



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

**RESSACA EM NITERÓI PROVOCADA POR UM CICLONE
EXTRATROPICAL: UM ESTUDO DE CASO**

RAPHAEL MOREIRA GOMES VIEIRA

Orientador: D.Sc. Wallace Figueiredo Menezes

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

Rio de Janeiro, RJ

Agosto, 2010

**RESSACA EM NITERÓI PROVOCADA POR UM CICLONE
EXTRATROPICAL: UM ESTUDO DE CASO**

RAPHAEL MOREIRA GOMES VIEIRA

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

Aprovada por:

D.Sc. Wallace Figueiredo Menezes

Departamento de Meteorologia – IGEO – UFRJ

D.Sc. Edílson Marton

Departamento de Meteorologia – IGEO – UFRJ

D.Sc. Luiz Cláudio Gomes Pimentel

Departamento de Meteorologia – IGEO – UFRJ

Rio de Janeiro, RJ

Agosto, 2010

VIEIRA, RAPHAEL M. G.

**RESSACA EM NITÉROI PROVOCADA POR
UM CICLONE EXTRATROPICAL: UM
ESTUDO DE CASO**

UFRJ/Departamento de Meteorologia, 2010, 85p.

Dissertação de Monografia - Universidade
Federal do Rio de Janeiro, Departamento de
Meteorologia, 2010.

1. Ciclones
2. Ventos Fortes
3. Análise Sinótica

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus; Ser a quem humildemente solicito todos os dias a sua proteção e força para seguir em frente; agindo com a razão.

Aos meus pais pelos conselhos de vida, educação passada e dedicação, cujos ensinamentos auxiliaram-me a possuir a atual índole.

Ao professor Wallace, pelo auxílio e conhecimentos passados durante o desenvolvimento desta Monografia.

A todos os outros professores do Departamento que contribuíram para a minha formação.

Aos colegas de faculdade que compartilharam as dificuldades e conquistas durante a graduação.

Ao pessoal da Marinha cuja convivência durante os seis meses de meu estágio puderam-me transmitir conhecimento, ajudando no processo de formação profissional.

ÍNDICE

Resumo.....	vii
Abstract.....	viii
Lista de Figuras.....	ix
Lista de Tabelas.....	xiii
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	6
2.1 – Ventos Intensos - Revisão.....	7
2.1.1 – Aspectos Termodinâmicos.....	8
2.1.2 – Aspectos Dinâmicos.....	9
2.2 – Massas de Ar e Frentes.....	11
2.2.1 – Frentes Frias.....	12
2.2.2 – Frentes Quentes.....	13
2.2.3 – Frentes Estacionárias.....	14
2.2.4 – Frentes Oclusas.....	14
2.3 – Ciclones.....	15
2.3.1 – Ciclones Extratropicais.....	17
2.3.2 – Ciclones Tropicais.....	22
3. DADOS E METODOLOGIA UTILIZADOS	25
3.1 - Dados de Reanálises do NCEP.....	25
3.2 - Imagens de Satélite e Outros Produtos.....	26
3.3 – Modelo WAM.....	28

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	29
4.1 – Descrição Geral do Caso.....	29
4.2 – Análise Sinótica Associada ao Evento.....	30
4.3 – Comportamento Físico – O Balanço Geostrófico.....	60
5. CONCLUSÕES.....	64
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	67

RESUMO

Este trabalho consiste em avaliar as condições meteorológicas causadoras de uma ressaca na cidade de Niterói no dia 01 de outubro de 2009. Para analisar o estudo de caso em questão, verificaram-se os principais aspectos sinóticos associados com o evento abordado. Imagens de satélite, cartas sinóticas e estimativas de ventos a 10m em superfícies oceânicas foram usadas com o objetivo de identificar um comportamento físico do sistema, durante o período de 48 horas antes da ocorrência do caso. Os resultados mostraram a presença de um ciclone extratropical, definido como um sistema de baixa pressão atmosférica de escala sinótica que ocorre na região de latitudes médias, caracterizado por fortes ventos. Isto gerou uma pista, sendo capaz de formar ondas em direção ao litoral da região sudeste do Brasil e instabilidade na atmosfera.

