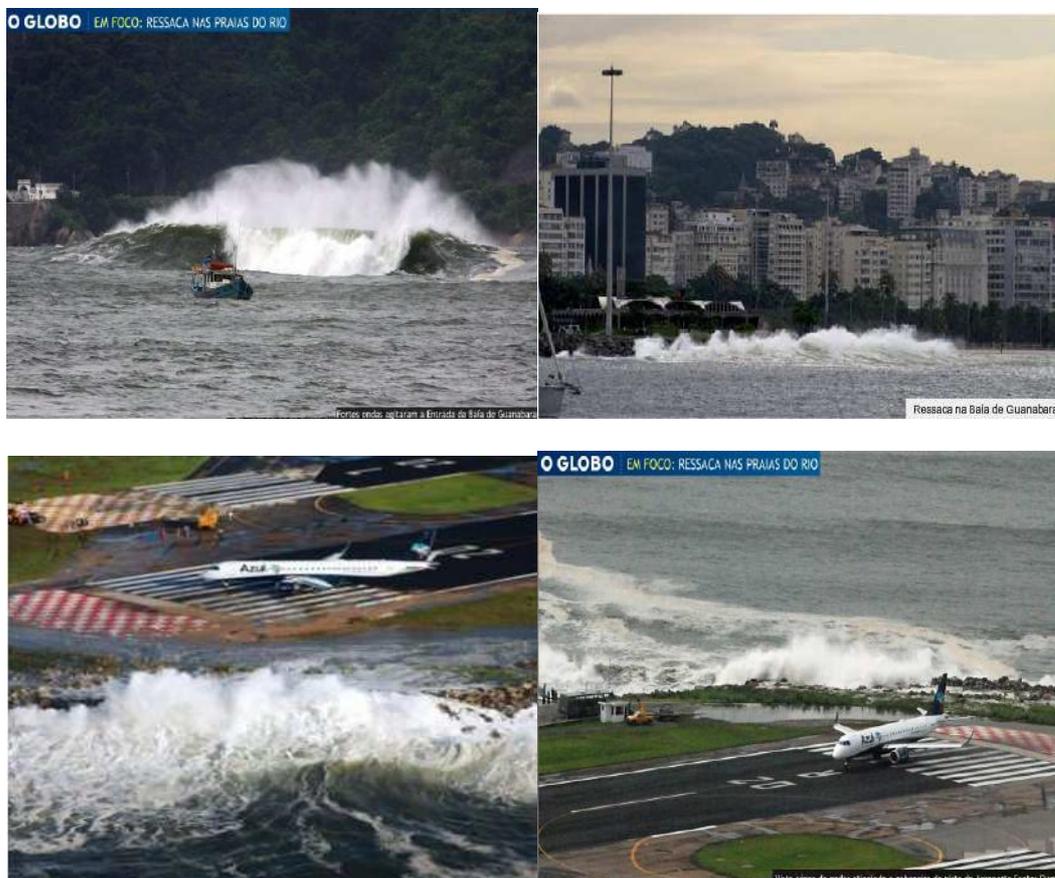


Figura 1.1 – Fortes ondas na Baía de Guanabara. (Fonte: O Globo. Globo.com)

Pela publicação dos jornais O Globo e Correio do Povo, pode-se verificar a intensidade da ressaca no estado do Rio de Janeiro (Figura 1.2). Vários jornais afirmaram que esta ressaca foi considerada uma das piores nos últimos dez anos na região com ondas enormes junto ao litoral do Rio de Janeiro nos dias 08 e 09 de abril de 2010.

Na capa do jornal O Globo é possível observar um surfista aproveitando as ondas tendo como vista a ponte Rio - Niterói. A ressaca afetou áreas mais ao Sul e ao Norte do Rio de Janeiro.

Por que a ressaca no Rio de Janeiro foi tão grande ?



Figura 1.2- Fonte: Jornal O Globo e Correio do Povo.

As ondas de ressaca, destroem bens públicos e privados em todos os lugares do mundo. Um outro exemplo de ressaca significativa e com característica atípica aconteceu em 24 de abril de 2008, quando ondas oceânicas, com até 3 metros de altura geradas por um ciclone

extratropical, invadiram a Baía de Guanabara e causaram um acidente ao atingir uma das barcas que fazia o trajeto Rio - Niterói, deixando 20 feridos no total (Figuras 1.3).

Por causa do mar agitado a Capitania dos Portos suspendeu temporariamente o transporte de passageiros em embarcações pela Baía de Guanabara (Fonte: O Globo. Globo.com).

Através deste estudo concluiu-se que a ressaca foi originada pela passagem de um ciclone extratropical no oceano. Foi aprimorado também, o estudo envolvendo a termodinâmica deste caso através da modelagem numérica, utilizando o modelo BRAMS, e a tentativa de uma caracterização deste sistema através do comportamento de índices de instabilidade associados à situação atmosférica do caso.



Figura 1.3 – Em direção ao Rio, o Catamarã rompe as ondas. (Fonte: O Globo. Globo.com)

De acordo com os sites Metsul, Jornal do Brasil, O Globo, O Dia e Extra, a ressaca foi descrita como uma das maiores das últimas décadas na capital fluminense (Figura 1.4).



Figura 1.4- Fonte: Jornal Do Brasil e O Dia.

Desta forma, o entendimento das condições atmosféricas e/ou marítimas associadas com ressacas em geral e, principalmente, com estas ressacas atípicas, adquire uma importância muito grande, tendo em vista que o conhecimento dessas condições poderá ajudar ao meteorologista / previsor na tomada de decisão para emitir avisos e alertas de fenômenos de ressaca. Além disso, um conhecimento das semelhanças e diferenças entre os casos de ressacas “convencionais” e os casos de ressacas “atípicas” (que penetram na baía de Guanabara) pode ajudar na determinação da abrangência dos impactos causados pelas grandes ondas.

O objetivo deste trabalho é estudar casos de ressaca no Rio de Janeiro em que as ondas atingem significativamente o interior da Baía de Guanabara, tentando entender o motivo desses casos ocorrerem com rara frequência.

No capítulo 2 deste trabalho é apresentada uma revisão bibliográfica de fenômenos meteorológicos relevantes para a compreensão do texto. No capítulo 3 encontra-se a descrição da metodologia utilizada para o estudo do evento em questão. No capítulo 4 são apresentados os principais resultados da análise geral do caso. O capítulo 5 contém as discussões e no capítulo 6 as conclusões e considerações finais do estudo.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Os fenômenos atmosféricos estão em constante interação com os oceanos, através das trocas de calor e quantidade de movimento, muitos destes sistemas causadores de ventos influenciam diretamente as condições de mar. Um dos fenômenos causados pela ação do vento sobre o oceano é a ressaca. O fenômeno ressaca é o aumento do nível do mar provocado pela elevação da maré meteorológica, acompanhada de ondas com amplitude maior que o normal.

Geralmente o aumento do nível do mar se dá pelo “empilhamento” de água na costa, causado pela força do vento na superfície do mar (maré meteorológica), somado a força gravitacional exercida pelos astros (maré astronômica), principalmente o sol e a lua (BITTENCOURT *ET. AL* 2002).

O aumento na altura das ondas, nestes eventos, ocorre devido à atuação de sistemas meteorológicos de baixa pressão (ciclones extratropicais), os quais muitas vezes se formam em regiões afastadas da costa, mas mesmo assim favorecem a agitação marítima e a propagação de ondas que atingem a região costeira, onde são modificadas ao ingressarem em águas mais rasas (POND E PICKARD, 1986).

Ciclones extratropicais também podem se desenvolver sobre o oceano Atlântico, provocando ventos fortes e gerando agitação marítima na costa do Brasil (LIMA, 2007 APUD BITTENCOURT, 2002).

Os principais fatores associados ao vento, responsáveis pela geração de ondas superficiais, são:

- Intensidade e direção do vento em superfície;
- Duração ou período de tempo em que o vento sopra;
- Pista (distância) sobre a qual o vento atua.

E as propriedades das ondas, significantes em sua caracterização, são:

- Altura
- Direção
- Período (ou frequência) das ondas.

Assim, pode-se esperar que a geração de ondas de ressaca possua íntima relação com a ocorrência de tempestades sobre os oceanos (WMO, 1998). Ciclones e anticiclones de escala sinótica estão acompanhados por ventos cujos 3 fatores acima podem satisfazer os requisitos para a formação de ondas de tempestade (INNOCENTINI *ET AL.*, 2002).

Com o objetivo de se fazer a melhor caracterização possível do evento, a seguir, serão discutidos os eventos de maior importância para análise do caso.

2. 1. REVISÃO DE VENTOS INTENSOS

A ocorrência de ventos de caráter intenso, ou extremo, está normalmente associada a sistemas meteorológicos com nuvens de convecção profunda em sua composição. Estas nuvens são as chamadas nuvens cumulonimbus (Cb's), também denominadas células convectivas, ou nuvens de tempestades por muitos autores. Sabe-se que os sistemas meteorológicos que possuem tal tipo de nuvem em sua composição podem ser de escala sinótica ou de mesoescala.

Os sistemas de mesoescala formados por Cb's tem uma denominação usual que é o termo "tempestades convectivas", sendo que existem diversos tipos de tempestades, cada uma com sua denominação específica, como "Linhas de Instabilidade" (Hane, 1986), "Tempestades Isoladas" (WEISMAN E KLEMP, 1986), "Supercélulas" (WEISMAN E KLEMP, 1986), "Nuvens Vírgula" (REED, 1979, MONTEIRO *ET AL.*, 2004), entre outros.

Quando uma tempestade convectiva produz grandes pedras de granizo, rajadas de vento muito intensas, ou qualquer tipo de destruição substancial (prejuízos materiais e humanos) no local onde ela atinge, recebe a denominação de "Tempestade Severa" (DOSWELL, 2001). Grande parte dos eventos observados (ou estimados) de ventanias muito intensas estão associados às tempestades severas (DOSWELL, 2001).

Os sistemas de escala sinótica que possuem Cb's em sua composição também possuem denominações específicas conforme a configuração atmosférica presente. Podem ser "Ciclones Extratropicais" (CARLSON, 1991; BLUESTEIN 1992; SINCLAIR, 1995; BLENDER *ET AL.*, 1997), "Ciclones Tropicais" (SELLERS *ET AL.*, 1998), Furacões (que possuem algumas características de escala sinótica, mas também possuem atributos e estruturas em mesoescala) e Baixas Polares ("*POLAR LOWS*" – CARLSON, 1991).

Os “Ciclones Extratropicais” cuja condição de persistência em sua formação constitui num fator relevante no desenvolvimento e na direção de propagação do vento (efeito dinâmico).

Além disto, a grande extensão de mar aberto oferecida pela trajetória das ondas, proporciona relevante contribuição por absorção de energia, oferecida pelo escoamento persistente do vento sobre o oceano. Isto provavelmente resulta no motivo da intensidade do embate das ondas de ressaca sobre o litoral (MADEIRA E ALCÂNTARA, 1988).

2. 2. ASPECTOS TERMODINÂMICOS E DINÂMICOS

Os ventos fortes produzidos pelos sistemas meteorológicos, em escala sinótica ou mesoescala, tendem a ocorrer devido a fatores relacionados às trocas de energia na atmosfera durante processos de formação, amadurecimento e dissipação das nuvens convectivas. As principais trocas de energia são devido a processos de aquecimento ligados à liberação de calor latente na condensação (formação das nuvens) e processos de resfriamento intenso relacionados à absorção de calor latente na evaporação (gotas de chuva e de nuvens evaporando na atmosfera seca em níveis médios e, porventura, baixos).

As tempestades de caráter mais severo, que podem provocar ventanias, geralmente se formam em ambientes que possuem um forte gradiente vertical de umidade, ou seja, ar bastante úmido em níveis baixos (que atua como “combustível” para formar a célula convectiva pela convergência de umidade) e uma camada de ar bastante seco (ou subsaturado) situada imediatamente acima do ar úmido de baixos níveis (HANE, 1986).

Os aspectos dinâmicos são relacionados com o cisalhamento vertical do vento e com a liberação de calor latente.

2. 3. ESCALA SINÓTICA: TENDÊNCIA DO GEOPOTENCIAL

As estruturas dinâmicas geradas pela liberação de calor latente se tratam de um fator de grande escala, onde este fluxo em níveis médios da atmosfera (provocada pelas nuvens de convecção profunda) induz um abaixamento da pressão em superfície, ou seja, o fortalecimento da baixa em escala sinótica (LIMA, 2007 APUD MENEZES E SILVA DIAS, 2004). Isso pode ser explicado pela equação de tendência do geopotencial que envolve a distribuição das seguintes advecções:

- Advecção de vorticidade absoluta:

É a principal forçante na alta troposfera. Não pode apenas por si promover a intensificação do distúrbio nos níveis onde está ocorrendo, mas sim atuar no sentido de propagá-lo horizontalmente e de espalhá-los na vertical. O seu domínio, em relação ao outro tipo de advecção, ou seja, se a curvatura do escoamento for grande (ondas longas) a tendência do geopotencial é aumentar, implicando em deslocamento para oeste da perturbação.

- Advecção de espessura:

É mais efetivo na baixa troposfera. Assim como no termo anterior, a resposta da tendência do geopotencial não limita-se apenas ao nível onde está ocorrendo a advecção de temperatura, mas espalha-se na vertical. Para ondas baroclínicas em estágio de desenvolvimento, a advecção de temperatura fria, abaixo do eixo do cavado em níveis médios, tende a aprofundá-lo, pois reduz a espessura da coluna.

Como descrito, esses aspectos dinâmicos diferem bastante dependendo da escala de tempestade. Tempestades severas de mesoescala (como linhas de instabilidade ou supercélulas) são normalmente associadas a condições de forte cisalhamento do vento nos primeiros 4 km de altura. Já tempestades em escala maior, como furacões, por exemplo, são associadas a cisalhamentos muito fracos e a intensificação destes sistemas é explicada, em grande parte, pelo segundo fator: o abaixamento da pressão devido à variação vertical do aquecimento diabático (liberação de calor latente) produzida na grande área de nuvens de convecção profunda a qual esses sistemas possuem (LIMA, 2007).

2. 4. CICLONES

Os ciclones que surgem dentro da circulação geral da atmosfera são exemplos de sumidouros de energia térmica, e são agentes da atmosfera na homogeneização de suas características, como temperatura, umidade e densidade. Apesar de eles surgirem e se desenvolverem dentro de fortes condições de instabilidade e geralmente se apresentarem com fortes ventos, seus ciclos de vida se desenrolam com o objetivo de estabilizar e homogeneizar a atmosfera. Eles são classificados em extratropicais, subtropicais e tropicais, em função da região onde se manifestam e atuam, de seu ciclo de vida e da fonte de energia pela qual se mantêm. Como essas regiões possuem características muito diferentes, os processos de formação destes vórtices também são diferentes. Um ciclone tropical obtém sua energia da água quente e do calor latente de condensação, enquanto um

ciclone extratropical retira sua energia dos contrastes horizontais de temperatura (MATHIAS, 2009 APUD AHRENS, 2000), que estão associados à grande energia potencial.

A seguir serão abordadas as principais teorias que explicam a origem, evolução e decaimento dos ciclones extratropicais, sistema responsável pela formação das ondas de ressaca neste estudo de caso. Elas comumente influenciam nas condições de tempo e tem maior relevância em relação à intensidade e à escala espaço-temporal.

2.4.1.CICLONE EXTRATROPICAL

Os ciclones extratropicais são sistemas meteorológicos caracterizados por uma região de circulação ciclônica em torno de um centro de baixa pressão, que se formam, intensificam e decaem nas latitudes médias e altas. A formação, também chamada de ciclogênese.

A maioria dos ciclones extratropicais produz ventos fortes e chuvas moderadas a torrenciais. Assim como o ciclone tropical, intensos ciclones extratropicais também são capazes de causar a ressaca, uma elevação do nível do mar associada ao sistema.

São classificados principalmente como sistemas baroclínicos, pois se formam ao longo de zonas de gradiente de temperatura e de ponto de orvalho, conhecidas como zonas frontais ou baroclínicas e assim obtendo energia suficiente para a sua formação por métodos diferentes daqueles usados por outros fenômenos ciclônicos, tais como ciclones tropicais.

São formados em massas atmosféricas com alta instabilidade e perde a sua força quando se tornam barotrópicos, ou seja, quando as diferenças de temperatura ocorrem juntamente com as diferenças de pressão. Algumas regiões costeiras são frequentemente afetadas por ciclones extratropicais.

O primeiro modelo conceitual clássico de ciclogênese extratropical foi idealizado por Bjerknes em 1919, que interpretou esse tipo de sistema como uma perturbação ondulatória que se propaga ao longo de uma região frontal. Apesar desta teoria ainda ser utilizada, os muitos estudos realizados que se dedicam à compreensão dos mecanismos associados à formação e desenvolvimento desses ciclones, produzem importantes resultados que a complementam.

A idéia central do modelo de Bjerknes é que a ciclogênese origina-se de uma frente, como resultado da instabilidade característica da região frontal e dissipa com a superposição do ar frio sobre o ar quente. Este último estágio é chamado de oclusão.

Atualmente, sabe-se que ciclones não representam meramente circulações ciclônicas originadas pela instabilidade de uma zona frontal, mas sim que ocorrem em consequência de forçantes de grande escala associadas aos gradientes horizontais de temperatura (CARLSON, 1991).

Os quatro estágios do ciclo de vida dos ciclones e a caracterização de cada um são apresentados a seguir:

- Fase inicial ou estágio de distúrbio incipiente: caracteriza-se pela presença de uma pequena perturbação em superfície onde ocorre o desenvolvimento subsequente de um mínimo de vortacidade relativa associada com a baixa em superfície.
- Fase de crescimento ou estágio de auto-desenvolvimento: caracterizado pelo rápido desenvolvimento, mudanças causadas pelo seu crescimento acabam por acelerá-lo ainda mais, mantendo essa constante relação de retroalimentação positiva (instabilidade).
- Fase madura ou estágio de auto-limitação: ocorre quando o seu desenvolvimento começa a retardar. O sistema altera seus campos de vento e temperatura como uma forma de limitar a advecção de vortacidade e temperatura, limitando também a disponibilidade de energia potencial turbulenta.
- Fase de decaimento ou estágio de dissipação: ocorre quando, finalmente, o distúrbio começa a ocluir lentamente.

PETTERSSSEN E SMEBYE (1971) analisaram a formação de diversos ciclones extratropicais no Hemisfério Norte e propuseram sua classificação em 2 categorias, de acordo com o mecanismo de formação: Ciclogênese do tipo “A” ou “B”. Os ciclones do tipo A são aqueles associados ao desenvolvimento de uma ondulação na superfície frontal, onde é necessário que haja a conversão de energia potencial disponível no estado básico em energia cinética de perturbação, conhecida como instabilidade baroclínica (PALMÉN e NEWTON, 1969); os do tipo B formam-se a sotavento das montanhas (“lee cyclogenesis”), as quais provocam um efeito de “bloqueio” na circulação em baixos níveis. Essas barreiras naturais exercem forte influência na instabilidade baroclínica, afetando localmente a

estrutura espacial, taxa de crescimento e propagação dessas perturbações (BUZZI ET AL., 1987 APUD MENDES, 2006. Neste trabalho falaremos da ciclogênese do tipo “A”.

Segundo de LIMA (1999), durante várias décadas aceitou-se o modelo conceitual de Bjerknes para descrição da geração e desenvolvimento de um ciclone. Segundo este modelo, a geração de um ciclone inicia-se numa onda de pequena amplitude, excitada ao longo de um sistema frontal, o que termina em um estágio de oclusão, no qual o ar é levantado pela subsidência. Quase 20 anos depois, Sutcliffe propôs, que os mecanismos dominantes para ciclogênese em superfície são a advecção de vortacidade no nível não-divergente e o aquecimento diferencial entre a superfície e o nível não-divergente (GAN, 1992).

2.4.2. CICLO DE VIDA DE UM CICLONE EXTRATROPICAL

Segundo MATHIAS (2009) APUD FEDOROVA (2001), o ciclo de vida de um ciclone extratropical pode ser dividido, basicamente, em quatro etapas, que são meteorologicamente importantes, pois delas resulta a formação de nuvens, precipitação e ventos intensos:

- Estágio de onda:

Neste estágio ocorre a formação de ondas frontais à superfície com o surgimento de dois ramos principais: a frente fria e a frente quente. Na parte dianteira da onda intensifica-se a advecção de ar quente e na parte posterior, de ar frio. Próximo da superfície forma-se a primeira isóbara fechada. O escoamento do ar superior é mais linear e assume a forma de onda com uma crista na parte dianteira do ciclone (região de ar quente) e um cavado à retaguarda (região de ar frio). Do ponto de vista térmico, a pressão diminui na parte dianteira da onda, que é a região de máxima advecção de ar quente, e a pressão aumenta na região de máxima advecção de ar frio. Portanto, a redução máxima de pressão ocorre na vanguarda da frente quente e o aumento máximo ocorre na retaguarda da frente fria.

- Estágio de ciclone jovem:

As amplitudes das ondas nos campos térmico e bórico aumentam. No campo de pressão à superfície são observadas algumas isóbaras fechadas, a pressão no centro do ciclone cai e os gradientes bóricos aumentam. A curvatura ondulatória cresce, as partes fria e quente da zona frontal aproximam-se e o setor quente aparece nítido. A distribuição horizontal da

advecção de temperatura é a mesma que no estágio de onda, mas os valores são maiores e, portanto, há maior queda de pressão atmosférica.

- Estágio de desenvolvimento máximo do ciclone:

Caracteriza-se pela maior profundidade do ciclone próximo da superfície; depois desse estágio de desenvolvimento, o ciclone começa a encher. São observadas muitas isóbaras fechadas e grandes gradientes béricos. As frentes fria e quente juntam-se e ocorre a oclusão do ciclone com a formação da frente oclusa. A distribuição da temperatura na parte central do ciclone é mais simétrica.

Nesse estágio são observadas isóbaras fechadas nos níveis de 700 e 500 hPa e o centro do ciclone nestes níveis fica no lado do ar frio. Em níveis mais altos o centro fechado pode não existir. Os centros béricos à superfície e em outros níveis aproximam-se e o eixo do ciclone fica mais vertical e na parte central do ciclone ocorre um aumento de pressão devido à diminuição da temperatura. Por causa da intensificação da circulação ciclônica, aumenta a convergência na camada de atrito e, conseqüentemente, a pressão aumenta.

- Estágio de dissipação:

Nesta etapa o ciclone enche-se próximo da superfície e nos altos níveis desenvolve-se por mais algum tempo. A massa de ar frio é observada em toda parte central do ciclone. Durante este estágio os centros do ciclone à superfície, em médios e altos níveis coincidem com a parte central da região de ar frio. O ciclone neste estágio é frio e localiza-se desde a superfície até os altos níveis da atmosfera. As isoípsas e as isotermas são quase paralelas; por isso a mudança de pressão e temperatura, devido a advecção, é pequena. Em altos níveis as isoípsas têm forma circular e o aumento da pressão devido à convergência do vento na camada de atrito não é compensado por outros fatores e o ciclone à superfície enche-se rapidamente.

2.5. RESSACAS

A ressaca é um dos fenômenos causados pela ação do vento sobre o oceano. O fenômeno ressaca é o aumento do nível do mar provocado pela elevação da maré meteorológica, acompanhada de ondas com amplitude maior que o normal. Geralmente o aumento do nível do mar se dá pelo “empilhamento” de água na costa, causado pela força do vento na

superfície do mar (maré meteorológica), somado a força gravitacional exercida pelos astros (maré astronômica), principalmente o sol e a lua (Bittencourt *et. al* 2002).

O aumento na altura das ondas, nestes eventos, ocorre devido à atuação de sistemas meteorológicos de baixa pressão (ciclones extratropicais), os quais muitas vezes se formam em regiões afastadas da costa, mas mesmo assim favorecem a agitação marítima e a propagação de ondas que atingem a região costeira, onde são modificadas ao ingressarem em águas mais rasas (POND E PICKARD, 1986).

Alguns autores vêm atribuindo a ciclones extratropicais a ocorrência de intensa atividade marítima no Atlântico Sul, as ondas muitas vezes atingem as costas das regiões sul e sudeste brasileiras de forma violenta, caracterizando um fenômeno conhecido como *ressaca* (INNOCENTINI E CAETANO NETO, 1996; CATALDI ET AL 1997; CARNEIRO E SARAIVA 1998).

CATALDI ET AL 1997, analisaram as condições meteorológicas associadas a um ciclone extratropical gerado no extremo sul do país, e atribuíram a este sistema as causas da *ressaca*. Este ciclone teria sido responsável pela geração de uma pista de sudeste, com ventos direcionados à Baía de Guanabara. Ainda de acordo com Cataldi, as *ressacas* mais severas estão, em geral, relacionadas com ondas de SW e S, porém quando as ondas de SE atingem a costa do Rio de Janeiro, penetram na Baía de Guanabara, atingindo pontos poucos comuns e causando grandes estragos, foi o que ocorreu em maio de 1997.

Como dito antes, no evento de 1997, o ciclone foi responsável pela geração de uma pista de direção SE (sudeste) na costa do Rio de Janeiro. Tal caso teve um diferencial, pois foi gerado mais ao norte, acima do paralelo de 30° Sul.