ABSTRACT

This work is to evaluate weather conditions that cause a hangover in the city of Niteroi on October 1, 2009. To analyze the case study in question, there were the main synoptic features associated with the event approached. Satellite images, synoptic maps and estimates of winds at 10m on ocean surfaces were used in order to identify a physical behavior of the system, during the 48 hours before the occurrence of the event. The results showed the presence of an extratropical cyclone, defined as a low pressure system of synoptic scale atmospheric occurring in the region of middle latitudes, characterized by strong winds. This generated a fetch, being able to buckle toward the coast of southeastern Brazil and instability in the atmosphere.

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

- Figura 1.1 – Frequência das ressacas entre os anos de 1892 e 1999. 2
Fonte: Santos et. al. 2004
- Figura 1.2 – Número de ressacas registradas entre 1991 e 2006 na cidade do Rio de Janeiro. 4
Fonte: Zee (2008)
- Figura 1.3– (a) Praia de Itapuca, (b) Orla de Icarai em 01/10/2009. Fonte: Oglobo.com e Globo.com 5

CAPÍTULO 2

- Figura 2.1 – Carta de Pressão ao Nível do Mar em 30/09/2009 às 00Z. 7
Fonte: Centro de Hidrografia da Marinha.
- Figura 2.2 – (a) Estágio cúmulos, (b) estágio maduro e (c) estágio dissipativo de uma célula convectiva. 10
Fonte: Weisman e Klemp, 1986
- Figura 2.3 – Equação da Tendência do Geopotencial 10
Fonte: MASTER/IAG – USP
- Figura 2.4 – Representação de uma frente fria. Fonte: Digiacomo, 1986. 13
- Figura 2.5 – Representação de uma frente quente. Fonte: Digiacomo, 1986. 13
- Figura 2.6 – Oclusão tipo fria. Fonte: Digiacomo, 1986. 14

Figura 2.7 – Oclusão tipo quente. Fonte: Digiacomio, 1986. 15

Figura 2.8- Esquema do ciclo de vida de um ciclone extratropical no HN 22
(Bjerknes e Solberg, 1922).

CAPÍTULO 4

Figura 4.1 – (a) Imagem do satélite GOES-10, canal infravermelho, do dia 31
29/09/2009 às 00Z; (b) 29/09/2009 às 12Z; (c) 30/09/2009 às 00Z; (d)
01/10/2009 às 00Z – Fonte: CPTEC/INPE.

Figura 4.2 – Cartas Sinóticas geradas dia e horários respectivos: 33
(a) 29/09/2009 – 00Z; (b) 29/09/2009 – 12Z; (c) 30/09/2009 – 00Z;
(d) 01/10/2009 – 00Z; (e) 01/10/2009 – 12Z; (f) 01/10/2009 – 18Z.

Figura 4.3 – Medidas estimadas de vento a 10m realizadas pelo satélite 35
QuikSCAT nos dias e horários respectivos: (a) 29/09 – 09Z (ascendente),
(b) 29/09 – 20Z (descendente), (c) 30/09 – 09Z (ascendente), (d) 30/09
– 20Z (descendente), (e) 01/10 – 09Z (ascendente) e (f) 01/10 – 20Z
(descendente). Fonte: NOAA/NESDIS.

Figura 4.4 – (a) Campos de pressão ao nível do mar (hPa) para os dias 41
29/09/2009 às 00Z; (b) 29/09/2009 às 18Z; (c) 30/09/2009 às 06Z;
(d) 30/09/2009 às 18Z; (e) 01/10/2009 às 12Z. Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.

Figura 4.5 – Campo de pressão ao nível do mar no respectivo dia 43
e horário: (a) 29/09/2009 – 12Z. Campos de altura geopotencial
no dia 29/09/2009 – 12Z – isolinhas (m) e temperatura do ar –
coloridos (°C) para (b) 850hPa; (c) 600hPa; (d) 400hPa;
(e) 200hPa. Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.

- Figura 4.6 – Campo de pressão ao nível do mar no respectivo dia 45
e horário: (a) 30/09/2009 – 12Z. Campos de altura geopotencial no dia
30/09/2009 – 12Z – isolinhas (m) e temperatura do ar – coloridos (°C)
para (b) 850hPa; (c) 600hPa; (d) 400hPa; (e) 200hPa. Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.
- Figura 4.7 – Campo de pressão ao nível do mar no respectivo dia 47
e horário: (a) 01/10/2009 – 12Z. Campos de altura geopotencial no dia
01/10/2009 – 12Z – isolinhas (m) e temperatura do ar – coloridos (°C)
para (b) 850hPa; (c) 600hPa; (d) 400hPa; (e) 200hPa. Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.
- Figura 4.8 – Campos analisados para o dia 29/09/2009 às 12Z 49
– (a) Umidade Específica em 925hPa; (b) Divergência de umidade
no nível de 1000hPa no período; Linhas de Corrente em (c) 850hPa;
(d) 500hPa; (e) 200hPa. Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.
- Figura 4.9 – Campos analisados para o dia 30/09/2009 às 12Z 51
– (a) Umidade Específica em 925hPa; (b) Divergência de umidade
no nível de 1000hPa no período; Linhas de Corrente em (c) 850hPa;
(d) 500hPa; (e) 200hPa. Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.
- Figura 4.10 – Campos analisados para o dia 01/10/2009 às 12Z 53
– (a) Umidade Específica em 925hPa; (b) Divergência de umidade
no nível de 1000hPa no período; Linhas de Corrente em (c) 850hPa;
(d) 500hPa; (e) 200hPa. Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.
- Figura 4.11 – (1) Corte zonal feito em 23°S. (2) Corte meridional 56
feito em 43°W. (3) Perfil vertical do vento zonal desde 1000 até 100 hPa
nos respectivos dias e horários: (3a) 29/09/2009 – 00Z ; (3b) 30/09/2009 – 00Z;
(3c) 01/10/2009 – 12Z. (4) Perfil vertical do vento meridional desde 1000 até
100 hPa nos respectivos dias horários : (4a) 29/09/2009 – 00Z ; (4b) 30/09/2009
– 00Z ; (4c) 01/10/2009 – 12Z. Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.

- Figura 4.12 – Altura e direção das ondas geradas pelo modelo de previsão de ondas WAM, rodado e previsto nos dias e horários: 58
- (a) 29/09/2009 00Z – Prognóstico para 60 horas: 01/10/2009 12Z;
 - (b) 30/09/2009 00Z – Prognóstico para 36 horas: 01/10/2009 12Z;
 - (c) 01/10/2009 00Z – Prognóstico para 12 horas: 01/10/2009 12Z.
- Fonte: Centro de Hidrografia da Marinha.
-
- Figura 4.13 – Diagrama mostrando o vento geostrófico. 62
- Fonte: Grimm, 1999.
-
- Figura 4.14 – Campo de pressão ao nível do mar (hPa) para o dia 30/09 às 00Z. A seta indica aproximadamente onde o V_g foi calculado 62
- Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 – Histórico das ressacas registradas no litoral fluminense. Fonte: Santos et al 2004	3
Tabela 2.1 – Frequência de ciclogêneses para as quatro estações. Fonte: Gan e Rao (1990) Observação (*): Apenas ciclogêneses de janeiro e fevereiro de 1979 são incluídas.	16
Tabela 2.2 – Número de ciclogêneses na região 90° a 30° W – 15° a 50° S. Fonte: Gan e Rao (1990)	17
Tabela 3.1 - Campos analisados no estudo de caso do ciclone extratropical e os respectivos níveis em que foram mostrados.	26
Tabela 4.1 – Aviso de tempo adverso emitido pelo Serviço Meteorológico Marinho. Fonte: Centro de Hidrografia da Marinha.	30

1. INTRODUÇÃO

A modificação do estado atmosférico no litoral da região sudeste do Brasil deve-se, muitas vezes, a perturbações originadas direta ou indiretamente por ciclones extratropicais oriundos do extremo sul do continente (Gonçalves, 2006 apud Girardi, 1975). Para fazer o melhor acompanhamento desses sistemas; previsões numéricas contendo vários segmentos, cada um dos quais relacionados com uma variável meteorológica específica e desta forma, assume-se um papel importante na comunicação da informação do tempo para o público em geral (Silva e Saraiva, 2000).