Segundo CANDELLA 1997, as ondas geradas pelas frentes frias têm direções que variam entre SW e SE, atingindo toda a costa sul do país, até Arraial do Cabo, RJ. Embora as tempestades mais intensas estejam geralmente relacionadas com ondas das direções SSW e S, algumas delas, vindas de SE, chegam à costa, com periodicidade aproximada de 10 anos. Em tais circunstâncias, as ondas penetram na Baía de Guanabara, RJ, e acabam atingindo pontos pouco comuns, causando grandes prejuízos. Eventos marcantes desse tipo, sendo amplamente noticiados pelos jornais.

Estes casos não são comuns de acontecer, pois o mais comum (clássico) é o ciclone extratropical se formar distante da região sudeste do Brasil. De acordo com Gan e Rao (1991) e Gan (1992), as duas áreas preferências para a ciclogênese estão localizadas a este

da Cordilheira dos Andes- uma sobre o golfo de San Matias, na Argentina (42,5°S, 62,5°W) e outro sobre o Uruguai (por volta de 32,5°S, 55°W).

Porém estudos recentes têm indicado que, em relação a América do Sul, a região leste do sul/sudeste, ao norte de 30°S, sobre o oceano Atlântico, como outra área ciclogênica na América do Sul (Taljard,1972; Sinclair, 1995 e Reboita, 2008).

2.6. MODELAGEM NUMÉRICA

A modelagem numérica apresenta-se hoje, como um poderoso método na pesquisa de variados fenômenos nos diversos campos do conhecimento, especialmente aqueles não reproduzíveis em condições controladas. LIMA (2004) comenta que, particularmente, nas Ciências Atmosféricas, empregam-se métodos computacionais para a solução numérica das equações que governam o comportamento dos fluidos em um espectro de movimentos que se estende dos turbulentos de pequena escala até aqueles de dimensão planetária. Na meteorologia, a modelagem numérica é amplamente utilizada, não apenas na pesquisa, mas também cotidianamente nos centros operacionais de previsão de tempo e clima.

Diversos trabalhos de modelagem numérica têm sido desenvolvidos com o objetivo de estudar eventos significativos como tempestades severas e até mesmo ciclones intensos no Brasil e avaliar o tipo de ambiente favorável a sua formação e evolução, visando a melhoria na previsibilidade desses fenômenos. Devido ao fato de, muitas vezes, a resolução espaço-temporal dos dados de rede de observação ser insatisfatória para estudos de sistemas que possuem tempo de formação e intensificação muito curto, a opção de se trabalhar com modelagem numérica permite entender a evolução desses sistemas .

DA SILVA, R., R., SILVA DIAS, P., L., GANDU, A. e MOREIRA, D.,S., 2004, utilizaram o modelo BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System) para identificar o impacto das condições da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) na região do Oceano Atlântico no desenvolvimento de um ciclone ocorrido no mês de Março de 2004. Este trabalho teve o intuito de estudar as anomalias da superfície do Oceano na intensidade do ciclone Catarina A análise dos resultados mostrou que o modelo BRAMS simulou muito bem o desenvolvimento do ciclone.

MENEZES, W., F., SILVA DIAS, P., L., 2004, realizaram simulações numéricas de alta resolução em modelos de mesoescala, "Regional Atmospheric Modeling System" (RAMS), fazendo um tratamento mais detalhado ou “refinado” e adequado das trocas de energia na

atmosfera, em especial o calor latente, para o Caso Catarina. Este trabalho teve o objetivo de apresentar o ganho da qualidade e quantidade de informações relevantes que o modelo RAMS obteve em relação aos modelos globais e regionais que se encontram operacionalizados no país, e que tiveram problemas sérios em prever o fenômeno de forma adequada. O que pode-se destacar neste trabalho é a exploração do aumento de resolução de grade, que teve um impacto significativo na simulação do fenômeno) e as parametrizações físicas utilizadas.

SILVA DIAS, P. L. S., DIAS, M. A. F. DA SILVA ; SELUCHI, M., 2004, avaliaram as simulações do modelo BRAMS, com uma grade de 8 km de resolução, para caracterizar um ciclone.

Visto os trabalhos expostos que vêm utilizando modelos numéricos, como o RAMS, como forma de estudar ciclones intensos para melhor caracterização deste fenômeno, no presente trabalho foi utilizado o modelo BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System) versão 3.2 para realizar as simulações numéricas propostas, neste estudo.

O BRAMS é um modelo meteorológico que foi desenvolvido por pesquisadores brasileiros, através de um projeto conjunto da ATMET, IME/USP, IAG/USP e o CPTEC/INPE, financiado pela FINEP (Financiadora de Estudos e Projetos), com o objetivo de desenvolver uma nova versão do RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) adaptado aos trópicos, tendo em vista um modelo único para a previsão de Tempo regional. Os modelos BRAMS e RAMS são bem semelhantes, diferindo em alguns módulos, desenvolvidos para uma melhor representação do estado da atmosfera do Brasil. O BRAMS/RAMS é um modelo de previsão numérica de Tempo, desenvolvido para simular circulações atmosféricas, utilizado mais frequentemente na simulação de fenômenos de mesoescala (que compreende escalas horizontais de 2 a 2000km). É um modelo de grande versatilidade, podendo ser utilizado também em outras escalas (desde a microescala até simulações de grandes turbilhões e fenômenos climáticos), desde que se faça os ajustes pertinentes ao estudo de interesse, possibilitando diferentes tipos de estudos, tendo com finalidade fornecer informações de previsão do tempo, bem como suporte à pesquisa científica.

2.7. ÍNDICES DE INSTABILIDADE

Os índices de instabilidade podem ser uma ferramenta de grande utilidade para o previsor.

Os principais índices de instabilidade, também chamados de “indicadores de tempo severo”, foram desenvolvidos para latitudes médias e pouco foram aplicados para latitudes tropicais, mesmo tratando-se de Brasil. No país, os índices de instabilidade têm sido usados pelos diversos centros de previsão de tempo com regularidade para identificação de condições favoráveis ao desenvolvimento de tempestades severas apenas para as regiões sul e sudeste. Os trabalhos já desenvolvidos restringiram-se a testes e avaliações da aplicabilidade real desses índices para essas regiões do país (BENETI e SILVA DIAS, 1986; FOGACCIA e PEREIRA FILHO, 2002; NASCIMENTO e CALVETTI, 2004). Em LIMA (2005) os índices foram aplicados para a região centro oeste do Brasil e este estudo resultou na introdução do índice CK.

Para avaliação neste trabalho, foram escolhidos os índices “tradicionais” K, TT e LR, e ainda foi avaliado também o índice CK, introduzido por LIMA (2005) e CITT.

- Índice K

O índice k é definido como (GEORGE 1960):

$$K = (T_{850} + TD_{850}) - (T_{700} - TD_{700}) - T_{500} \quad [^{\circ}C]$$

onde T e TD referem-se às temperaturas do bulbo seco e ponto de orvalho, respectivamente, e os sub-índices indicam o nível de pressão (em hPa) correspondente.

Definido pela soma das temperaturas de bulbo seco e ponto de orvalho em 850hPa, subtraída da depressão do ponto de orvalho em 700 hPa e da temperatura de bulbo seco em 500 hPa, o índice K tende a melhor captar condições favoráveis à ocorrência de tempestades em ambientes úmidos em toda a troposfera, como é típico de ambientes tropicais (NASCIMENTO, 2005).

Para o Índice K ser significativo deve haver calor em baixos níveis e umidade em abundância desde a superfície até 700 hPa. Uma camada seca em 700 hPa reduz o valor de K (SILVA DIAS, 2000). Desta maneira o K não é um bom índice para avaliar atmosferas

favoráveis a formação de tempestades severas com ventos fortes, já que estas são associadas com a presença de uma camada de ar seco em níveis médios. Assim, K é um índice mais adequado para determinar apenas condições de chuvas fortes e não ventanias, sendo que maiores valores de K significam maiores chances de chuvas intensas.

Nesta análise, valores de K acima de 30°C serão considerados altos, ou seja, o ambiente analisado tem alto potencial para ocorrência de tempestades, e acima de 40°C serão extremamente altos. A tabela 1 mostra os valores de referência utilizados.

Tabela 1: Valores de K em °C	
Valor considerado alto (já favorável a convecção profunda)	Valor extremamente alto
30	40

- Índice Total Totals – TT

O índice total totals é descrito por (MILLER, 1972):

$$TT = T_{850} + TD_{850} - 2 * T_{500} \quad [^{\circ}\text{C}]$$

onde T e TD referem-se às temperaturas do bulbo seco e ponto de orvalho, respectivamente, e os sub-índices indicam o nível de pressão (em hPa) correspondente.

Assim como o índice K, a maior limitação do índice TT é a dependência da umidade em 850 hPa, pois a umidade em baixos níveis pode estar abaixo dessa superfície. Quando a massa de ar é quente e úmida, esses índices dão interpretações semelhantes, mas quando o ar é mais frio e seco o total totals tem melhores resultados por dar um peso maior à presença de ar frio em níveis médios (BENETI e SILVA DIAS, 1986).

O índice TT exige calor e umidade em 850 hPa e frio em 500 hPa e não restringe a umidade em 700 hPa. Se houver uma camada seca em 700 hPa isso não afeta TT (SILVA DIAS, 2000). A tabela 2 mostra os valores de referência utilizados.

Valores de TT acima de 40°C indicam situações favoráveis a tempestades, e acima de 50°C indicam chances de tempestades severas.

Se ambos K e TT são altos a tendência é ter chuvas torrenciais. Se K é baixo e TT é alto então a tendência é ter tempestades severas.

Tabela 2: Valores de TT em °C	
Valor considerado alto (já favorável a convecção profunda)	Valor extremamente alto (chances de tempestades severas)
40	50

- Índice Lapse Rate - LR (Taxa de queda da Temperatura Ambiental com a altura)

O índice LR representa a variação dT/dz para uma determinada camada atmosférica (níveis médios, entre 700hPa e 500hPa), de modo que quanto maior for a LR para uma dada camada, maior será a instabilidade atmosférica para convecção profunda.

$$LR = -dT/dz = -((T500 - T700)*1000)/(geo500 - geo700) \quad [^{\circ}C \text{ km}^{-1}]$$

Valores de LR menores que $6^{\circ}C \text{ km}^{-1}$ indicam condição estável; entre $6^{\circ}C \text{ km}^{-1}$ e $9.0-9.5^{\circ}C \text{ km}^{-1}$ o ambiente é condicionalmente instável, tornando-se absolutamente instável (situações de instabilidade extrema) a partir de cerca de $9.5^{\circ}C \text{ km}^{-1}$ (NASCIMENTO, 2004). A tabela 3 mostra os valores de referência utilizados.

Tabela 3: Valores de LR em °C Km ⁻¹	
Valor considerado alto (ambiente condicionalmente instável)	Valor extremamente alto (ambiente absolutamente instável)
6	9,5

- Índice CK

Para que exista a formação de convecção profunda, produtora de chuvas intensas é necessário que haja uma combinação entre a instabilidade atmosférica e uma forçante para disparo da convecção em um determinado local.

Em LIMA (2005) foi feito um estudo observacional e de modelagem numérica na região da bacia hidrográfica do Rio Manso, no Estado de Mato Grosso abordando o comportamento de diversos índices de instabilidade e sua relação com as chuvas observadas na região. A parte observacional foi realizada extraindo-se os índices a partir das sondagens atmosféricas disponíveis no período de estudo e a parte relativa a simulação numérica foi feita utilizando-se o Modelo RAMS em um estudo de caso de uma tempestade intensa que atingiu a bacia do Manso. A partir deste estudo de modelagem numérica foi proposto e introduzido o índice CK, um novo índice de instabilidade que leva em conta a combinação de um fator termodinâmico com um fator dinâmico para que o ambiente seja considerado favorável ao disparo de uma tempestade. O índice CK mostrou um comportamento mais coerente com os locais de disparo das tempestades estudadas por LIMA (2005) do que os outros índices tradicionais, encontrados na literatura, estudados no mesmo trabalho. Tal índice também foi utilizado com relativo sucesso por COSTA (2006) em estudos sobre a região Nordeste do Brasil.

Ao se analisar as variáveis “Índice K”, que representa uma condição termodinâmica da atmosfera e “convergência em baixos níveis”, que pode ser uma forçante bastante eficiente para o levantamento de ar e conseqüente disparo de convecção, de forma combinada, foi possível gerar resultados relevantes em termos de caracterizar as regiões de formação dos sistemas convectivos associados a casos estudados. Portanto, foi introduzido o novo

“indicador para convecção” (ou novo índice) em LIMA (2005). Este índice, que recebeu a denominação de CK, é calculado a partir de um simples produto entre o índice K e a divergência em baixos níveis, 850hPa.

$$CK = K \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

onde: u – componente zonal do vento

v – componente meridional do vento

K – Índice K

Como K é um número positivo, e “convergência” (que é a forçante) é representada pelos valores negativos da divergência, então a maneira de CK denotar situações favoráveis ao disparo de células convectivas é quando este apresenta valores negativos. E quanto menores (mais negativos) forem estes valores, mais favorável será a situação.

- Índice CITT

É basicamente calculado da mesma forma que o índice CK, ou seja, este índice foi definido neste trabalho para ser utilizado como:

$$CITT = TT \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

onde: u – componente zonal do vento

v – componente meridional do vento

TT – índice Total Totals

Este índice foi calculado para os casos deste trabalho com a divergência em 850 hPa. Como TT é um número positivo, e “convergência” (que é a forçante) é representada pelos valores negativos da divergência, então a maneira de CITT denotar situações favoráveis ao disparo de células convectivas é quando este apresenta valores negativos. E quanto menores (mais negativos) forem estes valores, mas favorável será a situação. Até o presente momento, ainda não há ainda uma estatística formada em relação a valores de CITT.

Índice	Valor considerado alto (já favorável a convecção profunda)	Valor extremamente alto
K	30	40
TT	40	50
LR	6	9,5

3. METODOLOGIA

O principal objetivo deste trabalho é estudar casos de ressaca no Rio de Janeiro, focando situações em que a ressaca atinge significativamente o interior da Baía de Guanabara, que são de ocorrências raras.

Neste trabalho estudou-se dois eventos de ressaca dos dias 08 e 09 de abril de 2010 e outro do dia 24 de abril de 2008. Para realizar uma análise inicial das condições atmosféricas nos dois casos, foram avaliados o ambiente atmosférico em escala sinótica, e eventualmente em mesoescala, analisando através dessas características ambientais, o porquê as ressacas ocorreram, e porque conseguiram penetrar na Baía de Guanabara. Utilizou-se para tal, campos de pressão em superfície, vento a 10 metros, linhas de corrente em vários níveis, umidade, temperatura e altura geopotencial em diversos níveis da atmosfera; campos de índices de instabilidades (K, Total Totals (TT), Lapse Rate (LR)); os índices CK (Sugerido por LIMA, 2005) e CITT (Sugerido por CERQUEIRA, 2006); entre outros.

Os estudos dos casos foram feitos com as seguintes informações: Cartas sinóticas e Avisos de Mau Tempo da Marinha, dados de reanálises do NCEP/NCAR, imagens de satélite realçadas (realce de temperatura de nuvens frias) das séries Goes 10 e 12, modelo de previsão de ondas WWATCH do INPE/CPTEC, estimativas de vento do satélite Quikscat e o Modelo BRAMS.

Para o segundo caso (24 de abril de 2008), além das citações acima, achou-se conveniente estudar em uma resolução mais refinada para averiguar se havia alguma estrutura de baixa pressão mais próxima ao litoral, em uma escala onde a Reanálise não conseguiu detectar. Então, para tentar avaliar o ambiente atmosférico em uma escala menor, foram feitas simulações numéricas básica/simples utilizando o Modelo BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System) com resolução de grade horizontal de $\Delta x = \Delta y = 40$ Km (expostas no capítulo dos resultados) e de $\Delta x = \Delta y = 15$ Km, esta última apresentada somente no capítulo de discussão. Os dados de entrada do modelo foram retirados das reanálises do NCEP/NCAR para o período estudado e os resultados foram obtidos a partir dos dados simulados pelo modelo.

Para analisar as características do fenômeno utilizou-se :

3. 1. Imagens de Satélite

A série GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite), é operada pela National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA. Esses satélites geoestacionários encontram-se a cerca de 36.000 km da Terra, em órbita equatorial geossíncrona. Esse sistema de imageamento é fundamental para a meteorologia mundial e consiste atualmente dos satélites GOES 8, 10, 11e 12.

Para acompanhar visualmente a formação e evolução do sistema em questão, foram utilizadas imagens do satélite GOES-10 e GOES-12 no canal realçado. Essas imagens foram disponibilizadas pelo CPTEC/INPE através de seu sítio oficial na Internet <http://satelite.cptec.inpe.br>.

3. 2. Imagens de Vento na troposfera estimado pelo satélite

O modelo desenvolvido para a extração dos ventos na baixa troposfera é baseado no rastreamento das nuvens presentes nas imagens do visível, imagens do canal infravermelho (IR) e no canal de vapor d'água (WV) do satélite geoestacionário GOES-12. A maior resolução espacial das imagens do canal visível faz com que estruturas menores sejam bem detectadas. Desta forma, seus deslocamentos são determinados com maior precisão e, conseqüentemente, a direção e a velocidade dos ventos que provocaram tais deslocamentos, também são estimadas com mais precisão. As imagens utilizadas nesse modelo são recebidas operacionalmente no CPTEC. Essas imagens abrangem a América do Sul e parte dos oceanos adjacentes.

A estimativa do vento a partir das imagens de satélite baseia-se no rastreamento das nuvens presentes nessas imagens, determinando o seu deslocamento e deduzindo a direção e velocidade do vento.

3. 3. Cartas de superfície da Marinha

As cartas sinóticas são disponibilizadas nos horários de 00 e 12Z. As cartas de avisos de mau tempo também foram aproveitadas neste trabalho. Estas cartas são disponibilizadas pelo Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) através do Serviço Meteorológico Marinho (SMM), pelo sítio <http://www.mar.mil.br/dhn/chm/meteo/index.htm> cujas informações meteorológicas como direção e intensidade do vento, altura das ondas e até a validade do respectivo fato na determinada área marítima em questão são exibidas.

3. 4. Modelo WWatch / INPE CPTEC

A implementação global do modelo de ondas oceânicas de terceira geração WAVE WATCH 2.22 produz uma previsão diária no horário 0h GMT. Como forçantes, este modelo utiliza campos de ventos produzidos pelo modelo atmosférico global AVN do NCEP. O Modelo WWATCH III (Tolman 1997, 1999) é uma evolução de WWATCH I, desenvolvido na Delft University of Technology (Tolman 1989), e WWATCH II, desenvolvido em NASA, Goddard Space Flight Center (Tolman 1992).

A física do modelo inclui geração de energia, dissipação devido a quebra de ondas, e devido ao fundo, refração, advecção, e interações não lineares quadruplas. Entretanto a física não é apropriada para águas rasas (abaixo de 40 metros de profundidade) e para grades com espaçamento inferiores a 1 quilômetro. Este modelo, assim com o WAM, não inclui as interações não lineares triplas.

Nestes modelos a energia discretizada em componentes espectrais é a variável prognóstica. Variáveis como altura significativa, período médio, direção, etc., são obtidas apenas na apresentação dos resultados, a partir do espectro de onda.

3. 5. *Dados de Reanálise do NCEP/ncar*

O projeto de reanálise do modelo de previsão numérica de tempo (PNT) do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) faz uso de um sistema global de assimilação de dados que cobre o período de 1948 até “o presente”. A grande quantidade de informações processadas por este método permite a geração de dados em três tipos

principais de cobertura temporal: Dados em até 4 horários diários (00, 06, 12 e 18Z), média diária e média mensal.

Das muitas opções de dados fornecidos gratuitamente que se encontram disponíveis no sítio <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis>, utilizaram-se neste trabalho aqueles que se referem ao nível de superfície (“Surface Level”) e aos níveis de pressão 30 (“Pressure Level”) para os horários e dias de interesse. A cobertura espacial desses dados compreende uma grade global com resolução de 2.5° de latitude por 2.5° de longitude. Tratando-se dos dados dispostos em níveis de pressão, a maioria das variáveis apresentam-se em 17 níveis verticais (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 e 10 hPa) com exceção de movimento vertical (12 níveis, até 100 hPa) e das umidades relativa e específica (8 níveis, até 300 hPa).

Para a visualização dessas informações foi utilizada uma versão para LINUX do software de visualização gráfica Grid Analysis and Display System (GrADS), um programa aplicativo desenvolvido no Departamento de Meteorologia da Universidade de Maryland (EUA) e muito utilizado na área meteorológica e de ciências da Terra (Gonçalves, 2006).

Neste trabalho, foram feitas duas análises distintas: uma para o nível de superfície ($Z = 0$) e outra para alguns níveis em altitude. Todos os campos que se referem, direta ou indiretamente, às variáveis disponíveis a partir da reanálise foram gerados por “scripts” (rotinas) no programa GrADS, priorizando àqueles que apresentassem as informações mais relevantes para o caso em questão.

3. 6. Dados do satélite QuicksCAT

Dado de grande importância utilizado nesse trabalho foi a estimativa de ventos a 10m em superfícies oceânicas. Esses dados são derivados do escaterômetro de vento marinho (“Sea Winds Scatterometer”) pertencente ao satélite QuickSCAT, sendo a NASA (National Aeronautics and Space Administration) a responsável pela coleta em tempo real das informações transmitidas pelo satélite durante sua passagem por uma determinada área. Posteriormente, essas informações são processadas pela NOAA/NESDIS (National Oceanic and Atmospheric Administration/ National Environmental Satellite, Data and Information

Service) até chegar ao “produto final”, o qual se encontra disponível no sítio <http://manati.orbit.nesdis.noaa.gov/quikscat/>.

O arquivo de imagens consta de dados desde o ano de 1999, com duas imagens por dia: uma na passagem ascendente do satélite e outra na descendente. A direção e intensidade do vento (em nós) são indicadas por barbelas, coloridas segundo uma escala de cores que correspondem aos valores de magnitude do vento alcançada. Um detalhe importante diz respeito às barbelas na cor preta que se referem às medidas de pouca confiabilidade, por apresentarem provável contaminação por chuva. Neste estudo, o uso dessa informação do Quikscat foi relevante tanto para identificar precisamente o local onde o fenômeno ocorrera, através do giro ciclônico apresentado pelos vetores do vento na imagem, quanto para registrar as velocidades máximas associadas ao evento.

Neste trabalho, a relevância desses produtos deu-se em função do distúrbio ter se desenvolvido em área oceânica.

4. RESULTADOS

Neste capítulo, serão apresentados os principais resultados obtidos na análise dos eventos estudados. Inicialmente será feita uma breve descrição para o caso I (ressaca dos dias 08 e 09 de abril de 2010) e para o caso II (ressaca do dia 24 de abril de 2008), apresentando sucintamente os aspectos gerais observados na data estudada. Em seguida, será feita uma retrospectiva das condições sinóticas dos dias que precederam o início da análise de interesse, relacionando o evento que provocou ventos fortes e a formação de pistas de vento sobre o oceano gerando grandes ondas e causando a ressaca.

O período de estudo adotado neste trabalho é focado nos horários mais significativos e relevantes, onde foram observados a formação e desenvolvimento do ciclone.

4.1. DESCRIÇÃO GERAL DO CASO I

O fenômeno aqui estudado consistiu de um evento de ressaca que atingiu algumas praias do Rio de Janeiro no dia 08 e 09 de abril de 2010. Durante a passagem do evento, ocorreram ondas de 3 a 4 metros de altura. Segundo sites dos jornais O Globo, Estadão e Jornal do Brasil, na quinta feira, dia 08, a ressaca atingiu as praias de Copacabana, Saquarema e Praia do Forte em Cabo Frio. Na praia de Saquarema as ondas chegaram a atingir alguns quiosques. Na sexta feira, dia 09, a ressaca atingiu a cabeceira da pista do Santos Dumont, a orla do calçadão e a ciclovía da praia de Ipanema.

As ondas de ressaca interferiram até no comportamento comum de calmaria na Baía de Guanabara. Tal evento, aparentemente foi gerado por uma pista de direção sudeste, associada à passagem de um ciclone presente no oceano, como será mostrado a diante, cujo tempo de persistência foi da ordem de dias. Este tipo de fenômeno é atípico, pois o ciclone se formou muito mais ao Norte do que o usualmente observado. Verifica-se então que não só a situação "clássica" de ciclones extratropicais causa ressacas no Rio de Janeiro.

Para melhor compreensão da dimensão da ressaca, apresenta-se, a seguir, os Avisos de Mau Tempo da Marinha e a previsão do modelo WWATCH do INPE/CPTEC que informam a direção e altura das ondas. Ambas indicam que a previsão era de uma ressaca muito forte para os dias 08 e 09 de abril.

O aviso da Marinha emitido para o dia 08/04/2010 previa ondas de 2,5 a 4,0 metros, já o do dia 09/04/2010 informa que as ondas poderiam ficar em torno de 2,5 a 3,0 metros, ambos os avisos com direção de onda de Sul/Sudeste para área que abrange a Baía de Guanabara.

Para a Previsão de Ondas WWATCH, o modelo do dia 08/04/2010 indicou forte ocorrência de ressaca no litoral do Rio de Janeiro com ondas de 3 a 4 metros de altura com direção Sul. No dia 09/04/2010, percebe-se um aumento na altura da onda em relação ao dia anterior de 3 a 5 metros, com direção da onda de Sul/Sudeste. Rocha et al.(2004), após vários estudos concluíram que o modelo de previsões de ondas WAVEWATCH, pode oferecer bons resultados em sistemas de alerta e análises de eventos extremos.