Sistemas Meteorológicos de diferentes escalas espaciais e temporais afetam a região sudeste do Brasil (Silva Dias, 1987,1989). A ocorrência de ventos intensos associados a fenômenos meteorológicos de escala sinótica e de mesoescala, pode trazer diversas conseqüências prejudiciais a uma série de atividades humanas e provocar danos irreparáveis a determinadas empresas.

Para dar suporte físico a compreensão de fenômenos que produzem condições meteorológicas e suporte técnico aos órgãos e empresas que dependem deste tipo de conhecimento, é de suma importância o estudo de casos acontecidos anteriormente. Principalmente aqueles que tenham causado algum tipo de conseqüência nas atividades humanas e tenham sido observados ventos de caráter intenso. Diante disto, justifica-se assim o desenvolvimento do presente trabalho, assim como outros passados (Silva et al 1999), o qual visa alguma contribuição a respeito de estudos sobre interação oceano-atmosfera.

As ondas de ressaca, evento cuja duração pode ser de aproximadamente 5 dias (Carter,1988), destroem bens públicos e privados em todos os lugares do mundo. Um exemplo disto aconteceu em abril de 2008 quando ondas oceânicas, geradas por um ciclone extratropical, e tendo sido registradas com altura de até 3 metros, invadiram a Baía de Guanabara e causaram um acidente, pois as mesmas atingiram uma das barcas que fazia o trajeto Rio-Niterói, deixando 20 feridos no total (Do Nascimento, 2009).

Santos et. al (2004) realizaram um trabalho de pesquisa sobre a frequência e os principais problemas provocadas pelas ressacas no litoral fluminense registrado ao

longo de 107 anos nos arquivos do Jornal do Brasil, O Fluminense, O Globo e na Fundação da Biblioteca Nacional. A partir dos registros destas ocorrências das ressacas mais importantes, confeccionou-se um gráfico que indicou a maior frequência das ondas de ressaca ocorrendo nos meses de Março e Agosto (Figura 1.1). O percentual apresentado nestes dois meses provavelmente relaciona-se com a melhor caracterização dos períodos sazonais correspondentes (Março – Outono e Agosto – Inverno).

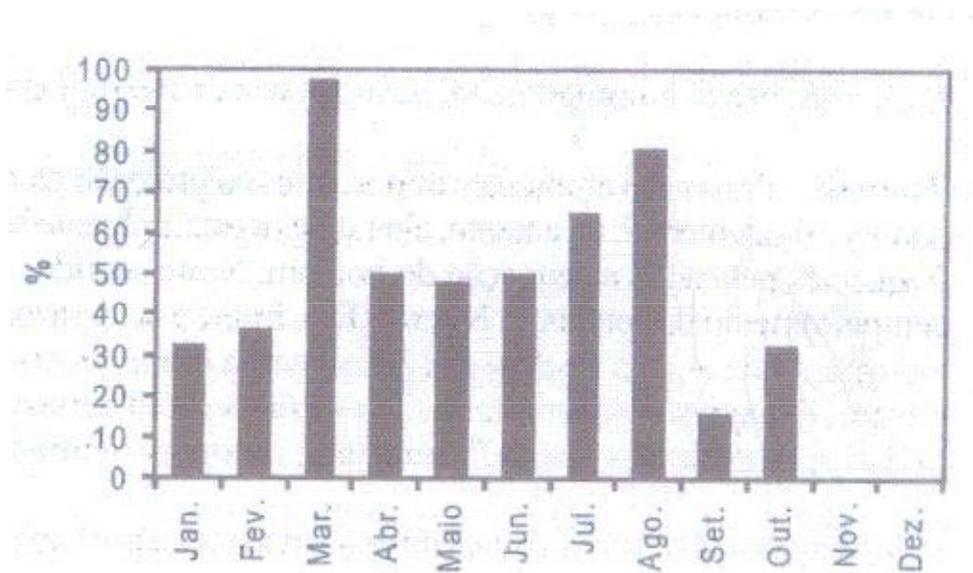


Figura 1.1 – Frequência das ressacas entre os anos de 1892 e 1999.

Fonte: Santos et. al. 2004

É importante ressaltar que os dados obtidos são relativos às ressacas mais importantes, o que não impede de terem ocorrido ressacas de menor intensidade ao longo do período observado, porém não registradas. A tabela 1.1 mostra os eventos mais catastróficos.

Dia / Mês / Ano	Descrição
14/07/1892	Cais das barcas do município de Niterói
09/03/1913	Destruição da avenida beira-mar no Rio de Janeiro
14/07/1921	Destruição do calçadão da avenida Atlântica
27/10/1927	Cais das barcas no Rio e em Niterói
11/03/1958	Areias e lixo no calçadão das praias das Flexas e Icarai
19/04/1963	Cais das barcas do Rio, Niterói e Paqueta e calçadão de Icarai
07/04/1966	Lixo e areia na orla de Niterói
21/05/1975	Destruição do Postinho da praia da Barra da Tijuca
29/07/1975	Ondas de 2 m de altura em toda a orla de Niterói
18/05/1977	Destruição de pavimentação Av. Alourenço Tamandará na praia de Piratininga
07/07/1977	Isolamento de pescadores nas ilhas da Cotunduba, Cagaras e Tijuca
21/02/1978	Ondas de 15 m de altura em toda orla fluminense
28/03/1974	Areias e lixo no calçadão e nas pistas das avenidas litorâneas do Rio de Janeiro
03/01/1980	
25/08/1982	
20/10/1982	Ondas de 5,0 metros destruíram casas na praia Itaipu
04/08/1983	Ondas de 3 m de altura destruíram o calçadão da praia de Boa Viagem, na praia das Flexas as ondas chegaram a 10 m de altura e destruição do calçadão da praia de São Francisco.
08/03/1988	Destruição de barcos na Marina da Glória e do Iate Clube do Rio
13/08/1988	Ondas de 4 m de altura na orla do Rio; destruição da Marina da Glória; na praia das Flexas areia, pedras e lixo foram depositados no calçadão; na praia de Icarai a tubulação de esgoto em frente rua Miguel de Frias foi destruída; 300 m da porção oeste do calçadão de Piratininga foi destruída.
08/03/1989	Destruição de casas na baía de Sepetiba
26/08/1992	Ondas mataram um pescador no Caminho dos Pescadores (Leme)
01/06/1997	Destruição da ciclovia do Flamengo e do calçadão de São Conrado; na praia de Icarai a tubulação de esgoto em frente a rua Miguel de Frias foi destruída
10/06/1997	Destruição de 40 m do calçadão da praia de São Conrado
30/03/1998	Destruição do emissário submarino de Ipanema
20/03/1999	Ondas de 3 a 4 m em toda a orla
01/06/1999	Destruição do calçadão do Gragoatá, da tubulação de esgoto na praia de Icarai e da porção leste do calçadão da praia de Piratininga
25/09/1999	Deposição de areias nas pistas da avenida Atlântica

Tabela 1.1 – Histórico das ressacas registradas no litoral fluminense.

Fonte: Santos et al 2004

Considerando as alterações climáticas relacionadas ao crescimento das cidades próximas à costa, Zee (2008) fez um levantamento da quantidade de ressacas, registradas entre 1991 e 2006 no Rio de Janeiro. Este trabalho mostrou o aumento gradativo de casos ao longo dos anos, já que as cidades costeiras, como a citada, ficam espremidas entre o embate das forças oceânicas (ressacas e ventos) e as forças continentais (enchentes e relevo). Desta forma, percebe-se que qualquer deficiência urbana (falta de coleta de lixo, impermeabilização do solo e falta de saneamento) é suficiente para eclodir os desastres naturais urbanos. De uma forma geral, afirma-se no mesmo que as cidades costeiras não foram planejadas nem construídas para assimilar os

efeitos decorrentes das mudanças climáticas globais que vem ocorrendo nas últimas décadas.