**SERVIÇO METEOROLÓGICO MARINHO DA MARINHA DO BRASIL
CENTRO DE HIDROGRAFIA DA MARINHA
AVISO DE MAU TEMPO**

**METAREA V
AVISO NR 145/2010
AVISO DE RESSACA
SERVIÇO METEOROLOGICO MARINHO DA MARINHA DO BRASIL
CENTRO DE HIDROGRAFIA DA MARINHA
EMITIDO ÀS 1600 HMG. QUI - 08/ABR/2010
ÁREA CHARLIE. ONDAS DE S/SE 2.5/4.0 METROS.
VÁLIDO ATÉ 101800 HMG.**

ESTE AVISO SUBSTITUI O AVISO NR 138/2010.

**SERVIÇO METEOROLÓGICO MARINHO DA MARINHA DO BRASIL
CENTRO DE HIDROGRAFIA DA MARINHA
AVISO DE MAU TEMPO**

**METAREA V
AVISO NR 150/2010
AVISO DE RESSACA
SERVIÇO METEOROLOGICO MARINHO DA MARINHA DO BRASIL
CENTRO DE HIDROGRAFIA DA MARINHA
EMITIDO ÀS 1400 HMG. SEX - 09/ABR/2010
ÁREA CHARLIE. ONDAS DE S/SE 2.5/3.0 METROS.
VÁLIDO ATÉ 110000 HMG.**

ESTE AVISO SUBSTITUI O AVISO NR 145/2010.

Figura 4.1- Avisos emitidos pela Marinha e sua respectiva validade, confirmando a probabilidade do evento acontecer.

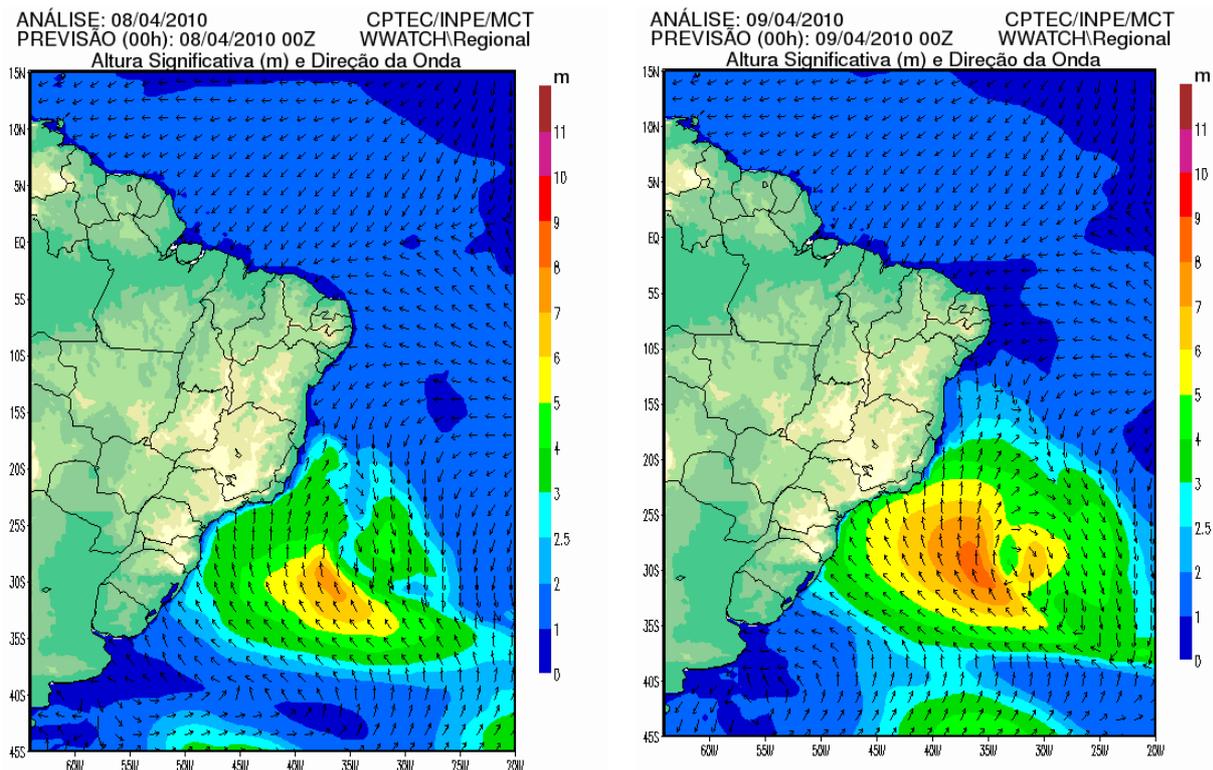


Figura 4.2- Modelo de Previsão de Ondas WWATCH do INPE/CPTEC, prevendo a forte chance de ocorrência de ressaca.

4.1.1. Situação Sinótica Associada ao Evento

Com o objetivo de caracterizar o ambiente sinótico associado à formação e evolução do sistema meteorológico, será exposta, a seguir, uma análise baseada em imagens de satélite do CPTEC e de Ventos em Altitude, cartas sinóticas da Marinha e campos de reanálises do NCEP/NCAR.

Através da imagem de satélite e das cartas da Marinha, pode-se observar a presença e evolução de um ciclone, desde sua fase de desenvolvimento nos dias 06 (Figura 4.3 -a) e 07 (Figura 4.3-b), até sua fase de intensificação e de decaimento nos dias 08 (Figura 4.3- c) e 09 (Figura 4.3-d).

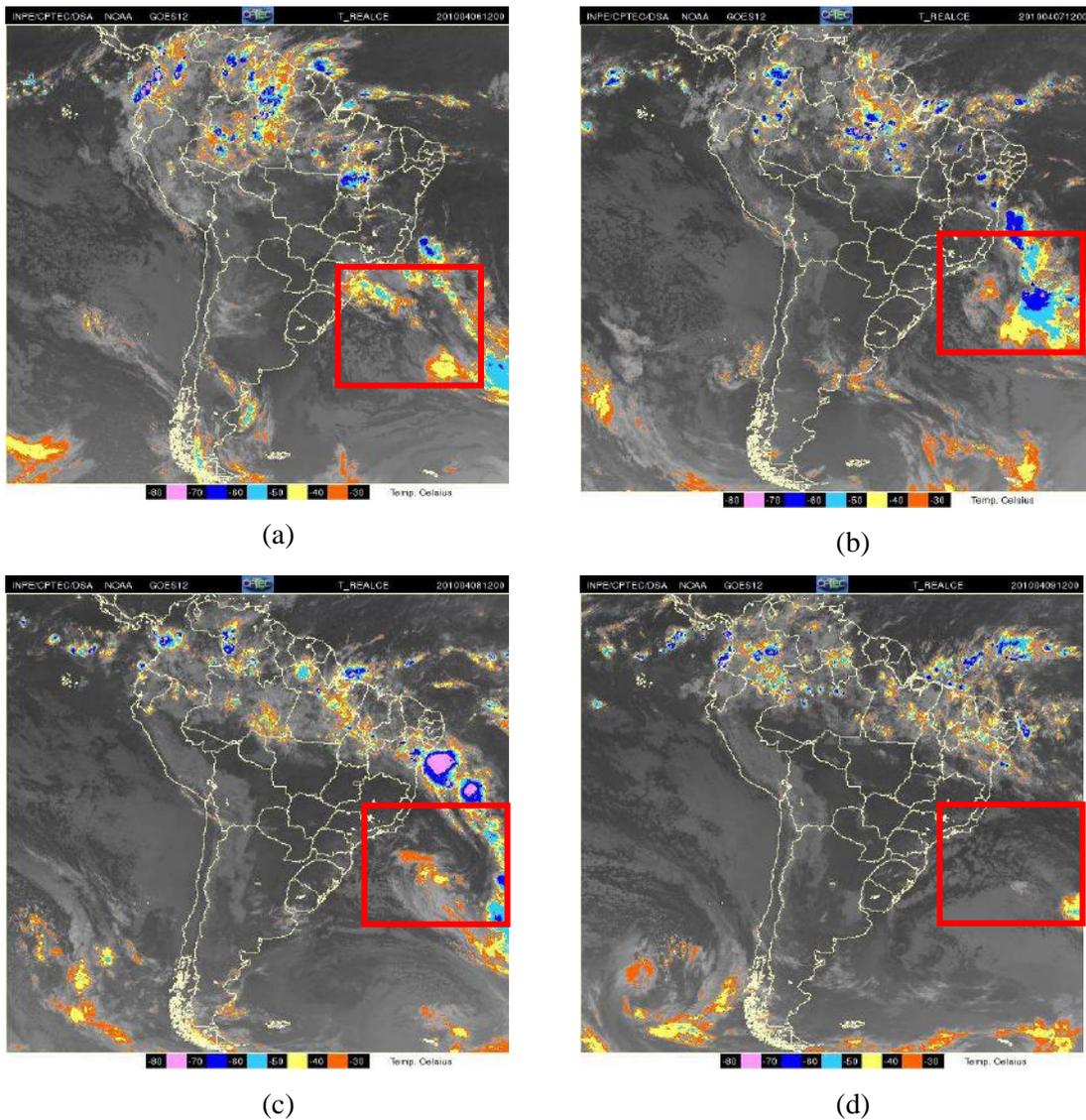
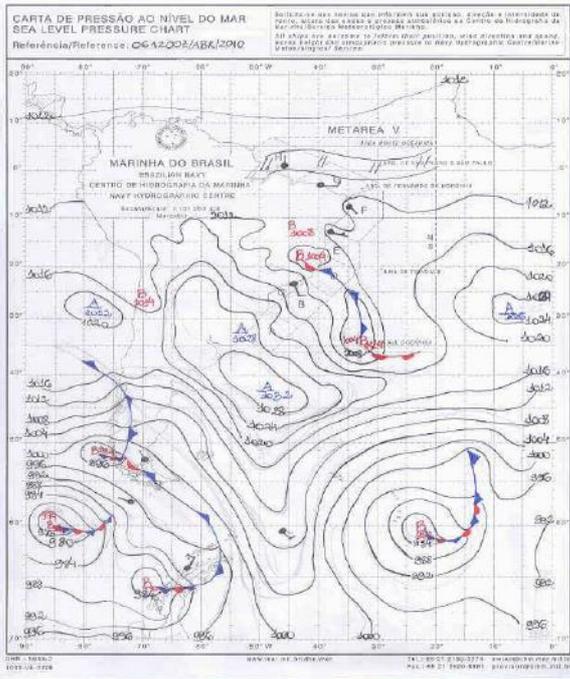
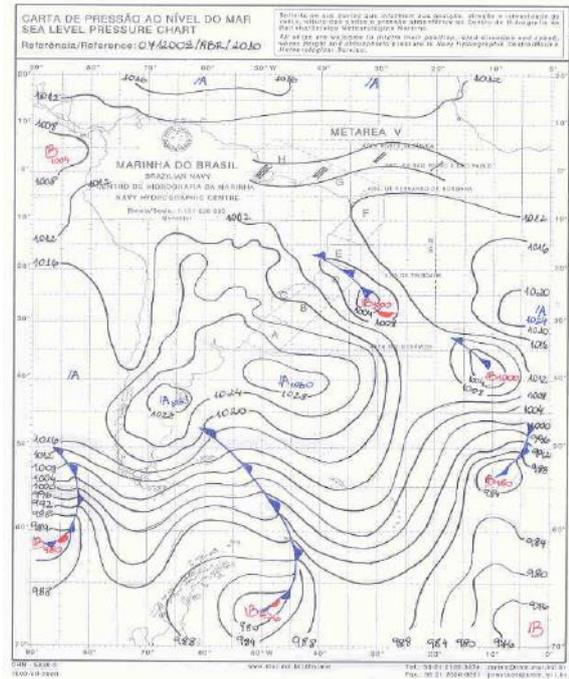


Figura 4.3 – (a) Imagem do satélite GOES-12, canal realçado, do dia 06/04/2010 as 12Z; (b) 07/04/2010 as 12Z; (c) 08/04/2010 as 12Z, (d) 09/04/2010 as 12Z – Fonte: CPTEC/INPE.

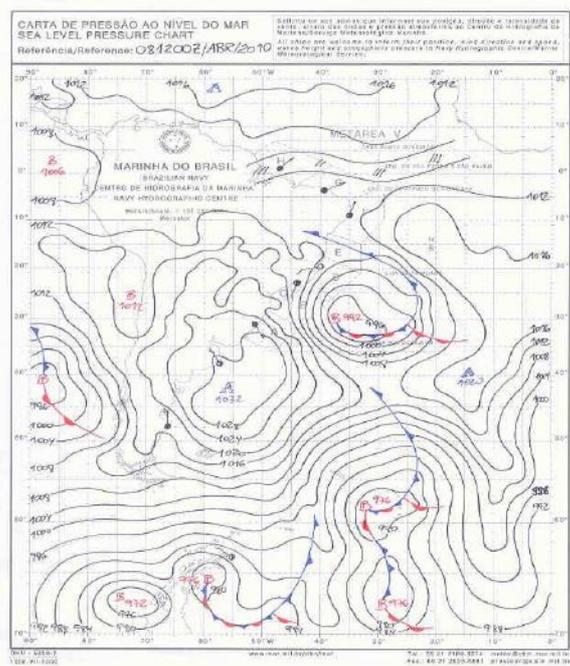
Pode-se observar pela carta da marinha do dia 06 as 12Z (Figura 4.4- a), a baixa pressão com núcleo de 1004 hPa e no dia 07 as 12Z (Figura 4.4- b), nota-se a presença do ciclone no oceano, mais ao norte e próximo a costa do Rio de Janeiro localizado em 25°S com núcleo chegando a 1000hPa. Nas figuras 4.4 (c) e 4.4 (d), é verificado a intensificação do ciclone e seu deslocamento para leste, respectivamente.



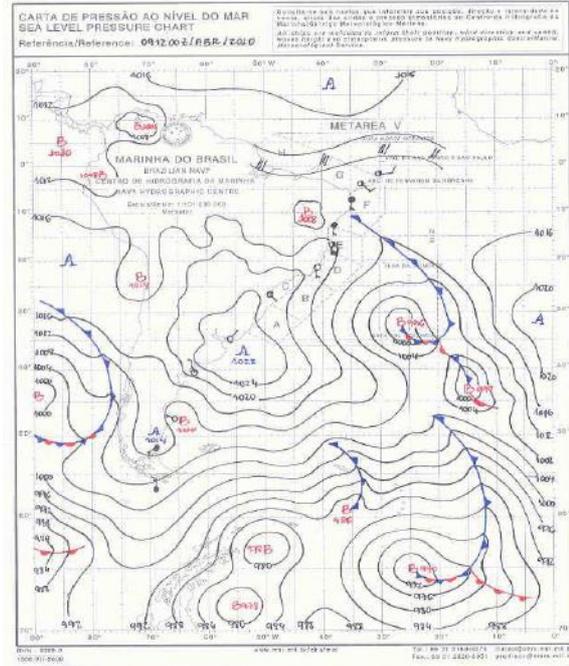
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 4.4 – (a) Carta de Pressão ao Nível do Mar do dia 06/04/2010 as 12Z; (b) 07/04/2010 as 12Z; (c) 08/04/2010 as 12Z, (d) 09/04/2010 as 12Z – Fonte: Centro de Hidrografia da Marinha.

Em seguida, são mostradas as imagens de vento na troposfera estimado pelo satélite (dias 07 e 08 de abril), nos níveis de 1000hPa a 700hPa, mais relevantes para verificar a posição

do ciclone e a pista de ventos atuando no oceano, afetando a região sudeste do Brasil, mas precisamente no estado do Rio de Janeiro.

Nota-se nesta composição, que a pista de vento a partir do dia 07 de abril, na área em questão, estão nas bordas SW (sudoeste) e W (oeste) do ciclone, com ventos se dirigindo para o litoral das regiões Sudeste e Sul do Brasil, pode-se observar que os ventos mais intensos estão na borda sudoeste do ciclone.

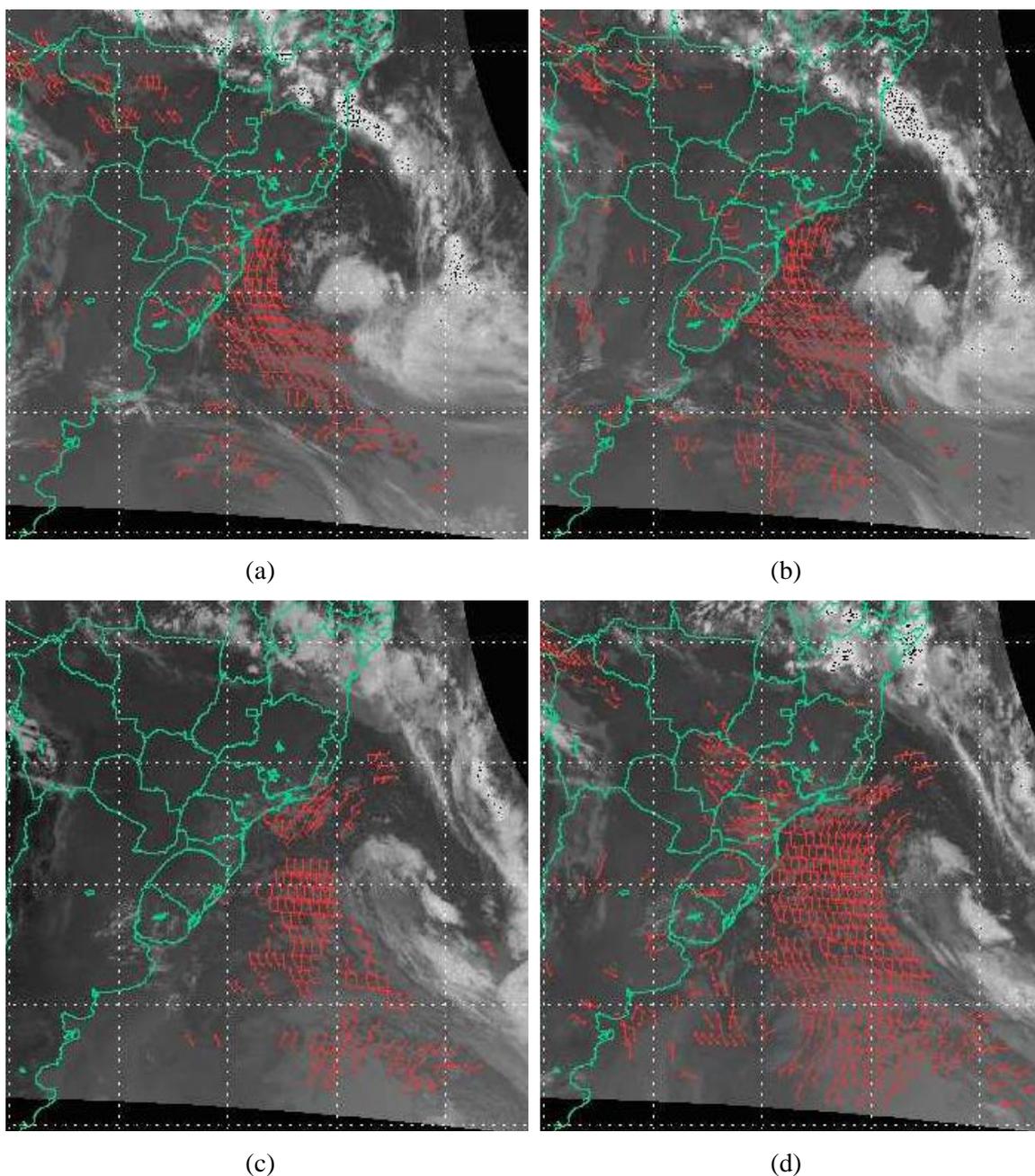


Figura 4.5 – (a) Imagem do satélite GOES-12, canal infravermelho, do dia 07/04/2010 as 22:30Z, (b)08/04/2010 as 02Z, (c)08/04/2010 as 20Z, (d)08/04/2010 as 22Z –Fonte: CPTEC/INPE.

Elaborou-se uma análise sinótica para o caso dos dias 08 e 09 de abril do ano de 2010, com o intuito de estudar a ressaca que ocorreu na costa do Rio de Janeiro, chegando a entrar na Baía de Guanabara.

4.1.2. Pressão ao Nível Médio do Mar

Pelos campos de Pressão ao Nível do Mar, nota-se a presença de um sistema de baixa pressão em formação próximo a costa do Rio de Janeiro, a partir do dia 06 as 00Z(Figura 4.6-a), ou seja, 2 dias antes do evento ocorrer. No dia 07 as 18Z(Figura 4.6-c), observa-se a sua intensificação com núcleo de 999 hPa, situado entre 25°S e 35°W e no dia 08 as 18Z, chega a 993 hPa (Figura 4.6-e).

Pela sequência de imagens, observa-se que a intensificação do ciclone nos dias 07 e 08, ocasionou a ressaca no litoral do Rio de Janeiro nos dias 08 e 09 de abril.

Como visto nos campos de pressão, o ciclone permaneceu e persistiu por um longo tempo no mesmo local, gerando as ondas de ressacas como posteriormente será mostrado no campo de vento.

Verifica-se, que o ciclone se formou muito mais ao Norte do que o observado para este tipo de fenômeno, pois as ressacas mais fortes no litoral do Sudeste do Brasil tendem a ocorrer com ciclones extratropicais muito intensos no Atlântico Sul, em regra posicionados a Nordeste das Ilhas Malvinas (51°S e 57° W) e acompanhando massas de ar frio intensas na América do Sul. Logo, não apenas o ciclone formou-se mais ao Norte do que usualmente é observado como foi intenso para as latitudes que atuou, gerando uma pista de vento em mar aberto que resultou em uma ressaca na costa (Fonte: METSUL).

Troup & Streten (1971), verificou para o Hemisfério Sul, onde as ciclogêneses são mais frequentes em latitudes médias, entre 35° e 55°S, em quase todo o hemisfério. Na América do Sul e oceano Atlântico Sul (até 30°W), metade das ciclogêneses acontecem ao norte de 35°S, com maior frequência sobre o oceano no verão e sobre o continente no inverno.