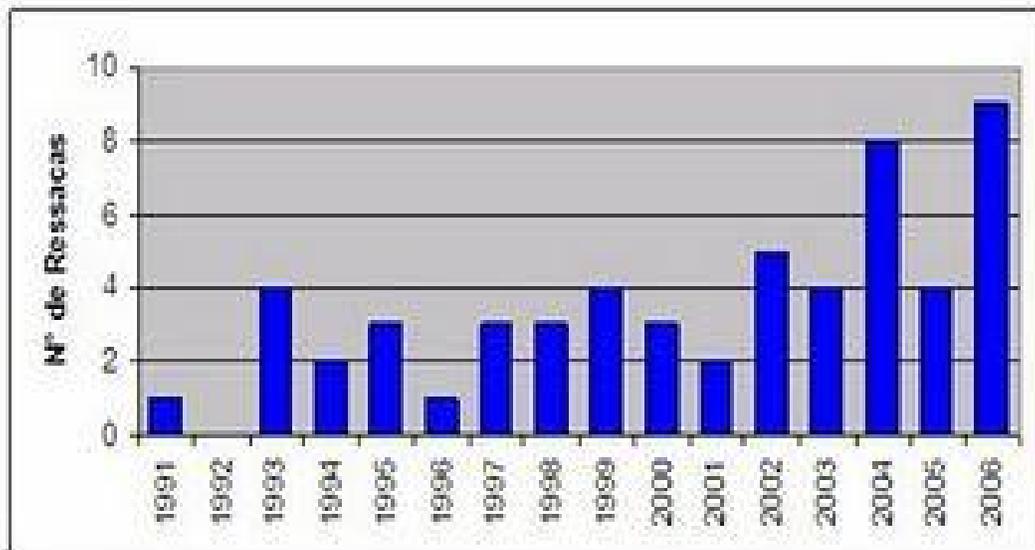


Figura 1.2 – Número de ressacas registradas entre 1991 e 2006 na cidade do Rio de Janeiro.

Fonte: Zee (2008)

Devido estes trabalhos apresentados, o estudo apresentado será mais um o qual vai acrescentar a compreensão deste evento. O objetivo do mesmo é entender as condições atmosféricas e alguns processos físicos, em escala sinótica, envolvidos na formação e desenvolvimento do sistema meteorológico que chegou até algumas praias de Niterói no dia 01 de outubro de 2009. Essas ondas de ressaca alteraram o cenário da orla da cidade, já que em vários pontos das praias da região fluminense o mar tomou toda a faixa de areia, chegando ao calçadão e provocando prejuízos com ondas acima da normalidade.

Outros distúrbios de menor escala que possam também estar associados a fenômenos de tempo severo são observados, eventualmente, durante a passagem de ciclones extratropicais intensos e estacionários, formadores de “pista” no oceano gerando ondas, e conseqüentemente, fortes ressacas e sistemas frontais, como é o caso

das baixas polares (“polar lows”) e das nuvens vírgula (“comma clouds”).



Figura 1.3 – (a) Praia de Itapuca, (b) Orla de Icaraí em 01/10/2009.

Fonte: Oglobo.com e Globo.com

O capítulo 2 apresenta uma breve revisão bibliográfica da literatura, proporcionando algum embasamento teórico sobre o assunto ao englobar o conhecimento de diversos mecanismos de ciclogêneses, a estrutura térmica e dinâmica desses sistemas e os respectivos critérios de classificação quanto ao seu caráter tropical ou extratropical. A metodologia para o estudo em questão consta no capítulo 3, onde mostram-se os principais meios de obtenção e tratamento dos dados utilizados. Os resultados obtidos serão analisados e expostos graficamente no capítulo 4, onde serão apresentadas também as discussões sobre o caso em estudo. No capítulo 5, as conclusões deste trabalho e respectivas considerações finais serão descritas. No capítulo 6, apresentam-se as referências bibliográficas.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

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” da 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. (Bittenourt, 2002).