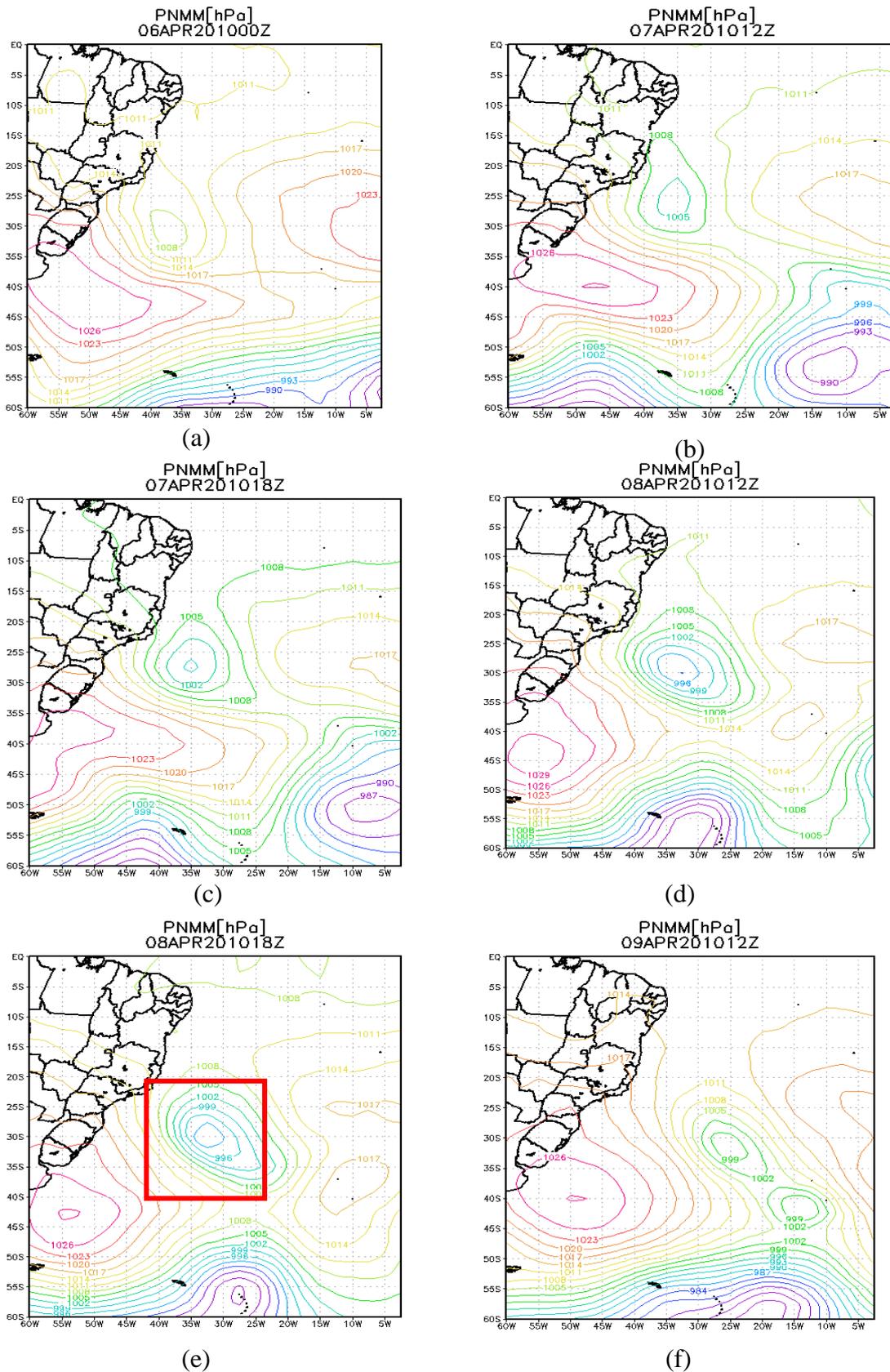


Figura 4.6 – Campos de pressão ao nível do mar (hPa) para os dias 06/04/2010 as 00Z; (b) 07/04/2010 as 12Z; (c) 07/04/2010 as 18Z; (d) 08/04/2010 as 12Z; (e) 08/04/2010 as 18Z ; (f) 09/04/2010 as 12Z – Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis

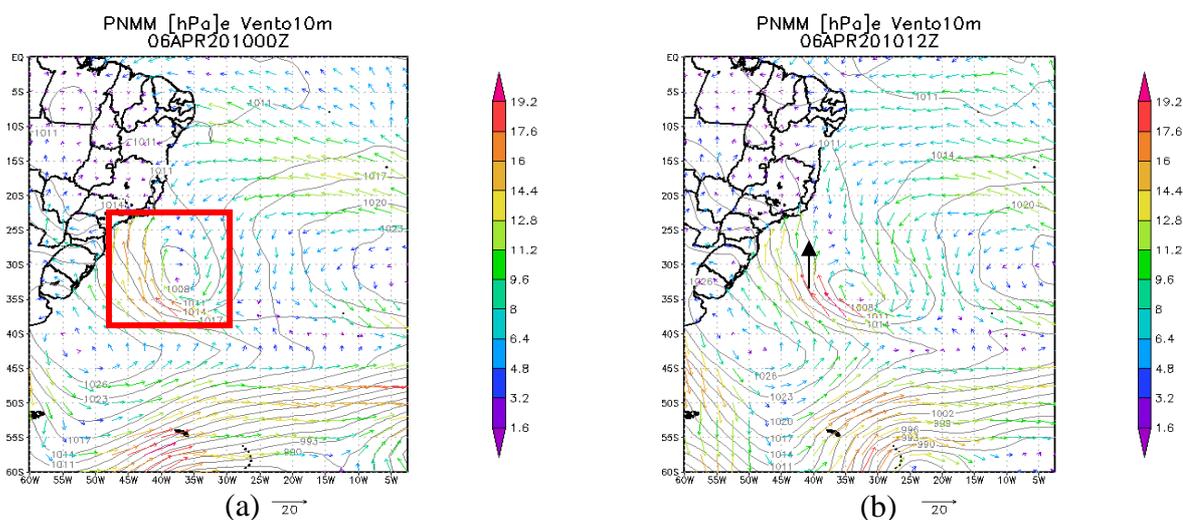
4.1.3. Pressão ao Nível Médio do Mar e Vento a 10m

Os campos de Pressão ao Nível Médio do Mar e Vento a 10m, confirmam que no dia 07 as 06Z (Figura 4.7-c) os ventos são de quadrante sudeste na borda oeste do ciclone e próximo ao litoral do Rio de Janeiro o vento sopra de sudoeste (SW), destacando que os ventos estavam persistentes e de quadrante sul nos dias anteriores (Figura 4.7-a e Figura 4.7-b). Como já apresentado, na figura 4.7 (e), dia 08 as 00z, nota-se a intensificação da pista próximo a costa do Rio de Janeiro, com ventos acima de 22,8 m/s.

Pelas figuras 4.7 (f) e (g), é notado que nos dias 08 e 09, as 18Z as 00Z respectivamente, que o vento vira para quadrante sul.

No dia 09 as 18Z, é observado seu deslocamento zonal para leste, e por conseguinte, seu afastamento da costa, não causando mais interferência no litoral do sudeste do Brasil.

Estes ventos intensos quando persistem por vários dias, há um empilhamento do lado do continente, causando um considerável aumento do nível do mar próximo ao litoral e que são favoráveis a ocorrência de ressacas (BITTENCOURT *ET. AL* 2002).



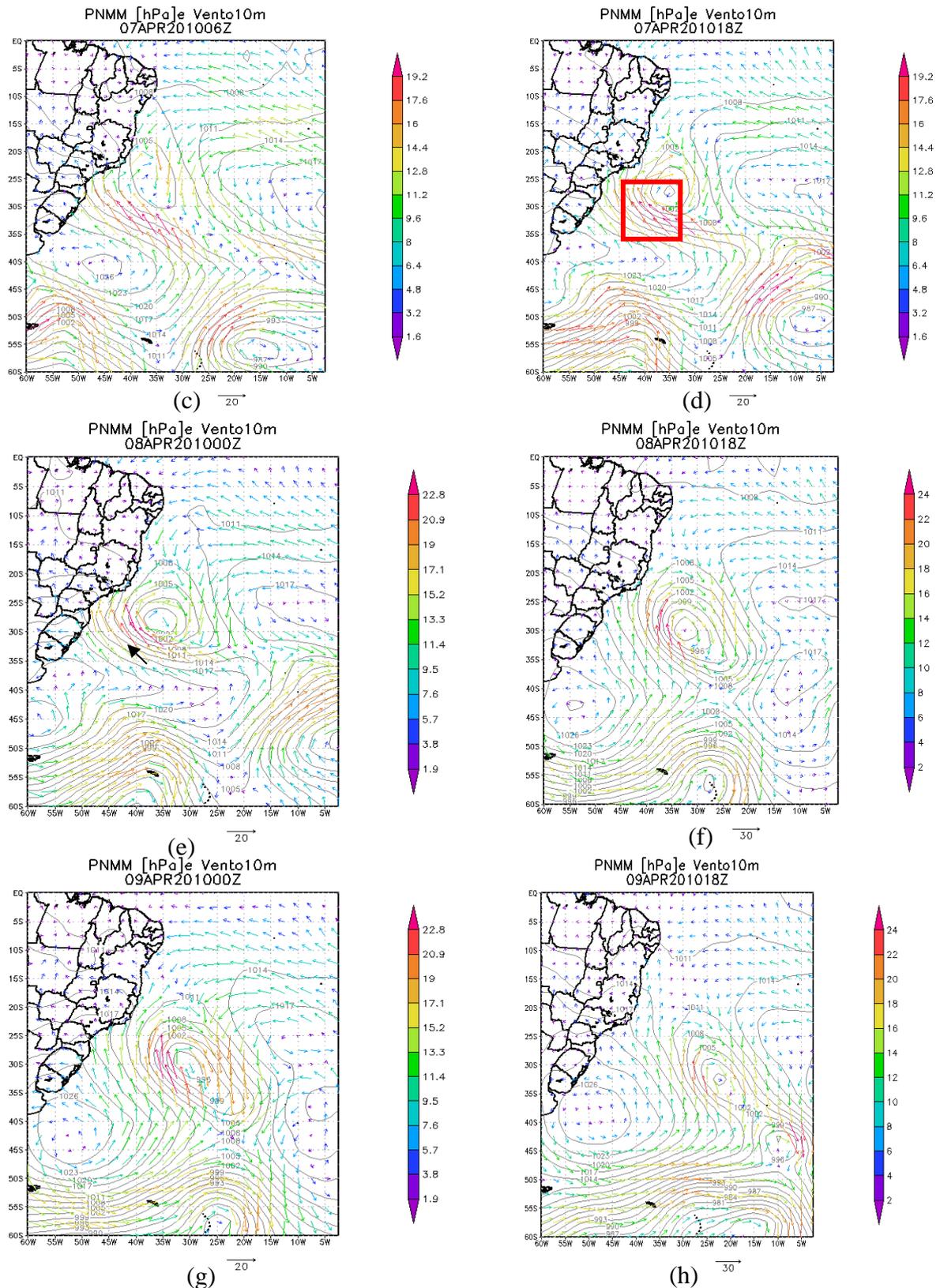


Figura 4.7 – Campos de pressão ao nível do mar (hPa) e Ventos a 10m para os dias (a) 06/04/2010 as 00Z, (b) 06/04/2010 as 18Z, (c) 07/04/2010 as 00Z, (d) 07/04/2010 as 18Z; (e) 08/04/2010 as 00Z; (f) 08/04/2010 as 18Z; (g) 09/04/2010 as 00Z; (h) 09/04/2010 as 18Z – Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis

4.1.4. Análise em Altitude

Pelos campos de linhas de corrente as 12Z do dia 06/04 (Figura 4.8), pode-se perceber que o centro de baixa nos níveis baixos se encontrava a leste do eixo do cavado de níveis superiores, o que caracteriza a baroclinia do sistema. Além disso, a configuração de grande curvatura e amplitude dos cavados de níveis superiores leva a crer que o sistema possuía forte baroclinia e conseqüentemente, significativo suporte de altos níveis para sua intensificação.

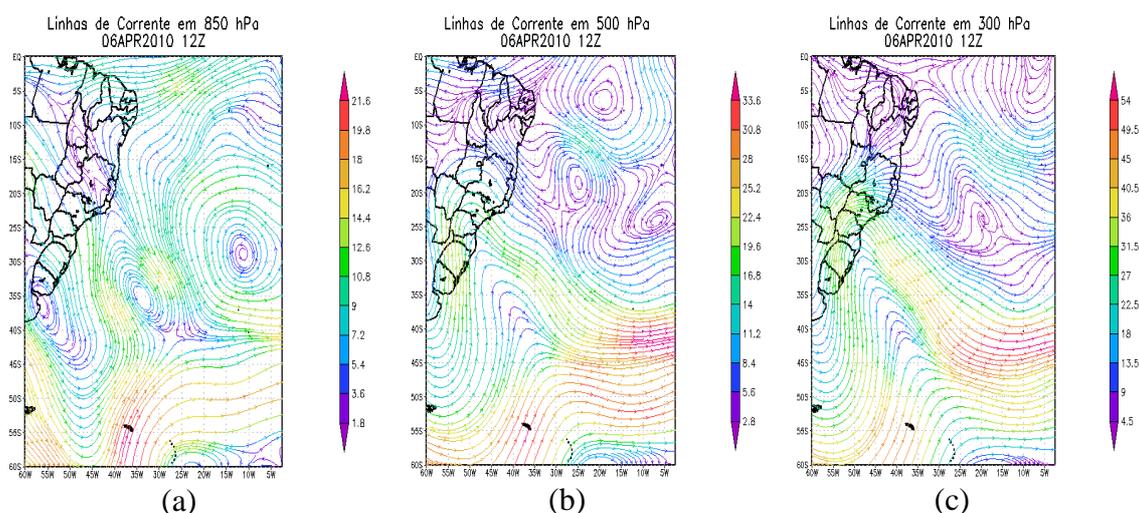


Figura 4.8- Campo de Linha de Corrente nos níveis de 850hPa, 500hPa e 300hPa, para o dia 06/04/2010 no horário de 12Z.

No dia 07/04, figura 4.9, a característica baroclínica do sistema persistiu, com uma intensificação do cavado em níveis médios (Figura 4.9-d) e altos (Figura 4.9-f) no período das 12Z.

Para o dia 07 as 12Z, verifica -se que esta baixa pressão se intensifica chegando a fechar em níveis médios(500hPa) e altos (300hPa), justificando o que foi visto anteriormente no campo de vento e pressão , que o ciclone começa a ganhar força e se intensificar entre o dia 07 e 08 de abril de 2010.

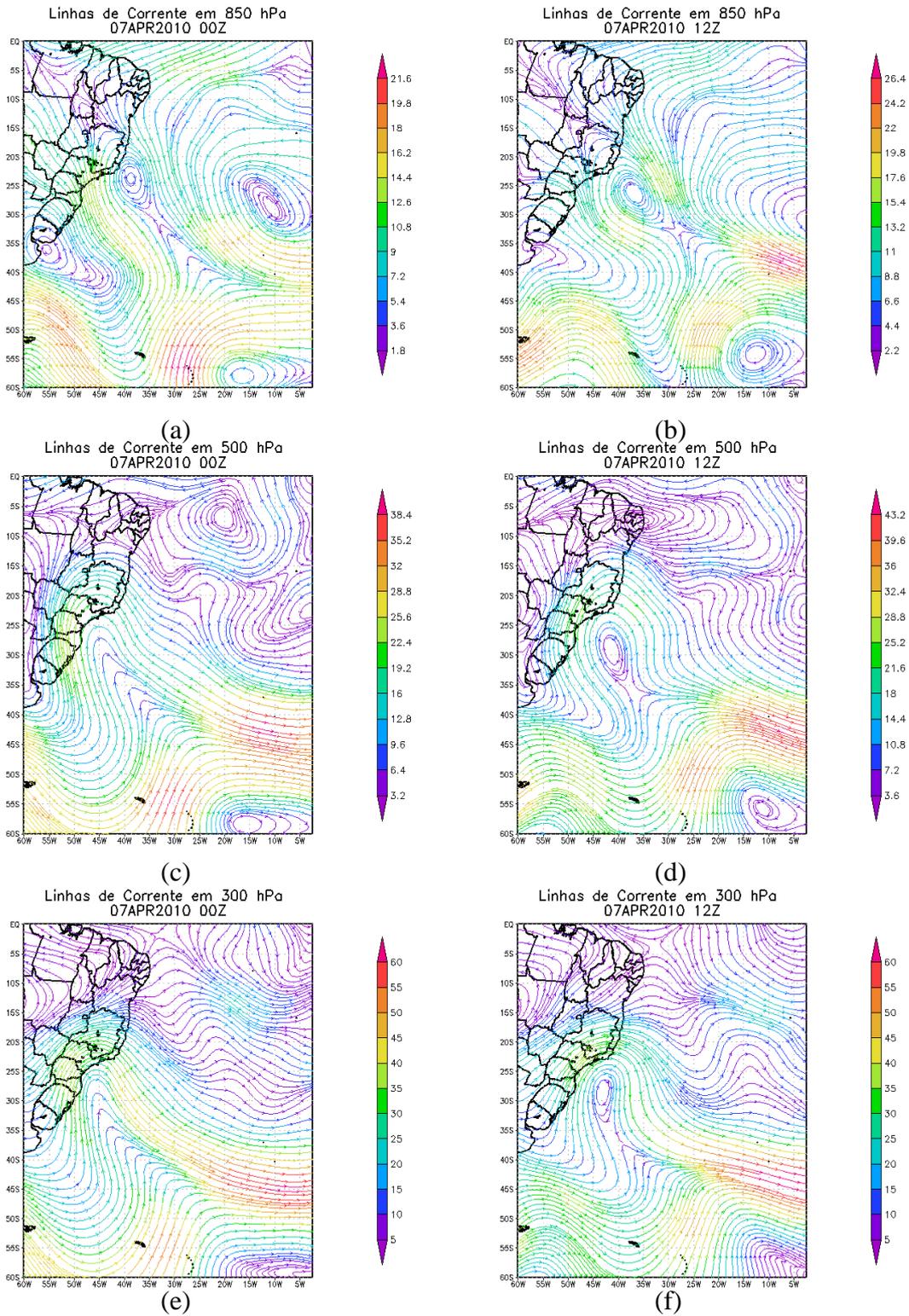


Figura 4.9- Campo de Linha de Corrente nos níveis de 850hPa, 500hPa e 300hPa, para o dia 07/04/2010 nos horários de 00Z, 12Z.

Já no dia 08 as 18Z, pode-se observar que o sistema começa a perder sua configuração baroclínica, tornando-se mais barotrópico, ou seja, neste horário o cavado se sobrepõe ao sistema de baixa e para de se intensificar.

No dia 09 do horário de 06Z para 12Z, o ciclone perde totalmente sua baroclinia e se desintensifica. Neste dia como se pode notar não há tanta influência das linhas de corrente para a nossa região, porém as pistas já tinham sido geradas por vários dias seguidos.

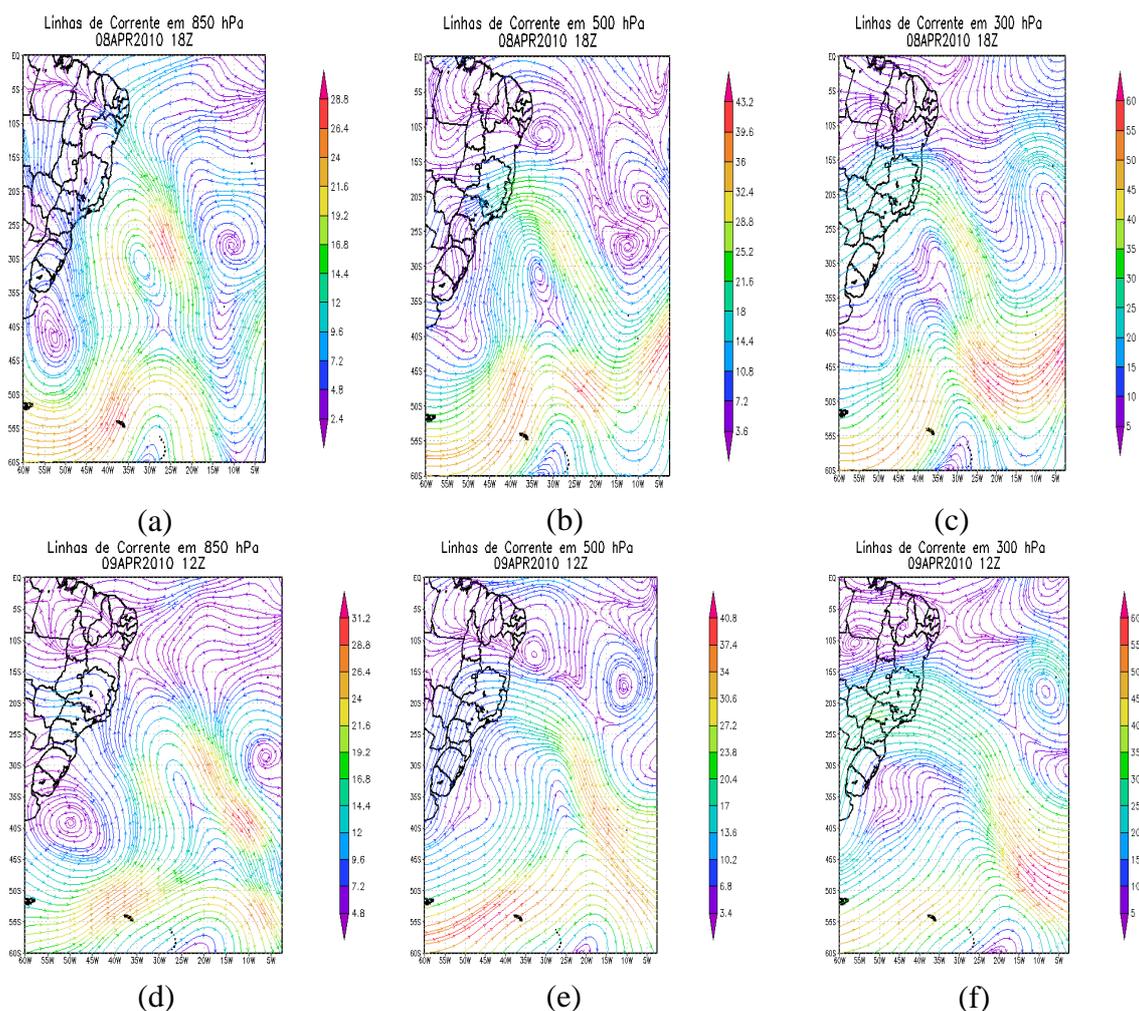


Figura 4.10- Campo de Linha de Corrente nos níveis de 850hPa, 500hPa e 300hPa, para os dias 08/04/2010 as 18Z e 09/04/2010 no horário de 12Z.

Analisando estes campos de vento e pressão e linhas de correntes, concluímos que a atuação e intensificação do ciclone estudado, favoreceu a manutenção de uma pista de componente sul, se dirigindo para o litoral do Rio de Janeiro.

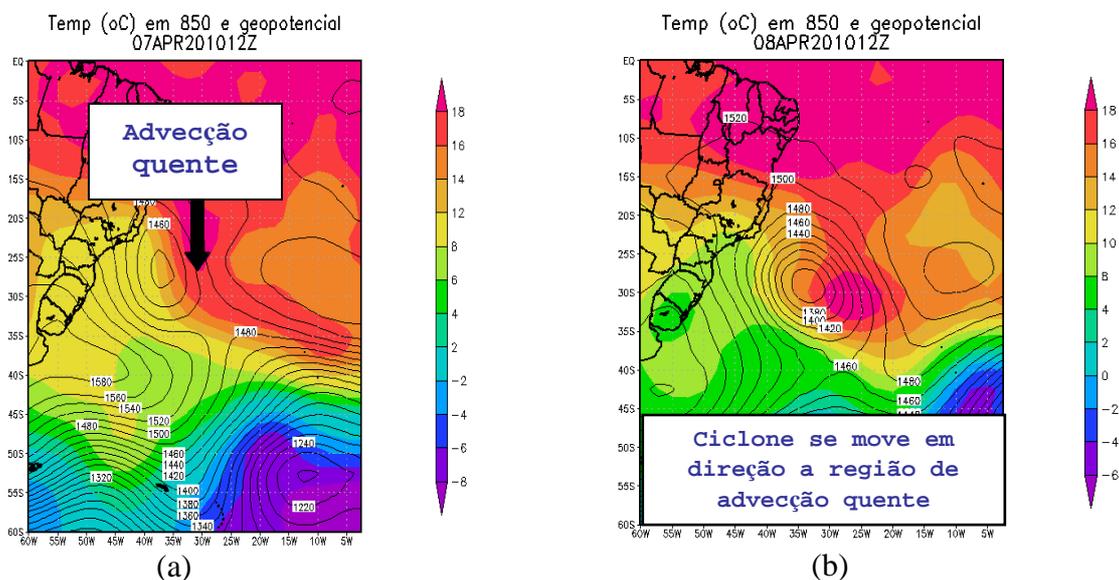
4.1.5. Temperatura e Geopotencial

Apresenta-se a seguir os campos de temperatura e altura geopotencial nos níveis de 850, 500 e 200 hPa (fig. 4.11), com o intuito de verificar a natureza térmica da massa de ar onde o sistema se formou e desenvolveu.

Em termos de estrutura térmica, percebe-se que o ciclone esta posicionado em uma região de ar mais frio, principalmente em níveis médios (Figura 4.11-c) e (Figura 4.11-d). Entretanto, fenômeno não possui característica de “baixa fria” bem definida e configurada, como as observadas por Monteiro 2006 e Lima 2006.

Isso mais uma vez leva a crer, que a baroclinia teve um papel mais significativo na evolução desse ciclone.

Pela sequência de imagens das figuras 4.11 (a) e (b), é possível notar que o ciclone movimenta-se para regiões de temperaturas mais quentes. É verificado também que em termos de geopotencial, em altos níveis a circulação ciclônica torna-se um cavado que está bem definido até o nível de 200hPa.



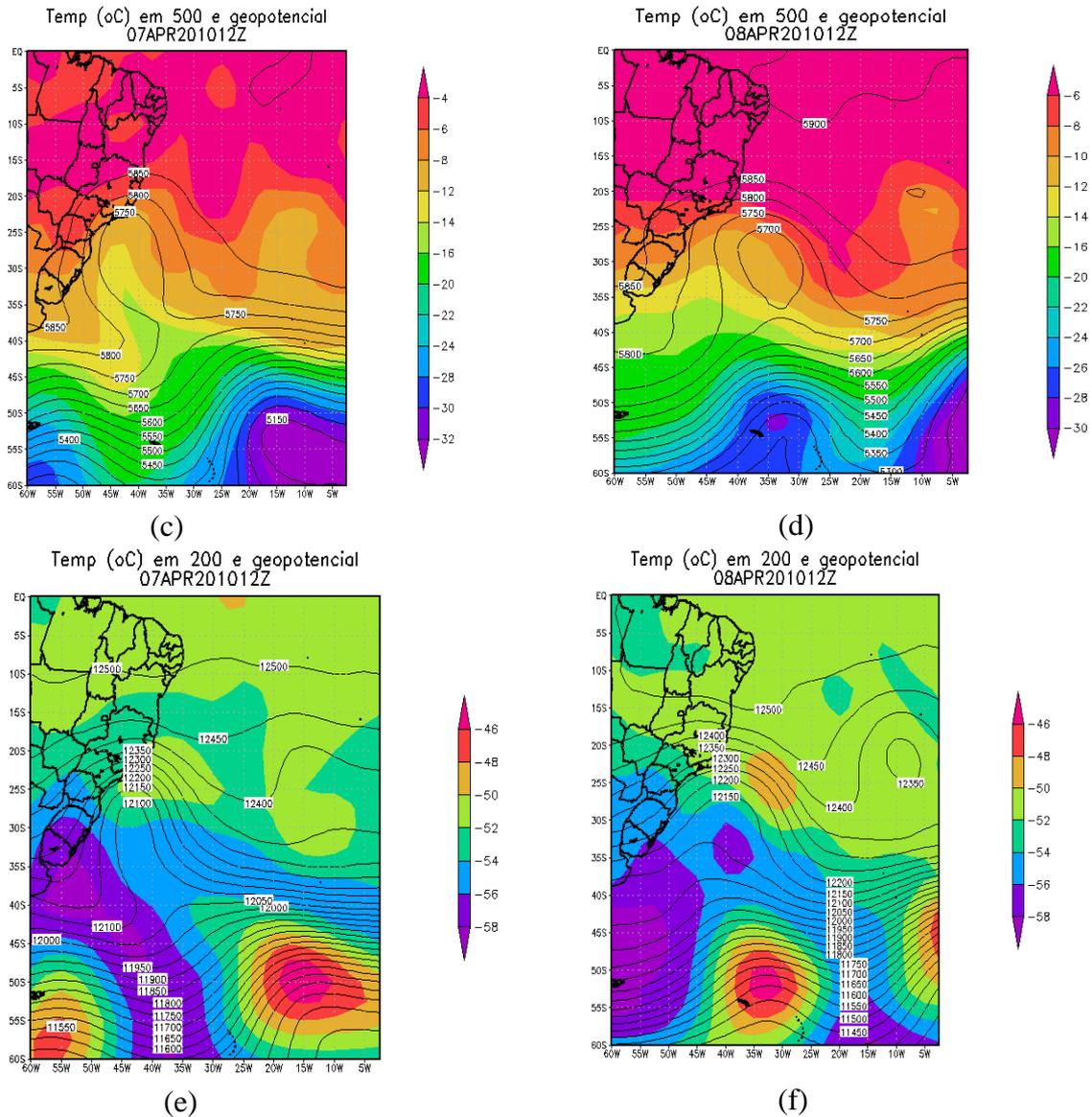


Figura 4.11- Campos de Temperatura e Geopotencial nos níveis de 850, 500 e 200 hPa para os dias 07 e 08 de abril as 12Z.

De acordo com o Teorema de Sutcliffe, no conceito de Advecção de espessura (ou de temperatura) é entendido que: “Normalmente se observa um extremo de advecção quente na dianteira de um ciclone em desenvolvimento e um extremo de advecção fria atrás; como o centro do ciclone deve se movimentar na direção de tendência de pressão mínima, este termo é principalmente importante para o deslocamento do sistema” - Fonte: Master USP. Isto é observado na figura 4.11

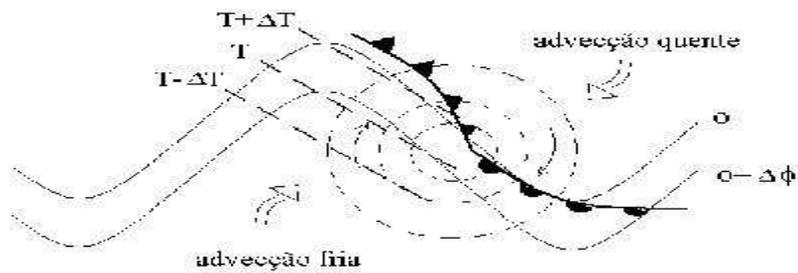


Figura 4.12- Teorema de Sutcliffe para o conceito de Advecção de espessura ou temperatura -
 Fonte: Master USP.

De acordo com a fonte Metsul, “um fator importante para a intensificação do ciclone tão ao Norte foi a temperatura da superfície do mar que estava muito mais quente que a média na costa brasileira, o que foi decisivo para o surgimento entre os dias 9 e 10 de março da rara tempestade tropical Anita e que por pouco não virou furacão na costa do Rio Grande do Sul. Observa-se, então como a temperatura do mar está muito mais quente que a média desta época do ano ao longo do litoral do Brasil.”

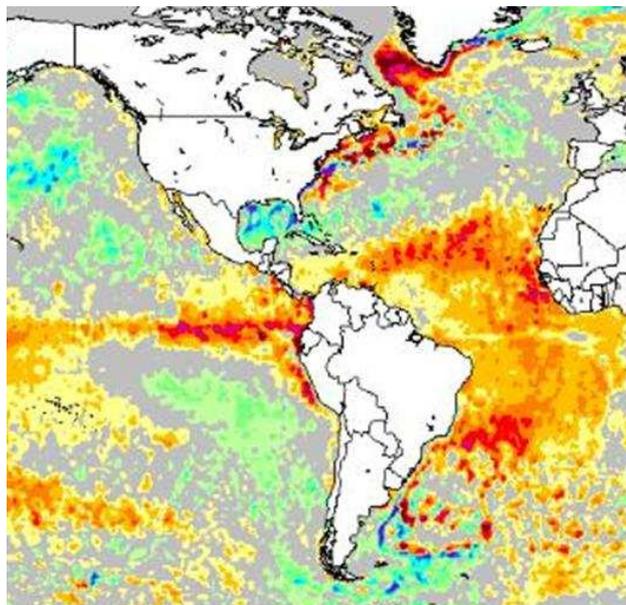


Figura 4.13- Temperatura da Superfície do Mar (TSM)-
 Fonte: METSUL.

4.1.6. Umidade a 2m e Vento a 10m

Durante o período de intensificação do ciclone, entre os dias 07/04 e 08/04, os campos de Umidade a 2m e Vento a 10m mostraram que o ciclone foi alimentado com ar úmido proveniente de latitudes mais baixas, a norte do sistema pode-se observar que o ar úmido esta sendo transportado para a região do ciclone, este ficando cada vez mais úmido. (Figura 4.14 –b e -c)

A liberação de calor latente é, além de baroclínica, um dos mecanismos mais importantes para a intensificação de um ciclone (Holton,2004). Desta forma, a umidade levada ao ciclone favorece o desenvolvimento de convecção e liberação de calor latente, ajudando ao seu desenvolvimento.

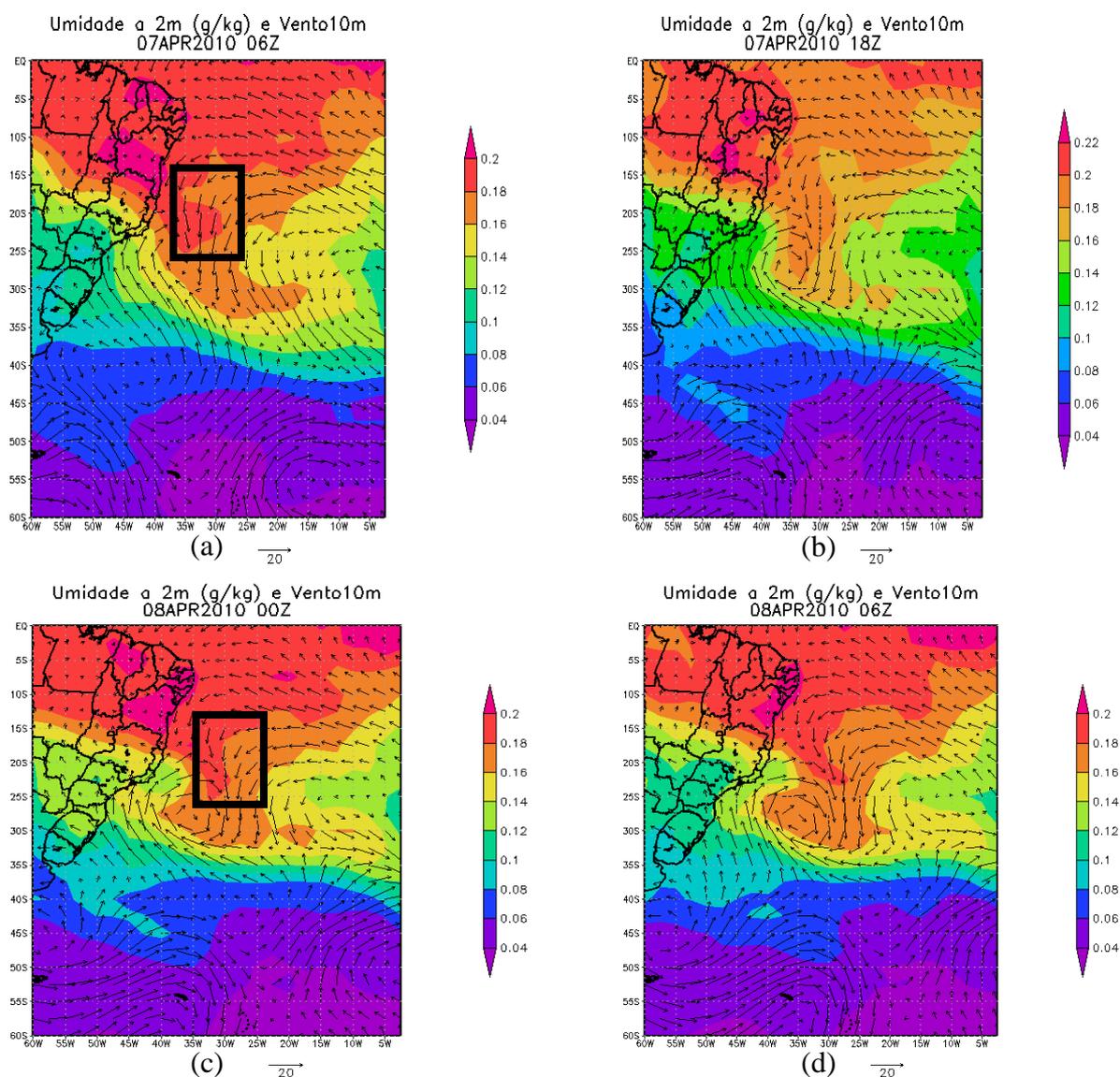


Figura 4.14- Campo de Umidade a 2m e Vento a 10m, para o dia 07/04/2010 as (a) 06Z, (b) 18Z e dia 08/04/2010 as (c) 00Z e (d) 06Z.

4.1.7. Divergência de Umidade e Lapse Rate

Evidenciado os campos de divergência de umidade e “Lapse Rate” do dia 08 as 12Z, sabe-se que os ciclones que possuem uma atividade convectiva considerável podem produzir ventos mais intensos do que ciclones com pouca atividade convectiva presente. Isso é uma explicação para o vento intenso observado, onde os valores de Lapse Rate chegam a 7 indicando forte instabilidade atmosférica (lembrando que o valor considerado alto é 6, favorável a convecção profunda e valores acima de 9,5 são extremamente altos e favoráveis a convecção). Este índice obteve um bom resultado, posicionando bem o sistema.

No campo de divergência ou de convergência de umidade em superfície, é possível notar que este ciclone se formou em uma região termodinamicamente favorável, onde se destaca a região de formação do sistema, com suprimento de umidade em superfície (como foi visto anteriormente no campo de umidade e vento).

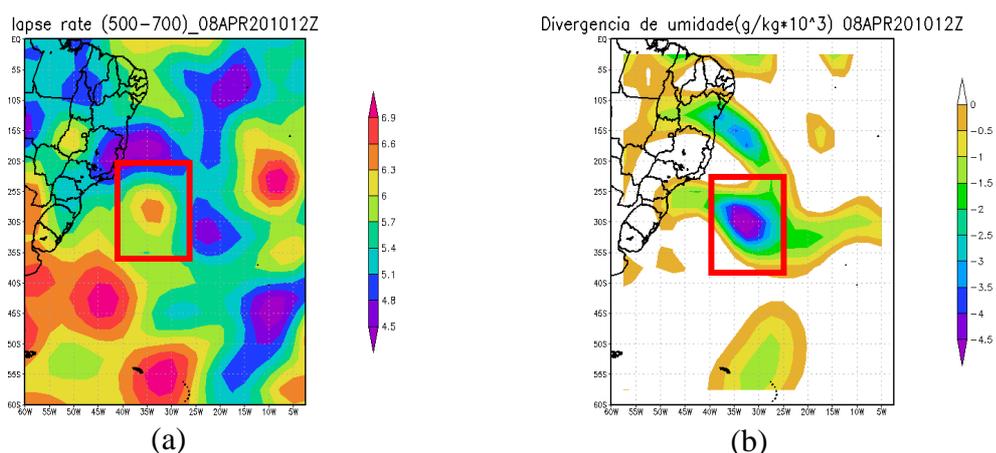


Figura 4.15- Campos de Lapse Rate nos níveis entre 500 e 700 hPa e de Divergência de Umidade em 300hPa para o dia 08/04/2010 as 12Z.

Nota-se que em ambas as imagens são marcados muito bem o centro do ciclone entre 30° e 35°W e 25° e 30°S. O aspecto termodinâmico observado é coerente com a formação dos sistemas convectivos visualizados na imagem de satélite da Figura 4.3 (c) como foi observado.

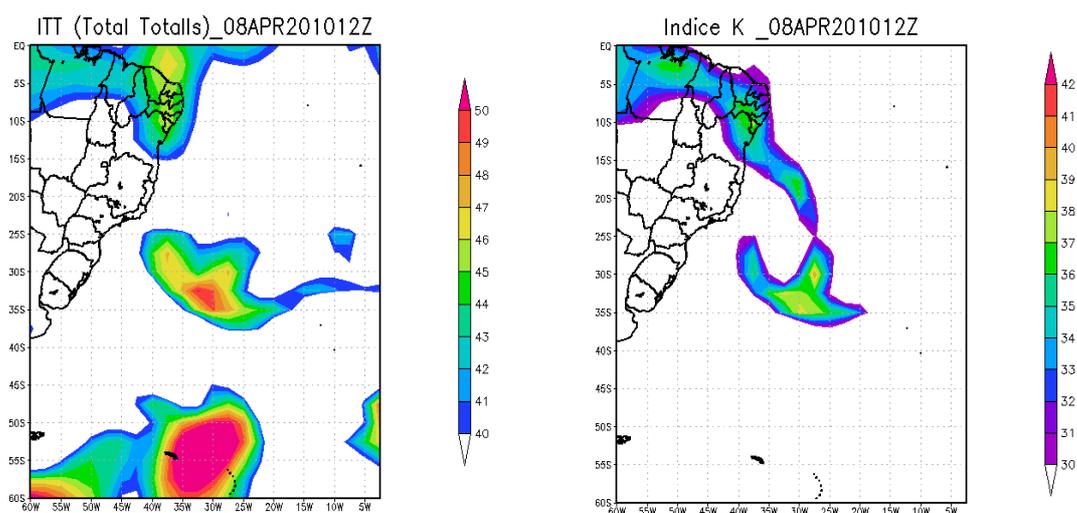
4.1.8. Índices de Instabilidade

Foi selecionado o dia que melhor representou a situação para o evento, do dia 08 as 12Z, onde foram constatadas condições mais intensas que os outros dias. O que confirma mais uma vez, como dito ao longo deste capítulo que o dia 08 foi o dia mais intenso.

O índice Total Totals posicionou bem o sistema, acompanhando o seu deslocamento, indicando um ambiente propício à formação de tempestades, com valores extremamente altos, acima de 48 para o horário das 12 Z no dia 08 de abril. O índice K apresentou valores relativamente baixos na região do ciclone, acima de 37, porém também acompanhou o seu deslocamento. Pode-se observar que os índices apresentaram bons resultados no local do sistema.

Na análise em conjunto destes índices, sabe-se que quando ITT está alto e K baixo, é favorável à ventania em superfície, já que K depende do grau de secamento da atmosfera em 700 hPa. Este fato é comprovado através da análise da umidade, onde foram observados valores baixos de umidade em altos níveis. A ventania provocada por este ciclone pode ter sido um dos fatores que contribuiu para a pista de vento que ocasionou as ondas que invadiram a Baía de Guanabara.

Analisando-se os índices CK e CITT, observou-se que ambos indicaram bem o local do ciclone, mostrando valores mais favoráveis (mais negativos), onde o índice CITT obteve valores de -1.5 e o índice CK valores em torno de -2.



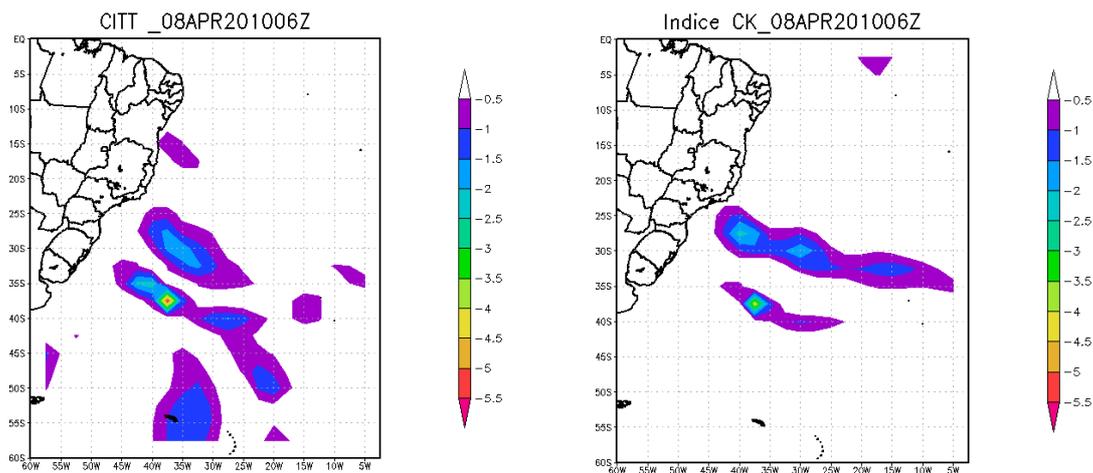


Figura 4.16- Campos de Índices para o dia 08/04/2010 (a) ITT as 12Z, (b) K as 12Z (c) CITT as 06Z, (d) CK as 06Z.

Após essa breve análise, viu-se que a ressaca atingiu o litoral do Rio, penetrando na Baía de Guanabara, causando rara agitação. O ciclone se formou e se intensificou próximo a costa da região sudeste do Brasil, o que destoa da maioria das situações mais usuais de ressaca nesta região, em que os ciclones responsáveis costumemente se formam e intensificam em latitudes bem mais altas. As características de intensa baroclinia contribuíram significativamente para o fortalecimento do ciclone estudado. Notou-se ainda que o transporte de umidade para o local do ciclone também possivelmente teve um papel importante na intensificação do mesmo por liberação de calor latente. Os campos de divergência de umidade e de alguns índices de instabilidade confirmam essa informação, avaliando a região do ciclone como favorável e bastante propícia ao desenvolvimento de convecção.

4.2. DESCRIÇÃO GERAL DO CASO II

Com o objetivo de fazer a melhor caracterização possível do evento do dia 24 de abril de 2008, o estudo de caso consiste na descrição observacional através de uma análise das condições atmosféricas, precedentes e durante a ocorrência do fenômeno.

A escolha dos dias e horários a serem apresentados foi feita na tentativa de representar o momento em que os sistemas estavam, aparentemente, no “ápice” de seu desenvolvimento, a fim de promover uma comparação mais cuidadosa em termos do estágio em que o evento se encontrava.

Como já mencionado no capítulo 1, a última semana de abril do ano de 2008 foi marcada pela formação de um ciclone extratropical, como pode-se verificar pela imagem de satélite (Figura 4.17).

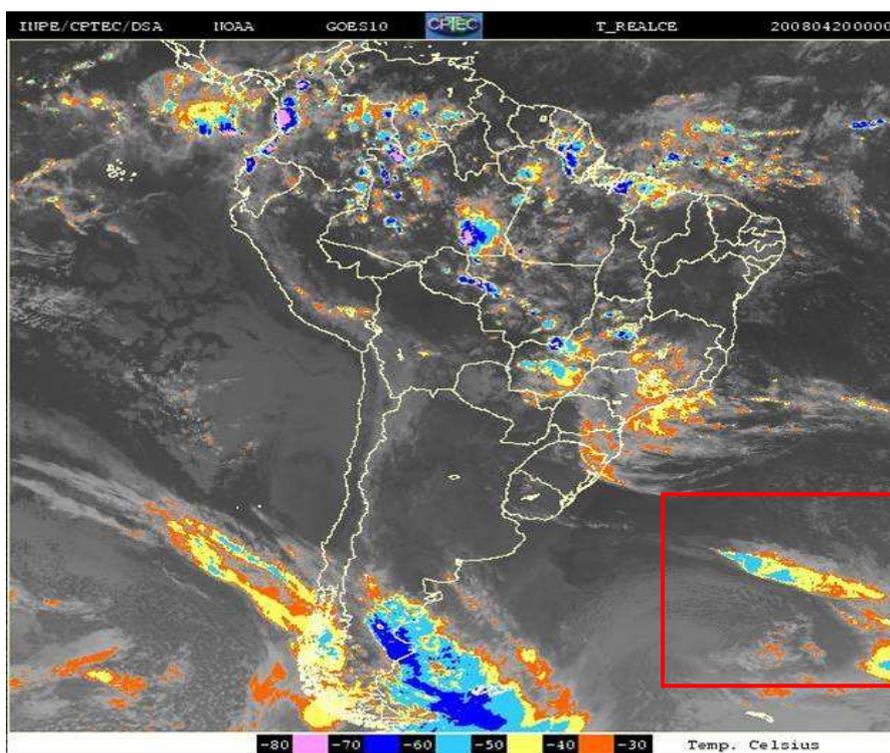


Figura 4.17: Imagem do satélite GOES-10, canal realçado, do dia 20 de Abril de 2008 as 00Z- Início da formação do ciclone.

Foi possível verificar a intensidade da ressaca, através dos avisos de mau tempo emitidos pela Marinha (Figura 4.18), onde observa-se a previsão da direção de ondas de sudeste e em

torno de 2,5 a 3,0 metros para área que abrange a Baía de Guanabara, para o dia 24 de abril de 2008.

**SERVIÇO METEOROLÓGICO MARINHO DA MARINHA DO BRASIL
CENTRO DE HIDROGRAFIA DA MARINHA
AVISO DE MAU TEMPO**

**METAREA V
AVISO NR 178/2008
AVISO DE RESSACA
SERVIÇO METEOROLÓGICO MARINHO DA MARINHA DO BRASIL
CENTRO DE HIDROGRAFIA DA MARINHA
EMITIDO ÀS 1300 HMG - QUI - 24/ABR/2008
ÁREA CHARLIE AO NORTE DE 23S. ONDAS DE SE 2.5/3.0 METROS.
VÁLIDO ATÉ 251200 HMG.**

Figura 4.18- Avisos emitidos pela Marinha e sua respectiva validade.

A previsão do modelo WWATCH do INPE/CPTEC, que informam a direção e altura das ondas, indicou ocorrência de ressaca no litoral do Rio de Janeiro com ondas de 2 a 2,5 metros de altura com direção Sudeste, como pode ser visto na figura 4.19.

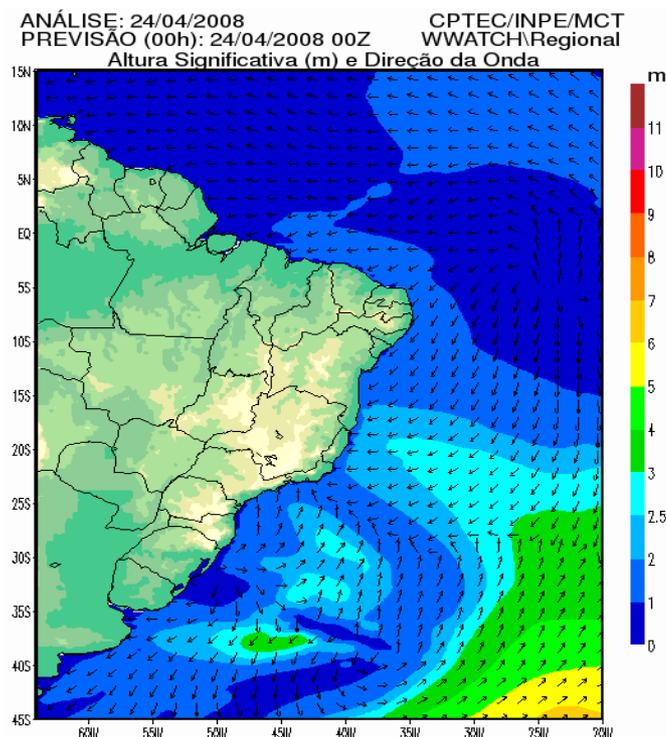


Figura 4.19- Modelo de Previsão de Ondas WWATCH do INPE/CPTEC.

Pelas Figuras 4.18 e 4.19, pode-se perceber que ambas as previsões eram de direção de ondas oriundas de sudeste.

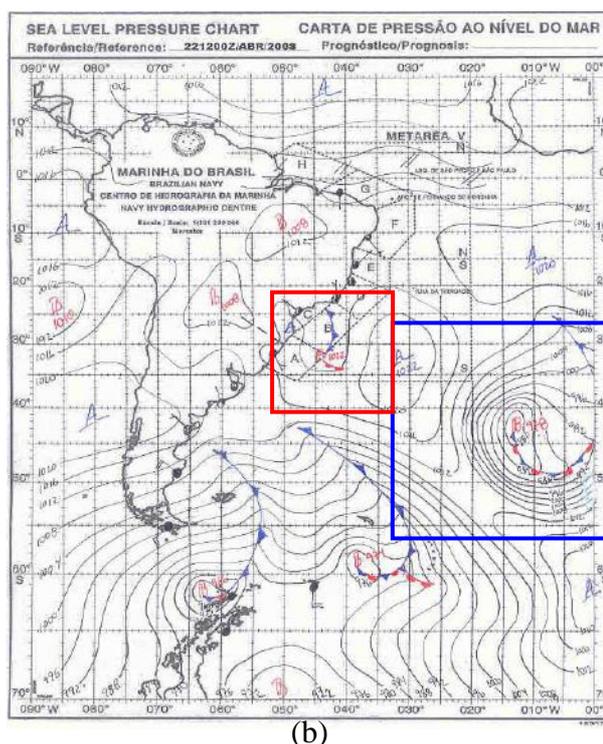
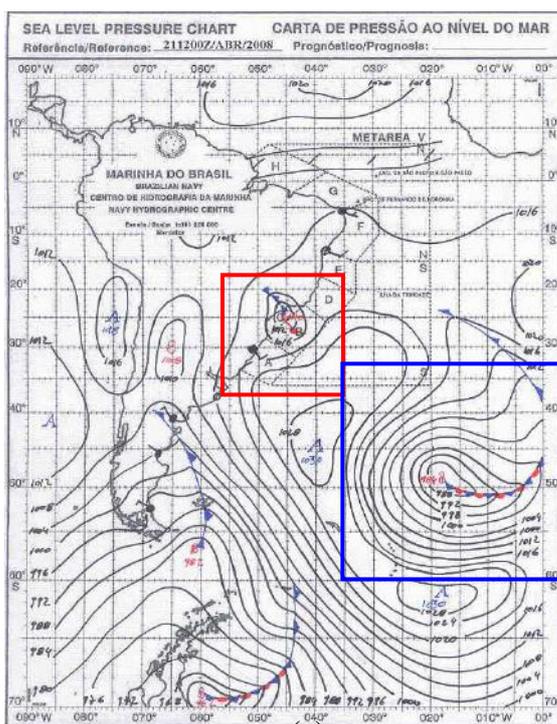
4.2.1. Situação Sinótica Associada ao Evento

Será exposta, a seguir, uma análise baseada nas cartas sinóticas da Marinha, estimativas de vento do satélite Quikscat e campos de reanálises do NCEP/NCAR.

Através das cartas da Marinha, pode-se observar a presença e evolução de ciclones, desde sua fase de desenvolvimento, até sua fase de intensificação e de decaimento.

Nos dias 21 e 22 de abril (Figuras 4.20 -a- e -b-), é possível identificar um ciclone sobre o Rio de Janeiro (realçada no quadrado em vermelho), e uma baixa afastada no oceano (quadrado em azul). Como será mostrado adiante, os campos de reanálises e os gerados pelo modelo Brams, somente identificaram a baixa afastada do continente situada em 40°S e 15°W.

Já nos dias 23 e 24 (Figuras 4.20 -c- e -d-), verifica-se apenas a baixa sobre o estado do Rio de Janeiro, situada entre 30°S e 45°W.



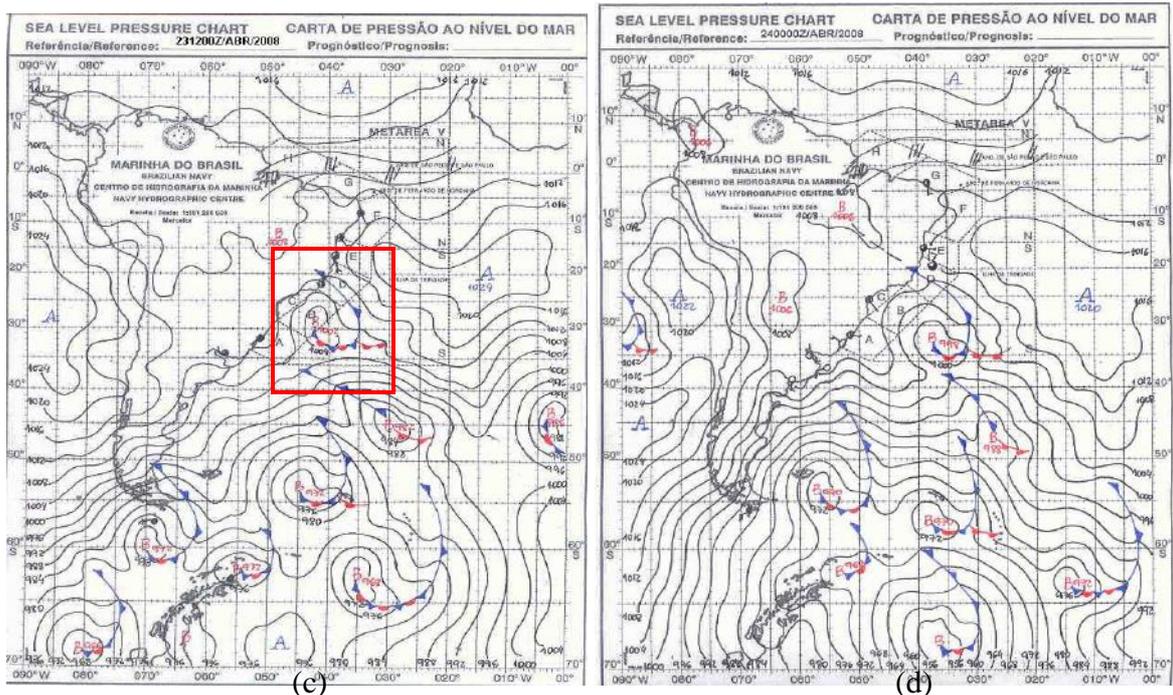


Figura 4.20- Cartas Sinóticas da Marinha para os dias 21; 22; 23 no horário das 12Z; e para o dia 24 de abril de 2008 as 00Z.

Analisando as estimativas de vento do satélite Quikscat (Figura 4.21), também é possível observar a baixa próxima do litoral do Rio de Janeiro (realçada no quadrado em preto) e a mais afastada (realçada no quadrado em vermelho). Nota-se que os valores do vetor resultante do vento a 10m, oscilaram entre 30 nós (15 m/s) e 35 nós (17,5m/s).

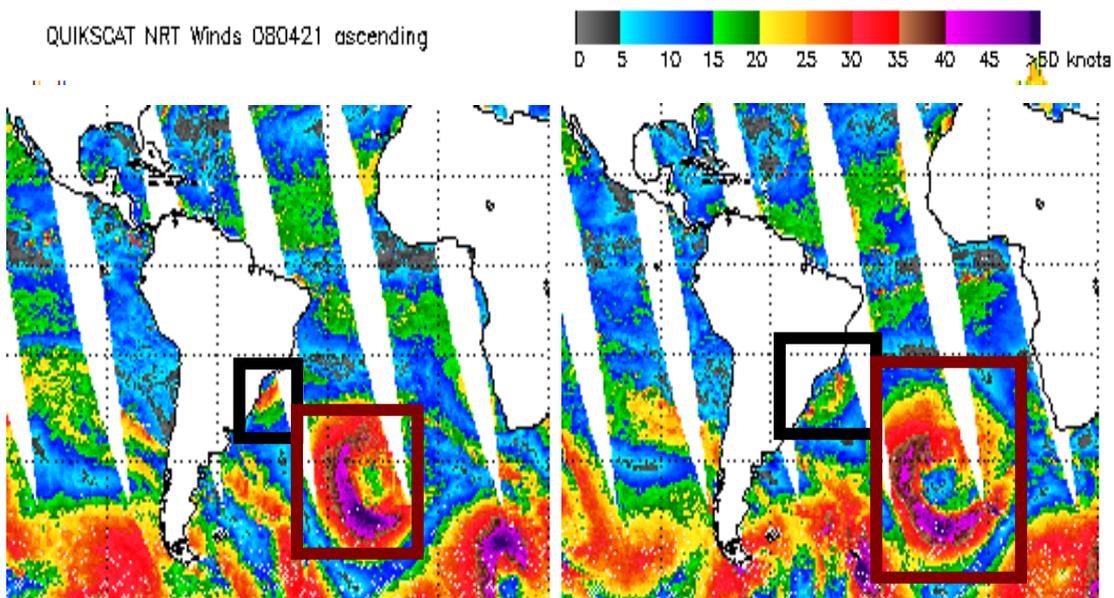
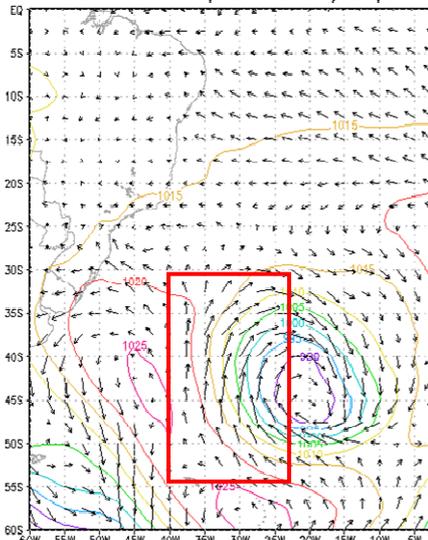


Figura 4.21-Imagens do satélite Quikscat para os dia 21 e 22 de abril de 2008.

Pelos campos de pressão e vento em superfície da reanálise do NCEP/NCAR, verifica-se 3 dias antes do evento, dia 21 de abril de 2008 às 00Z (Figura 4.22-a), um ciclone intenso em 45°S com núcleo de 990 hPa e um centro de alta pressão entre 55°S e 60°S, com núcleo de 1025 hPa. Observa-se também para este dia uma pista de sul no setor oeste do ciclone (realçado no quadrado em vermelho).

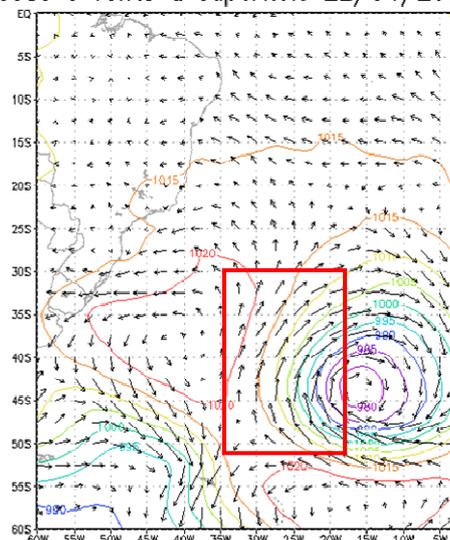
No dia 22 (Figura 4.22-b), nota-se ventos fortes de sudeste no setor sudoeste do ciclone e no dia 23 (Figura 4.22-c), nota-se que o ciclone se deslocou para leste, com núcleo de 985 hPa e a alta se desentensifica com seu centro em 1015 hPa. Para o dia 24 (Figura 4.22-d), é observado um cavado em torno de 30°S, junto ao litoral sul/sudeste do Brasil.

pressão e vento a superfície 21/04/2008 00Z



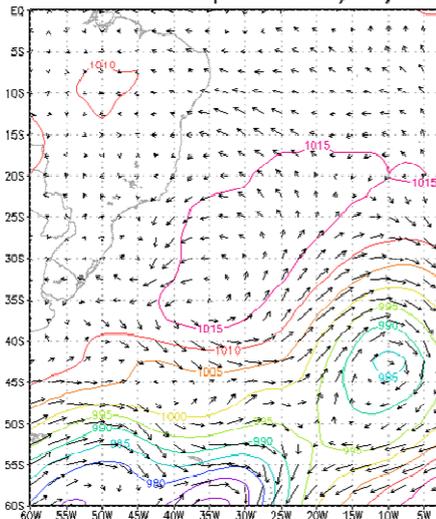
(a)

pressão e vento a superfície 22/04/2008 00Z



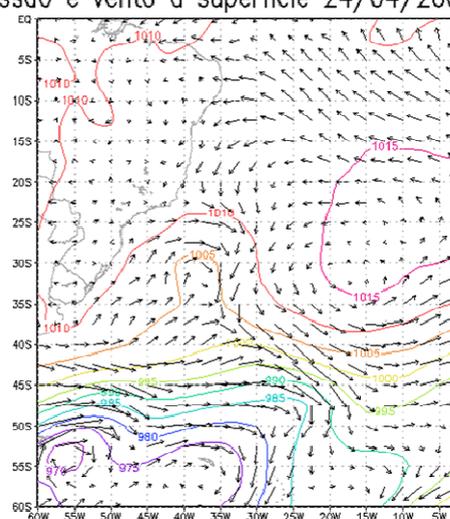
(b)

pressão e vento a superfície 23/04/2008 00Z



(c)

pressão e vento a superfície 24/04/2008 00Z



(d)

Figura 4.22- Campos de reanálise de vento a superfície e pressão ao nível do mar (hPa) das 00Z para os dias 21/04/2008; (b) 22/04/2008; (c) 23/04/2008 e (d)24/04/2008.

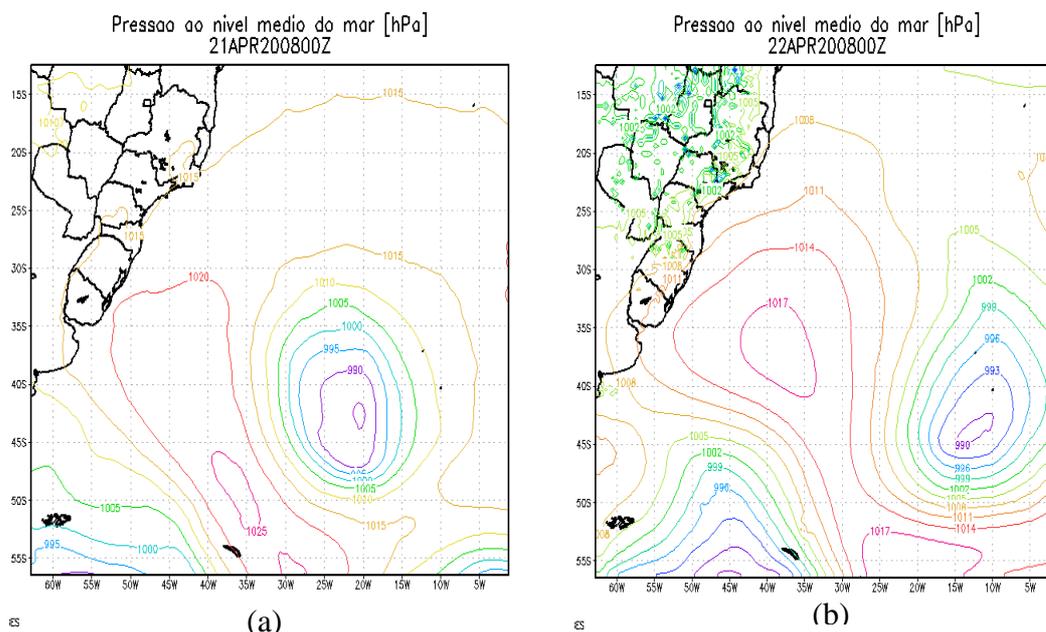
Para este segundo caso averiguou-se que na reanálise não apareceu nenhuma estrutura de baixa pressão junto ao litoral, como pode-se observar nas cartas da Marinha (Figura 4.20) e nos campos de estimativas de vento do satélite Quikscat (Figura 4.21). Para isto, resolveu-se usar a alta resolução de uma simulação com a tentativa de verificar se havia alguma estrutura diferente na região, que poderia estar sendo perdida ou omitida pela reanálise.

Optou-se pelo modelo Brams por ele ter mostrado um detalhamento maior.

Adiante serão apresentados somente os campos obtidos na simulação do modelo BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System).

4.2.2. Pressão ao Nível Médio do Mar

Analisando os campos simulados pelo modelo (Figura 4.23), 3 dias antes do evento (dia 21 as 00Z), pode-se observar o ciclone extratropical bem afastado localizado em 45°S e 20°W com núcleo de 985hPa. Para o dia 22, nota-se um leve descolamento para leste, com seu núcleo em torno de 990 hPa e no dia 23, o sistema perde sua configuração e desintensifica.



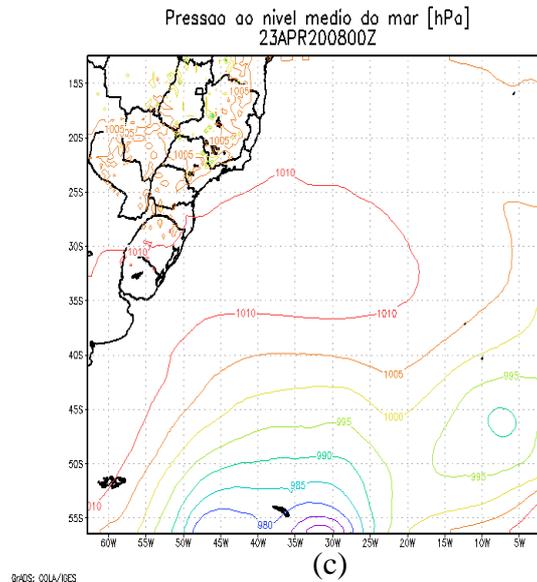


Figura 4.23 – Campos de pressão ao nível do mar (hPa) das 00Z para os dias 21/04/2008; (b) 22/04/2008; (c) 23/04/2008.

4.2.3. Análise em Altitude

Nos campos de Linha de Corrente nos níveis de 850, 700 e 300 hPa para o dia 21/04/2008 às 09 Z .Percebe-se o ciclone intenso e bem definido, o seu deslocamento para leste e a presença de um cavado em todos os níveis (Figura 4.24).

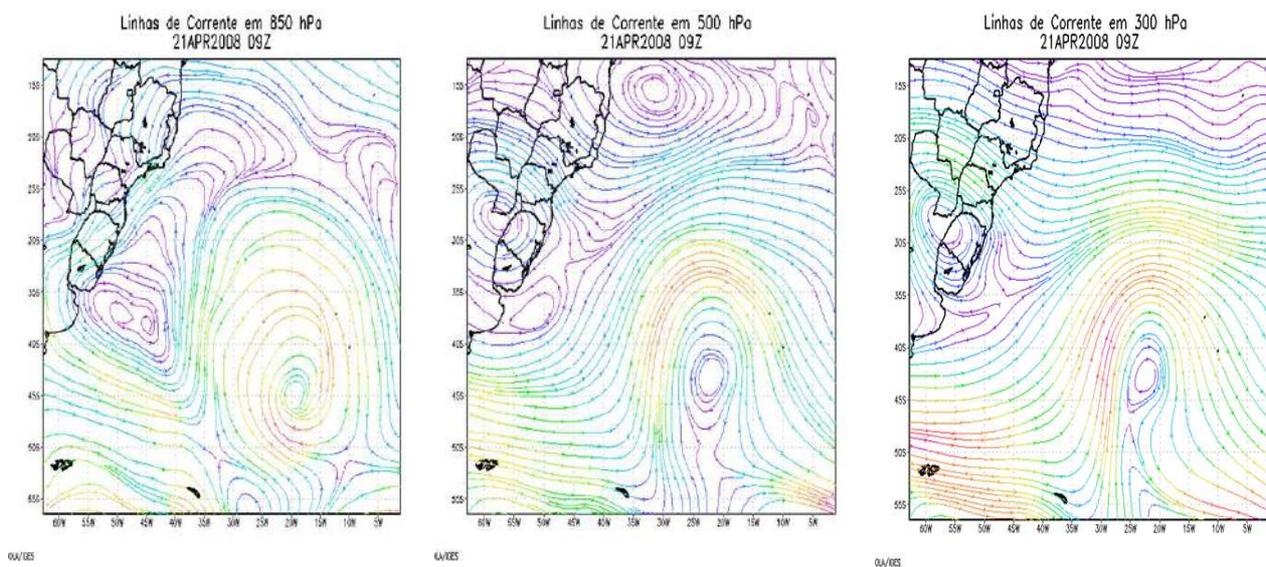


Figura 4.24 - Campo de Linha de Corrente nos níveis de 850hPa, 500hPa e 300hPa, para o dia 21/04/2008 no horário das 09Z.

Para o dia 22 no horário das 09Z (Figura 4.25), nota-se que o ciclone se desloca para nordeste com ventos intensos e percebe-se também a presença de um cavado em todos os níveis.

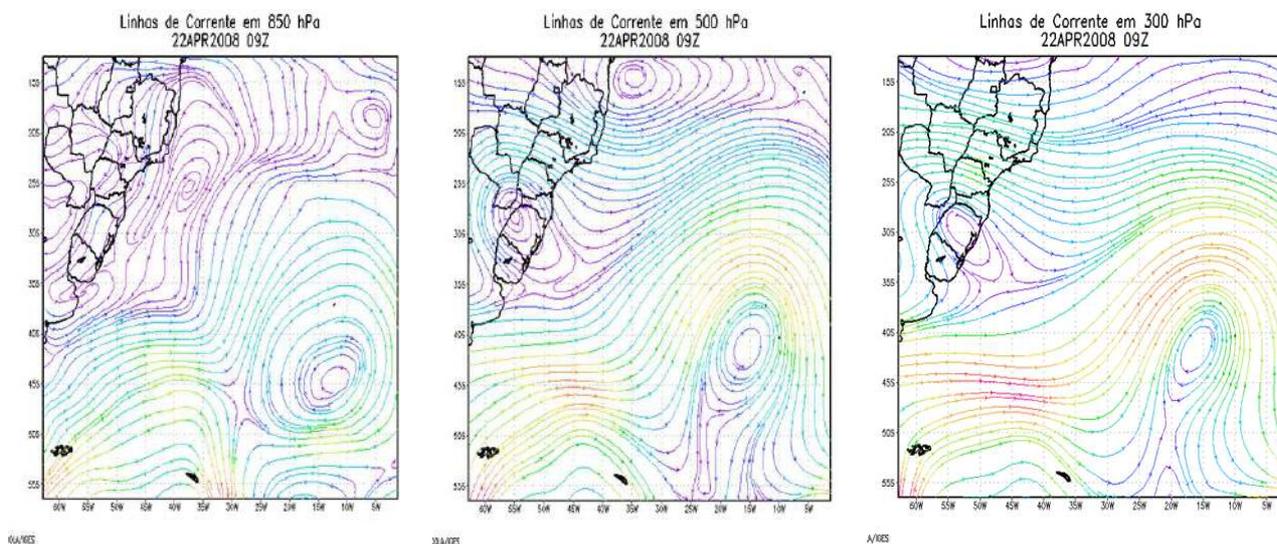


Figura 4.25 - Campo de Linha de Corrente nos níveis de 850hPa, 500hPa e 300hPa, para o dia 22/04/2008 no horário das 00Z.

4.2.4. Temperatura e Geopotencial

Na figura 4.26, a partir da análise dos campos de temperatura em diversos níveis, observa-se que o sistema é uma Baixa fria ao longo dos níveis baixos e médios da atmosfera, e em altos níveis torna-se um sistema de núcleo quente.

Em termos de geopotencial, em altos níveis torna-se um cavado, já dando indícios que a circulação ciclônica começa a perder força neste nível, como se espera devido ao núcleo quente.

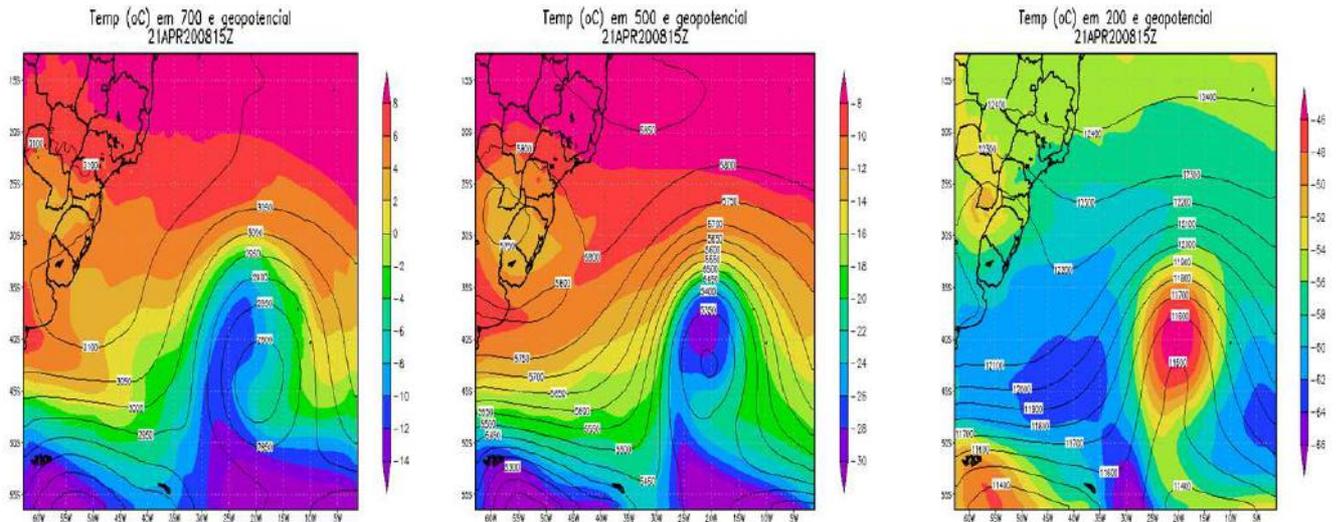


Figura 4.26 - Temperatura (°C) (preenchido) e Geopotencial (isolinhas) em 700, 500 e 200 hPa para o dia 21/04/2008 às 15 Z

Com a evolução temporal, observa-se o deslocamento do sistema permanecendo com as mesmas características de Temperatura e Geopotencial(Figura 4.27).

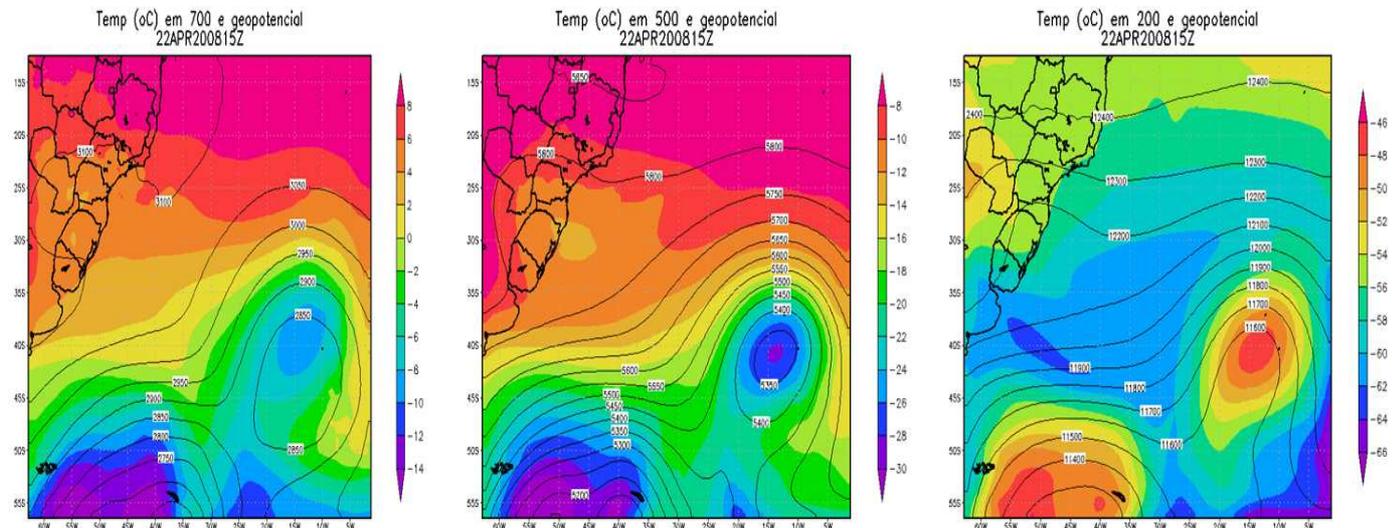


Figura 4.27 - Temperatura (°C) (preenchido) e Geopotencial (isolinhas) em 700, 500 e 200 hPa para o dia 22/04/2008 às 15 Z

Portanto, constatou-se que a estrutura térmica deste ciclone mostrou-se uma baixa fria em níveis médios e quente em níveis altos. Tal estrutura ressalta o conceito de balanço do vento térmico, em que um sistema de baixa tende a se aprofundar quando possui um núcleo frio e perde estrutura vertical a partir do momento que seu núcleo fica quente.

4.2.5. Umidade

Através dos campos de Umidade nos níveis de 850, 700 e 500 hPa (Figura 4.28), observa-se na posição do ciclone valores relativamente baixos de umidade.

Em baixos níveis, (850 e 700 hPa) sua umidade chega a 6 g/kg e em níveis médios (500 hPa) a umidade diminui. E o sistema permanece em uma região sem muita disponibilidade de umidade.

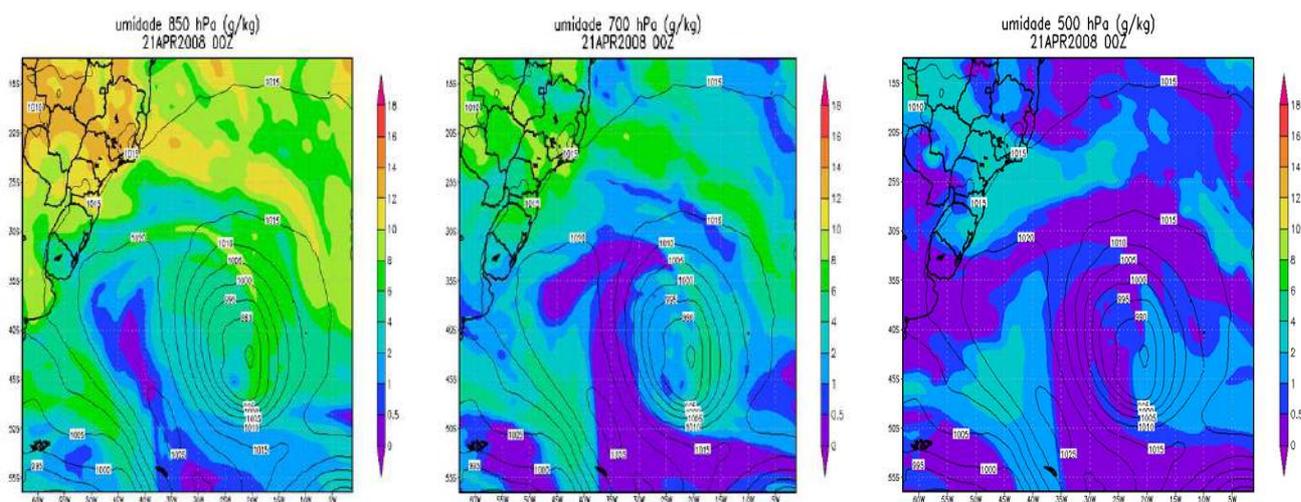


Figura 4.28 - Campo de Umidade (g/kg) (preenchido) e Pressão(hPa) (isolinhas) em 850, 700 e 500 hPa para o dia 21/04/2008 às 00 Z.

Para o dia 22 (Figura 4.29), em baixos níveis, (850 e 700 hPa) sua umidade aumenta ligeiramente, chegando a 8 g/kg. Em níveis médios (500 hPa) a umidade cai ainda mais em relação ao dia anterior, chegando a valores quase nulos.

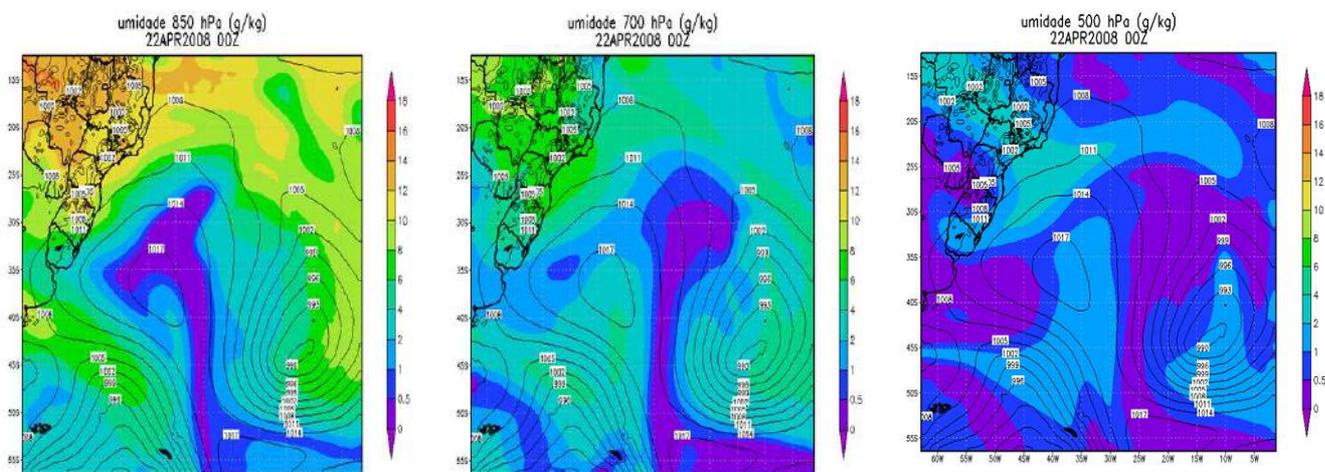


Figura 4.29 – Campo de Umidade(g/kg) (preenchido) e Pressão(hPa) (isolinhas) em 850, 700 e 500 hPa para o dia 22/04/2008 às 00 Z.

4.2.6. Índices de Instabilidade.

A partir das análises do campo simulado, pode-se observar nos campos do índice Lapse Rate para os dias 21 e 22 no horário de 00Z, que este índice obteve um bom resultado, posicionando bem o sistema indicando valores, acima de 8 no dia 21, mostrando que há forte instabilidade atmosférica e para o dia 22, continuou acompanhando o deslocamento do ciclone, indicando valores ainda altos, acima de 7.

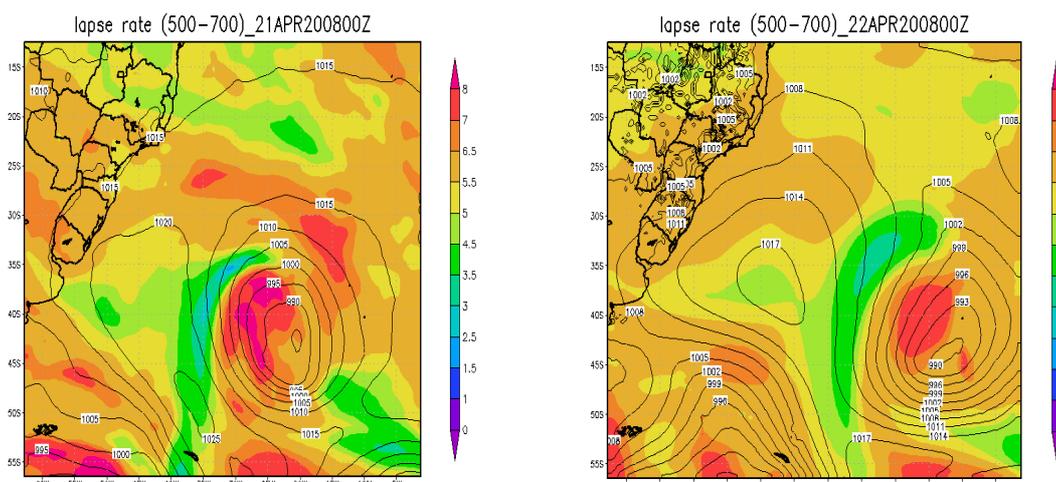


Figura 4.30 - Campos de Lapse Rate nos níveis entre 500 e 700 hPa para o dia 21 e 22 de abril de 2008 às 00 Z.

Também para os dias 21 e 22 de abril no horário de 00Z, nota-se que o índice Total Totals posicionou bem o sistema, acompanhando seu deslocamento, indicando um ambiente propício à formação de tempestades, com valores acima de 60 para o horário das 00 Z no dia 21 de abril.

O índice K apresentou valores relativamente baixos na região do ciclone, mas indicou bem o seu deslocamento.

Na análise em conjunto destes índices, como no caso I, conclui-se que este é um bom resultado, pois quando TT está alto e K baixo, é favorável à ventania em superfície, já que K depende do grau de secamento da atmosfera em 700 hPa.

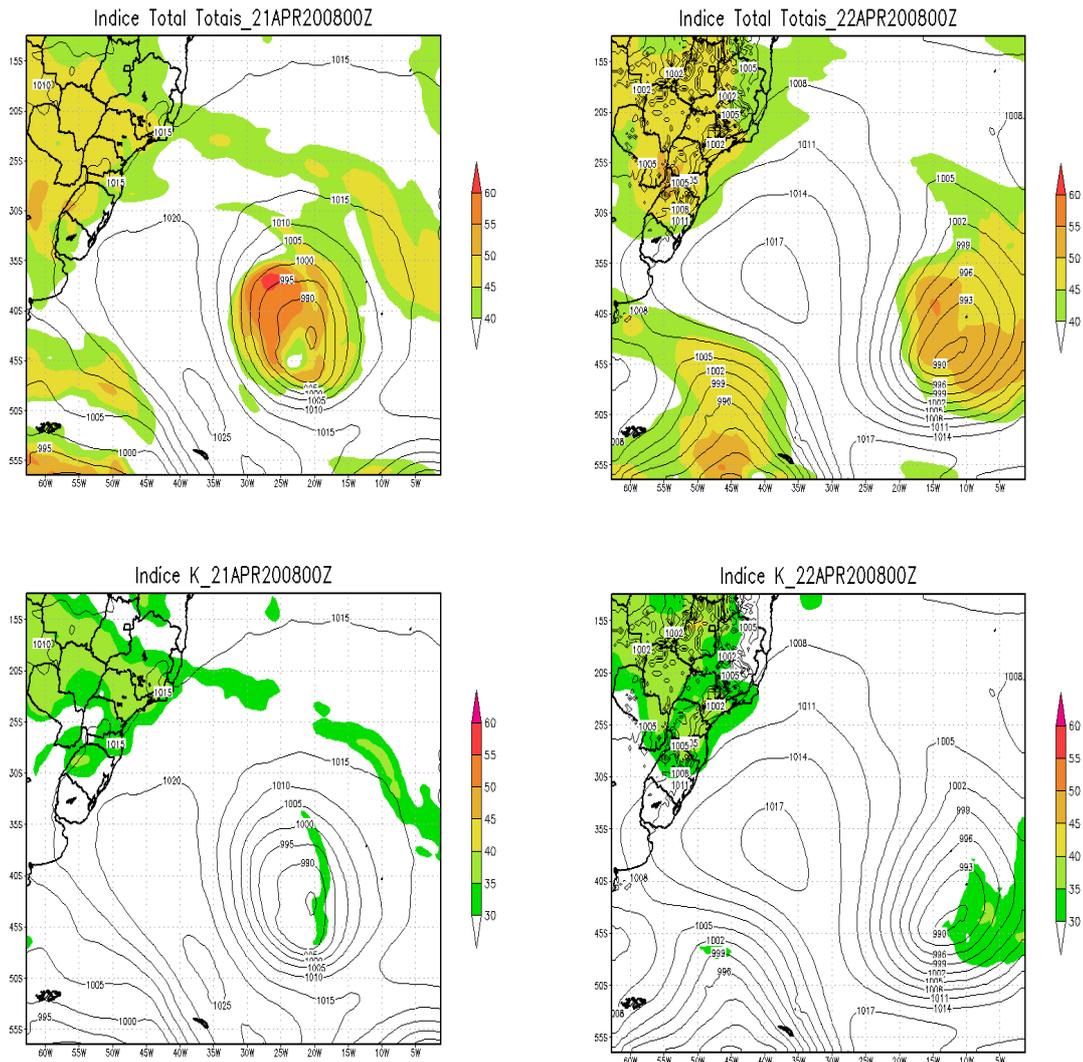


Figura 4.31– Campos dos índices TT e K, para o dia 21 e 22 de abril de 2008 às 00 Z.

Analisando os índices CK e CITT, observou-se que ambos indicaram razoavelmente o local do ciclone no dia 21, mostrando valores mais favoráveis (mais negativos) em sua dianteira.

Isto indica também que a convergência preferencial se deu próximo a área de advecção quente em baixos níveis.

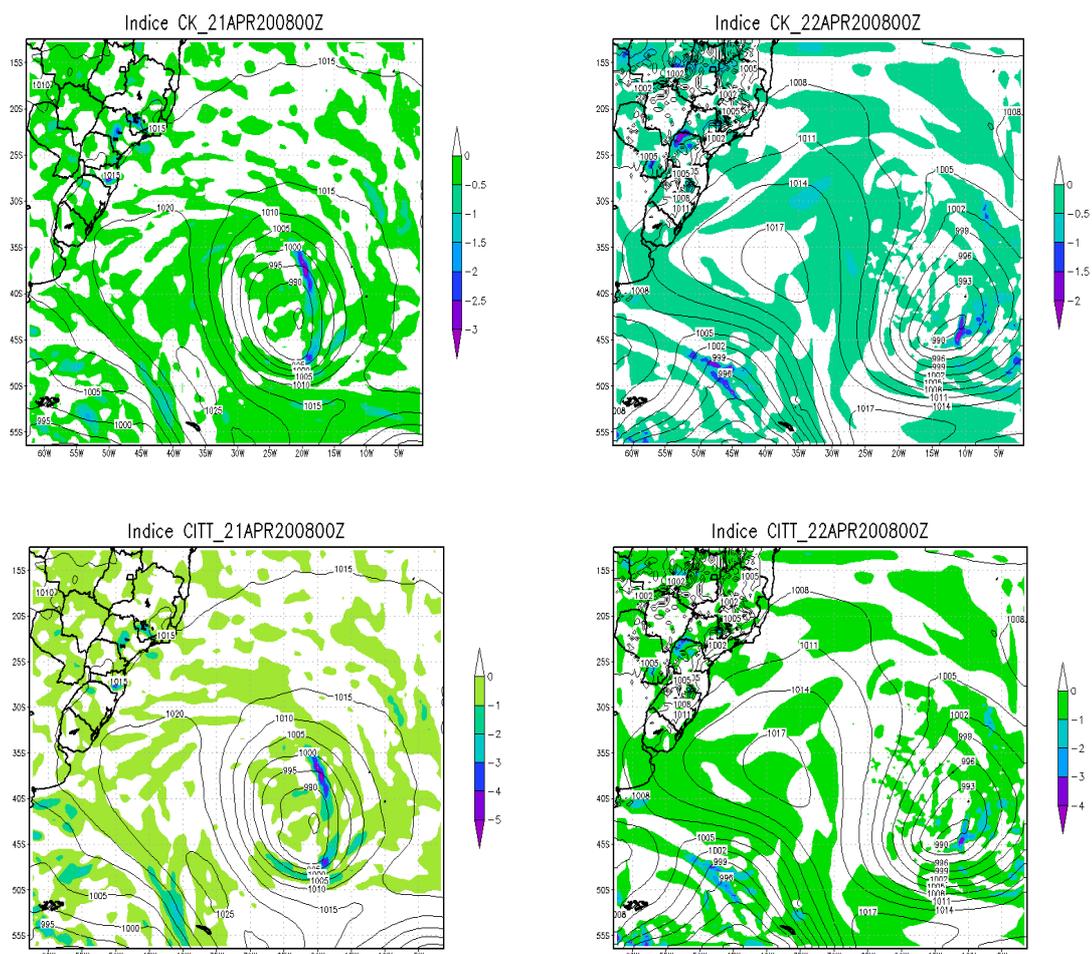


Figura 4.32 – Campos dos índices CK e CITT, para o dia 21 e 22 de abril de 2008 às 00 Z.

Após análise do segundo caso, notou-se que o ciclone estudado teve uma estrutura profunda de baixa fria ao longo dos níveis baixos e médios, com um núcleo quente em altos níveis. O campo de temperatura aliado ao escoamento associado com a circulação do ciclone mostrou que o sistema se deslocou em direção a região de advecção quente, como é esperado pelo Teorema de Sutcliffe. O ciclone se formou em uma região com pouca disponibilidade de umidade, o que deve ter refletido no valor baixo de K. Os índices Lapse Rate e TT se mostraram eficientes no ponto de vista de “marcar” o ciclone em seus campos simulados. A análise conjunta entre os índices K e TT mostrou que o ciclone teve características termodinâmicas associadas à convecção severa (indicado por TT muito alto e K baixo). Isto também pode ter contribuído para a ocorrência de fortes ventos no oceano, associadas ao fenômeno.

5. DISCUSSÕES

Sabe-se que na maioria dos casos de ressaca, o mais comum (clássico) é o ciclone extratropical se formar distante da região sudeste do Brasil. De acordo com GAN E RAO (1991) E GAN (1992), as duas áreas preferências para a ciclogênese estão localizadas a este da Cordilheira dos Andes- uma sobre o golfo de San Matias, na Argentina (42,5°S, 62,5°W) e outro sobre o Uruguai (por volta de 32,5°S, 55°W).

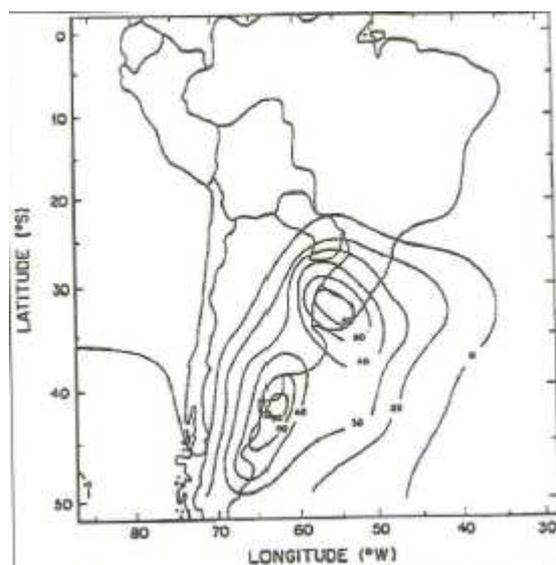


Figura 5.1: Distribuição anual de ciclogênese para América do Sul. (Gan, 1992)

TALJARD (1972), SINCLAIR (1995) E REBOITA (2008) têm indicado que, em relação a América do Sul, a região leste do sul/sudeste, ao norte de 30°S, sobre o oceano Atlântico, como outra área ciclogênética na América do Sul.

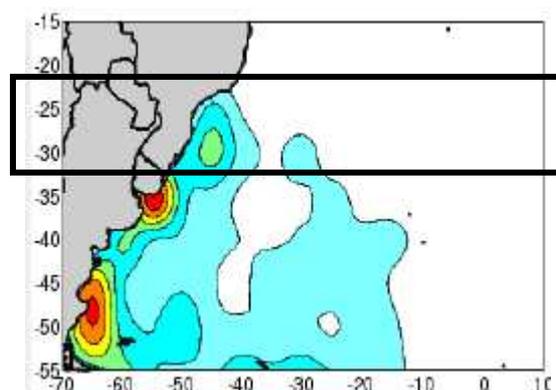


Figura 5.2: Resultado de REBOITA (2008) para ciclones menos intensos, zona preferencial de ciclogênese.

Como já dito anteriormente no capítulo 4, foi observado no caso I que as ressacas mais fortes no litoral do Sudeste do Brasil tendem a ocorrer com ciclones extratropicais intensos no Atlântico Sul que, de acordo com a literatura, em regra são posicionados entre 35° e 55° (Troup & Stretten, 1971).

Logo, neste caso observou-se que a baixa encontrava-se em uma latitude muito próxima do litoral do Rio de Janeiro, fator que contribuiu para a ressaca ter conseguido entrar na Baía de Guanabara.

Para o caso II, foi feito um teste com intuito de verificar em mesoescala se havia algum fenômeno mais próximo a costa do Rio de Janeiro que na reanálise não foi identificado. Com isso, foram feitos vários experimentos com simulações numéricas forçando os pontos de grade. Na grade com resolução de $\Delta x = \Delta y = 15$ Km, foi observada uma baixa fechada sobre o estado do Rio de Janeiro. Foi constatado então que a resolução dos dados de reanálise não é suficiente para se identificar estruturas em mesoescala.

Uma informação adicional a este trabalho pode-se obter através das simulações numéricas de alta resolução no modelo de mesoescala BRAMS (onde fazem um tratamento mais detalhado e adequado das trocas de energia na atmosfera). Nos resultados há um ganho de informação que este modelo possui, quando se opta por configurações de resolução mais adequadas para o estudo do caso aqui em questão (Menezes e Silva Dias, 2004).

Então, pela simulação do campo de pressão ao nível médio do mar nota-se a formação de uma baixa sobre o estado do Rio de Janeiro um dia antes do evento, com seu núcleo variando e entre 1007 e 1008 hPa.

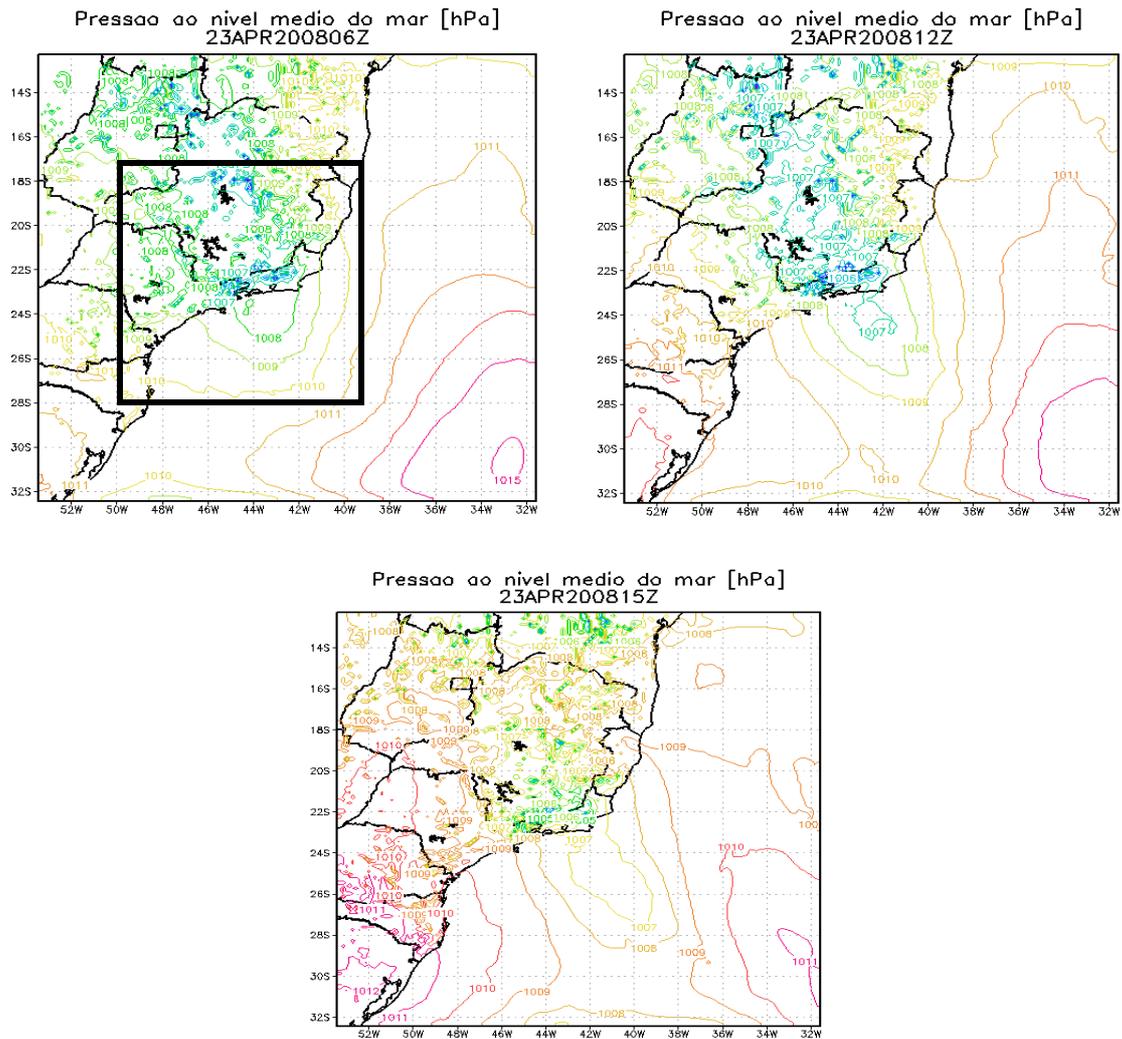


Figura 5.3-Campo de PNMM para o dia 23/04/2008 nos horários de 06Z, 12Z e 15Z, respectivamente.

No campo de vento a 10m, para os dias 23 e 24(dia da ressaca), é verificado ventos de quadrante sudoeste próximo à costa do Rio de Janeiro.

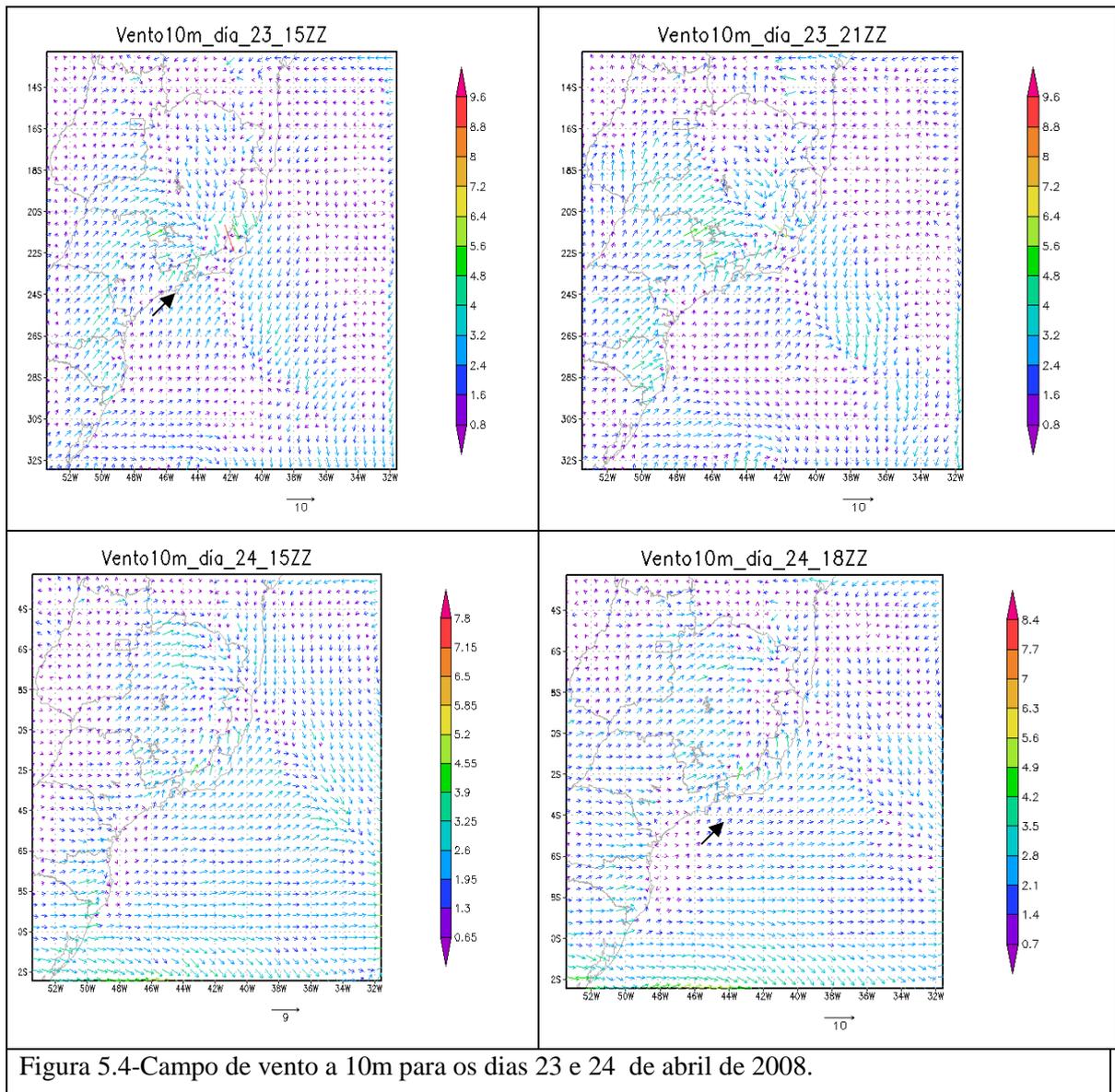


Figura 5.4-Campo de vento a 10m para os dias 23 e 24 de abril de 2008.

Para melhor entendimento do porquê de refinar a resolução da grade do modelo, notou-se pelas cartas sinóticas da Marinha (Figura 4.21), apresentadas no capítulo anterior, que para os dias anteriores ao evento da ressaca (dia 24/04/2008), identificaram um centro de baixa no sudeste do Brasil.

Verificou-se também, pelos campos de estimativas de vento do satélite Quikscat (Figura 4.22), a baixa próxima do litoral do RJ.

Percebe-se que na reanálise não foi possível identificar a baixa sobre o Rio de Janeiro (realçada no quadrado em vermelho), somente identificando a baixa afastada no oceano (quadrado em azul).

Dando fim à discussão, segundo CANDELLA 1997, as ondas geradas pelas frentes frias têm direção que varia entre SW e SE, atingindo toda a costa sul do país, até Arraial do Cabo, RJ. Embora as tempestades mais intensas estejam geralmente relacionadas com ondas das direções SSW e S, algumas delas, vindas de SE, chegam à costa, com periodicidade aproximada de 10 anos. Em tais circunstâncias, as ondas penetram na Baía de Guanabara, RJ, e acabam atingindo pontos pouco comuns, causando grandes prejuízos. Eventos marcantes desse tipo, sendo amplamente noticiados pelos jornais.

Logo, para o primeiro caso pode-se observar ventos de direção SE (sudeste) persistentes vindos do ciclone, e mais próximo a costa do Rio de Janeiro ventos de SW (sudoeste). Já no segundo caso com a resolução de grade mais refinada notou-se ventos de direção SW (sudoeste) sobre o Rio de Janeiro e uma pista de sudeste SE(sudeste) oriunda do ciclone mais ao sul. Pode-se tirar da citação de CANDELLA 1997a confirmação de que as ondas vindas de SE, chegam à costa e acabam penetrando a Baía de Guanabara.

Comparando os dois casos, verifica-se semelhanças e diferenças entre eles:

A semelhança foi a permanência dos ciclones por vários dias na mesma região e a pista de sudeste persistente na ordem de dias antes da ocorrência da ressaca. Para ambos os casos observou-se a ocorrência de uma baixa pressão muito próxima da região sudeste do Brasil, que teve menos influência sobre o campo de ondas no caso II.

Já a diferença é que no caso I, a baixa próxima a costa do Rio de Janeiro obteve impacto fazendo com que as ondas penetrassem a Baía. Entretanto, para o caso II, foi observada uma baixa sobre o estado que pode ter contribuído para mal tempo que teve pouca influência em termo de transferência de energia para as ondas.

6. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Foi avaliado neste estudo, o ambiente atmosférico em escala sinótica e em mesoescala de dois eventos de ressaca dos dias 08 e 09 de abril de 2010 e 24 de abril de 2008. Em ambos os casos as ondas conseguiram penetrar na Baía de Guanabara, estes eventos tiveram um caráter peculiar, pois tal fato não é comum de ocorrer nas tranqüilas águas da baía.

Utilizando várias ferramentas para analisar as características ambientais de tais eventos, uma das conclusões obtidas foi que com as previsões de ondas de S/SE observadas nas cartas da Marinha, no modelo WWATCH, nas reanálises do NCEP/NCAR e segundo algumas literaturas, os ventos e ondas que causam ressaca na Baía de Guanabara realmente são de direção Sul/Sudeste.

Analisando sinoticamente o primeiro caso, aparentemente este foi gerado por uma pista de direção sudeste, associada à passagem de um ciclone presente no oceano. Os Avisos de Mau Tempo da Marinha informaram ondas de 2.5 a 4.0 m, ambos os avisos com direção de onda de Sul/Sudeste para área que abrange a Baía de Guanabara e a previsão do modelo WWATCH do INPE/CPTEC com ondas de 3 a 5 metros de altura, também revelaram a direção da onda de Sul/Sudeste.

Verificando os campos de pressão ao nível médio do mar, notou-se a presença de um sistema de baixa pressão em formação próximo a costa do Rio de Janeiro entre 25°S e 35°W e pela carta sinótica da marinha também foi possível notar o ciclone localizado em 25° S, quase estacionário por vários dias antes de o evento acontecer, provocando (ou gerando) assim, uma pista de vento.

Já no campo de pressão ao nível médio do mar e vento a 10 metros, a pista de direção sudeste no dia 07 as 06Z, persistiu até o dia 08 as 00Z, com intensidade de 22,8 m/s. Para os dias seguintes a pista continuou intensa, porém com quadrante sul. É importante ressaltar que o ciclone atingiu sua máxima intensificação no dia 08 as 18Z.

Na análise em altitude verificou-se que a baroclinia do sistema foi mantida por vários dias, causando assim a intensificação do ciclone. E também verificou-se a maior intensificação do sistema do dia 07 para o dia 08, lembrando que a ressaca ocorreu nos dias 08 e 09 de abril de 2010. Concluiu-se então, que essa intensificação do sistema de baixa pressão favoreceu a manutenção da pista de componente sul.

Em termos de estrutura termodinâmica, percebeu-se que o ciclone estava posicionado em uma região de ar mais frio, principalmente em níveis médios o que teve uma relação direta com seu caráter profundo e para sua evolução. Já em termos de umidade, observou-se que o ar úmido transportado a norte do sistema, o deixou com uma oferta de umidade, que favoreceu o seu desenvolvimento por liberação de calor latente.

Além disso, o ciclone se desenvolveu em uma região termodinamicamente favorável, com seu índice lapse rate chegando a 7 (favorável a convecção) e foi constatado condições intensas e favoráveis a convecção profunda, principalmente no dia 08, fato que comprova a intensidade do ciclone. Nos campos dos índices de instabilidade, foi visto também, valores favoráveis para os índices CK, CITT, porém dando destaque a análise em conjunto dos índices K e TT, pois quando K esta baixo e TT mais alto, estes provocam ventanias em superfície, contribuindo para a intensificação da pista de vento e por conseguinte a ressaca nas calmas águas da Baía de Guanabara.

No segundo caso, do dia 24 de abril de 2008, a análise foi mais complexa, pois o ciclone que inicialmente foi observado estava mais afastado da costa do RJ, onde ocorreu ainda mais prejuízos no litoral fluminense, quando um catamarã de transportes quase virou , deixando pessoas feridas. Aparentemente esta ressaca do segundo caso, causou impactos semelhantes ao do evento dos dias 08 e 09 de abril de 2010.

Os Avisos de Mau Tempo da Marinha previam ondas de 2.5 a 3.0 m com direção Sudeste para área que abrange a Baía de Guanabara.. A previsão do modelo WWATCH do INPE/CPTEC indicou ondas de 2 a 2,5 metros de altura com direção Sudeste também.

Na imagem de satélite quase não pode ser observado a posição do ciclone, devido ao seu afastamento do litoral do Rio de Janeiro. Porém, nas cartas sinótica da marinha observou-se um ciclone localizado em 30°S. Este também foi comprovado pelo campo de estimativas de vento do satélite Quikscat, onde não foi detectado na reanálise, nem na imagem de satélite, nem no modelo BRAMS com resolução de 40 km.

Nos campos de pressão ao nível médio do mar, o ciclone extratropical afastado e localizado em 45°S e 20°W possuía núcleo de 985hPa. Nas linhas de corrente, observou-se sua intensidade devido a ele estar fechado e bem organizado ainda em níveis médios e altos.

Em termos de temperatura e geopotencial, o ciclone possuía estrutura profunda de baixa fria ao longo dos níveis baixos e médios, e com um núcleo quente em altos níveis, em uma região de pouca disponibilidade de umidade. Logo, pode-se constatar esse fato através dos campos de índices de instabilidade, como o índice K que mostrou valores baixos, enquanto o TT valores altos, onde estes resultados dos índices comprovaram que o ciclone teve características termodinâmicas associadas à convecção severa.

Visando uma verificação em mesoescala foi realizada uma rodada teste, em alta resolução, com o Modelo BRAMS. Notou-se nesta rodada do BRAMS, a presença de um centro de baixa pressão próxima ao litoral do Rio de Janeiro. Este ciclone, que só foi percebido devido a alta resolução do modelo BRAMS, obteve núcleo de 1007 hPa , localizando-se em 23°S. No campo de vento a 10m simulado, assim como no primeiro caso, foi verificado presença de ventos fracos próximo a costa de quadrante sudoeste.

Todos os resultados apontaram para a presença de uma pista de Sudeste geradora de ondas, assim como a atuação de um ciclone próximo à costa do Rio de Janeiro, estiveram associados às ressacas, de caráter raro (com penetração na Baía de Guanabara), aqui estudadas. Seria de grande valor a continuidade deste tipo de estudo, de modo a se determinar, de forma mais precisa, as configurações atmosféricas e de superfície do oceano que podem provocar fenômenos de ressaca deste tipo. A modelagem atmosférica de alta resolução, com modelos de mesoescala, pode contribuir para enriquecer este tipo de estudo, acrescentando informação em escala menor que podem ser “perdidos” pelos dados de baixa resolução de grande escala.

Os resultados apresentados neste estudo podem ter uma investigação mais aprofundada, pois esta foi apenas uma avaliação preliminar dos processos físicos, em escala sinótica, envolvidos na formação e desenvolvimento do sistema em questão. A modelagem numérica, tanto na área da meteorologia quanto na oceanografia, ainda pode contribuir bastante para o melhor entendimento deste tipo de evento. Este e outros casos, merecem ser analisados de maneira mais cuidadosa, para que ocorram melhorias nas previsões meteorológicas com o intuito de prevenir a população quanto à iminência deste tipo de fenômeno (Lima,2007).

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHRENS, C.D., 2000. *Meteorology Today*.

BENETI, C. A. e M. A. F. SILVA DIAS, 1986: “Análise da performance de índices de instabilidade como previsores de tempestades na região de São Paulo”. In: Anais do IV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, DF, Sociedade Brasileira de Meteorologia, v.2, pp. 65-70.

BITTENCOURT, D. P. ; QUADRO, M. F. L. ; CALBETE, N. O.: “Análise de dois casos de ressaca no litoral da Região Sul no verão de 2002”. In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2002, Foz do Iguaçu. XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2002. p. 3910-3917.

BJERKNES, J., 1919. “On the structure of moving cyclones”. *Geofys. Publ.*, 1, 1–8.

BLENDER, R., FRAEDRICH, AND F. LUNKEIT, 1997: “Identification of cyclone track regimes in North Atlantic”. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123, 727-741.

BLUESTEIN, H. B., 1992: “Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes”, vol. 1 – Principles of Kinematics and Dynamics. Oxford University Press, New York.

BUZZI, A., S. TIBALDI AND E. TOSI, 1987: “A unified theory of orographic influences upon cyclogenesis”. *Meteor. Atmos. Phys.*, 36, 91-107.

CANDELA, R. N., 1997: “Estudo de Casos de Ondas no Atlântico Sul Através de Modelagem Numérica”. Tese de Mestrado. UFRJ, COPPE. Rio de Janeiro, Brasil.

CARLSON, T. N., 1991: “Mid-latitude Weather Systems”. Harper Collins Academic. New York, 507 pp.

CARNEIRO, C. P. AND J. SARAIVA, 1998: “Comparação entre dois casos de ciclones no litoral sul do Rio Grande do Sul (RS) e sua relação com o aumento do nível do mar na área de estudo”. *X Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, DF*.

CARTER, R.W.G. 1988: “Coastal environment: introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines”. Academic Press, London, 617 pp.

CATALDI, M. A.E.S. CUNHA & D.P.SILVA,1997: “Ressacas no Rio de Janeiro”. In: Livro de Resumos da XIX Jornada de Iniciação Científica de IX Jornada de Iniciação Artística e Cultural, Rio de Janeiro-Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).

COSTA, R. S., 2006: “Avaliação do desempenho do modelo de mesoescala MM5 na simulação de eventos de precipitação extrema no estado de Alagoas [Rio de Janeiro] 2006”. Tese de Mestrado, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. 184 p.

DA SILVA, R., R., SILVA DIAS, P., L., GANDU, A. e MOREIRA, D.,S., 2004: “Impactos da Temperatura da Superfície do Mar no Ciclone Catarina”. *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 2004.v.1.

DE LIMA, D. R. O. & A.E.S. CUNHA, 1999: “Análise de Parâmetros Meteorológicos Associados à Ressaca de Abril de 1999”. In: Livro de Resumos da XXI Jornada de Iniciação Científica de XI Jornada de Iniciação Artística e Cultural, Rio de Janeiro-Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).

DOSWELL, C. A., “Severe Convective Storms” – An Overview, 2001. In *Severe Convective Storms* (C.A. Doswell, ed), p. 1-26, Vol. 28, n.50. Amer. Meteor. Soc. Boston, 2001.

FEDOROVA, N., 2001. *Meteorologia Sinotica II*. UFPel.

GAN, M. A., AND RAO, V. B., 1991: “Surface Cyclogenesis over South America”,

AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, p.1293-1302.

GAN, M. A., 1992: “Ciclogênese e Ciclones Sobre a América do Sul”. Tese de Doutorado. INPE, São José dos Campos, SP, Brasil.

GONÇALVES, P. M., 2006: “Estudo de Caso de Ciclogênese Atípica no Atlântico Sul: Análise das Condições Sinóticas Atuantes e Dificuldades de Classificação do Sistema”. Rio de Janeiro, IGEO/UFRJ. 53p. (monografia)

HANE, C. E., 1986 : “Extratropical Squall Lines and Rainbands”. In: Ray, P. S., ed. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Boston, American Meteorological Society. 359-389.

HOLTON, J. R., 2004: “An Introduction to Dynamic Meteorology”. International Geophysics Series, 4a Edição.

INNOCENTINI, V. & E. S. CAETANO NETO, 1996: “A Case Study of the 9 August 1988 South Atlantic Storm: Numerical Simulation of the Wave Activity”. *Weather and Forecasting*, v.11, p.78-88.

INNOCENTINI, V., OLIVEIRA, F. A. e PRADO, S. C.2001: “Modelo de ondas aplicado ao caso 5-8 de maio de 2001”. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos.

KARAM, H., A., 2006. Curso de Meteorologia Sinótica I. Departamento de Meteorologia (IGEO/CCMN/UFRJ).

LIMA, D. R. O. E W. F. MENEZES, 2004, “Queda de estruturas de linhas de transmissão de energia elétrica em Cachoeira Paulista (SP) e a ocorrência de tempestades severas – um estudo de caso”, In: *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Fortaleza, CE, agosto.

LIMA, D. R. O., 2005: “Diagnóstico de Chuvas e Previsão Meteorológica para a Bacia Hidrográfica do Rio Manso”. Rio de Janeiro – Brasil. Tese de Mestrado em Ciências em Engenharia – COPPE – Universidade Federal do Rio de Janeiro. 155pp.

LIMA, GILMARA. D., 2007: “Ressaca No Rio De Janeiro Provocada Por Um Ciclone Intenso: Um Estudo De Caso”. Rio de Janeiro, IGEO/UFRJ

MADEIRA, A., R., ALCÂNTARA, F., 1988. “Ressaca no Litoral das Regiões Sul e Sudeste”.

MATHIAS, RODRIGO. S. B.,2009: “Ciclones Extratropicais, Tropicais E Híbridos Estudo Da Transicao De Fase De Um Ciclone No Atlantico Sul”. Rio de Janeiro, IGEO/UFRJ.

MENDES, D., 2006: “Regimes de Circulação no Atlântico Sul e sua relação com a localização e intensidade de sistemas activos e com o balanço de vapor na região”. Universidade de Lisboa. Tese de Doutorado.

MENEZES, W., F., SILVA DIAS, P., L., 2004. Um Estudo do Impacto das Opções Físicas do Modelo RAMS na Simulação Numérica do Ciclone Catarina. *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 2004. v. 1.

MILLER, R. C. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Report 200, Air Weather Service, United States Air Force, 190 pp., 1972.

MONTEIRO, M., A., MORAES, M., R., CALEARO, D., S., 2004: “Ocorrência de um caso de nuvem tipo vírgula invertida no dia 11 de janeiro de 2004 no litoral do Rio Grande do Sul e Santa Catarina”. *Anais do Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais*, 1., p 602-613.

NASCIMENTO, E. L. e L. CALVETI, 2004: “Identificação de condições precursoras de tempestades severas no Sul do Brasil utilizando-se radiossondagens e parâmetros convectivos”, In: *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Fortaleza, CE, Agosto

NASCIMENTO, E. L., 2005: “Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil?”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. 20 (1), p. 121-140.

PALMEIRA, R.. J.,2003: “Climatologia De Ciclones Extratropicais Na Região Da América Do Sul”.Rio de Janeiro, IGEO/UFRJ.

PALMÉN, E., NEWTON, C.W., 1969: “Atmospheric Circulation Systems”. Chapters 14 and 15. *Academic Press*, New York.

PETTERSEN, S., e SMEBYE, S., 1971: “On the development of extratropical cyclones”. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 97, 457-482.

POND, S. E PICKARD, G.L., 1986: “Introductory Dynamical Oceanography”. New York, Pergamom Press.

REBOITA, M. S., 2008: “Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade”. Tese de D.Sc., IAG-USP, São Paulo, SP, Brasil.

REED, R., J., 1979: “Cyclogenesis in polar air streams”. *Mon. Wea. Rev.*107,38-107.

- SATYAMURTY, P., FERREIRA, C., C., GAN, M., A., 1990: “Cyclonic Vortices over South America”. *Tellus*, 42A, 194-201.
- SELLERS, A., H., ZHANG, H., BERZ, G., GRAY, W., LANDSEA, C., et.al., 1998: “Bulletin of the American Meteorological Society (AMS)”, Vol.79, No.1.
- SILVA DIAS, M.A.F., 1987: “Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo a curto Prazo”. *Rev. Bras. Meteorologia*, v.2, p. 133-150.
- SILVA DIAS, M.A.F., 1989: “Mesoscale weather systems – South American phenomena”. *Meso. Forec. and its Appl.*, WMO, vol. 712, 21-48.
- SILVA DIAS, M. A. F., 2000: “Índices de instabilidade para a previsão de chuva e tempestade severas”. Universidade de São Paulo, SP.
- SILVA DIAS, P. L. S., Dias, M. A. F. da Silva ; Seluchi, M., 2004: “O Cilclone Catarina: Análise Preliminar da Estrutura, Dinâmica e Previsibilidade”. Fortaleza. *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 2004. v. 1.
- SILVA, H.S.S., SARAIVA, J.M.B., 2000: “Terminologia de Previsão: Composição e Interpretação de Previsões de Tempo para o Público”.
- SINCLAIR, M.R., 1995: “A Climatology of Cyclogenesis for the Southern Hemisphere”. *Mon. Wea. Rev.*, v. 123,1995.
- TALJAARD, J.J., 1972: “Synoptic meteorology of the Southern Hemisphere”. In: NEWTON, C.W.(Ed.). *Meteorology of the Southern Hemisphere*. Boston: American Meteorological Society.
- TOLMAN, H. L., 1989: “The numerical model WAVEWATCH: a third generation model for the hindcasting of wind waves on tides in shelf seas”. *Communications on Hydraulic and geotechnical Engineering*, Delft Univ. of Techn., ISSN 0169-6548, Rep. no.89-2, 72 pp.
- TOLMAN, H. L., 1992: “Effects of numerics on the physics in a third-generation wind-wave model”. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 1095-1111.
- TOLMAN, H. L., 1997: “User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.15”. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 151, 97 pp.

TOLMAN, H. L., 1999: "User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.18". NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 166, 110 pp.

TROUP, A. J., STRETEN, N. A., 1971: "Satellite observed cloud vortices over southern hemisphere". Bull. Amer. Meteor. Soc., v. 52 n. 7, pp. 642-647.

VAREJÃO-SILVA, M., A., 2000: "Meteorologia e Climatologia". Brasília/INMET: Gráfica e Editora Stilo, 417-432.

VIEIRA, RAPHAEL. M. G., 2010: "Ressaca Em Nitérói Provocada Por Um Ciclone Extratropical: Um Estudo De Caso". Rio de Janeiro, IGEO/UFRJ.

WEISMAN, M., L., AND J.B. KLEMP, 1986: "Characteristics of isolated convective storms".

RAY, P., S., "Mesoscale Meteorology and Forecasting. Boston", American Meteorology Society, 1986. p. 331-358.

INTERNET:

Site do Jornal "Do Brasil"- HTTP:// www.jb.com.br

Site do Jornal "O Globo"- HTTP:// www.oglobo.com.br

Site do laboratório MASTER/USP na internet: HTTP:// www.master.iag.usp.br/

Site "METSUL"- HTTP:// www.metsul.com/blog/