O aumento da 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 rasas (Pond e Pickard, 1986). As ondas no oceano podem ser classificadas em vagas e marulhos. Vagas são ondas que ainda estão na zona de geração, sendo capazes de receber energia do vento. O marulho é composto por ondas que se propagam para fora da zona de geração original e/ou não são mais capazes de receber energia do vento. Os termos em inglês para vaga e marulho são respectivamente, Wind-sea e swell, amplamente conhecidos e utilizados (Branco et. al 2004). As características das ondas em sua geração dependem de 3 propriedades que são:

- (1) Intensidade e direção do vento em superfície;
- (2) Duração ou período de tempo em que o vento sopra;
- (3) Pista (fetch, em inglês, ou extensão da área de atuação do vento).

Esta terceira propriedade é observada em cartas de pressão ao nível do mar (Figura 2.1 – retângulo verde) associada à identificação do ciclone.

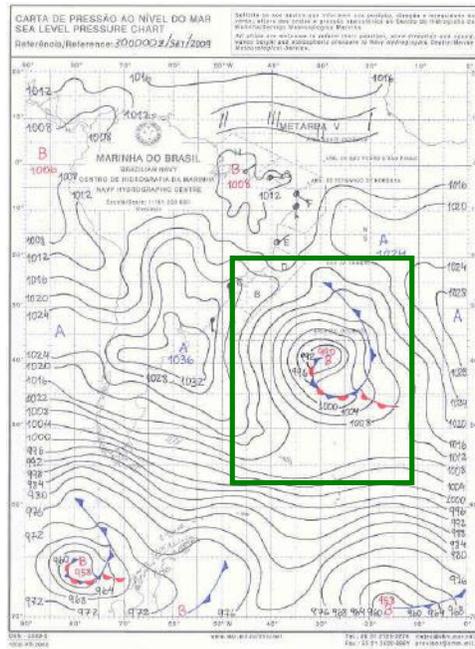


Figura 2.1 – Carta de Pressão ao Nível do Mar em 30/09/2009 às 00Z.

Fonte: Centro de Hidrografia da Marinha.

Assim, pode-se esperar que a geração de ondas de ressaca possua íntima relação com a ocorrência de tempestades nos oceanos (WMO, 1998). Este fenômeno ocorre com maior frequência nos meses de outono e inverno, no entanto em outras estações do ano ciclones extratropicais também podem se desenvolver sobre o oceano Atlântico, provocando ventos fortes e gerando agitação marítima na costa do Brasil (Bittencourt, 2002).

2.1 Ventos Intensos – Revisão

A ocorrência de ventos de caráter intenso, ou extremo em baixos níveis, está normalmente associada a sistemas meteorológicos com nuvens de convecção profunda em sua composição. Estas nuvens são chamadas nuvens cumulonimbus (Cb's), também denominadas células convectivas, ou nuvens de tempestades por 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 têm 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 (Monteiro et al. 2004), entre outros. Quando uma tempestade convectiva produz granizo, rajadas de vento muito intensas, ou qualquer tipo de destruição substancial (prejuízos materiais e humanos) no local onde ela atinge, ela recebe a denominação de “Tempestade Severa” (Doswell, 2001). Grandes partes dos eventos observados (ou estimados) de ventanias muito intensas estão associadas às tempestades severas (Doswell, 2001).

Os sistemas de escala sinótica que têm Cb's incluídos em sua composição também possuem denominações específicas diante à configuração atmosférica presente. Uma destas são classificadas como “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).

Nos altos níveis, existe a ocorrência de ventos fortes também, mas associados à circulação da Célula de Hadley (jato subtropical) e outro a gradientes horizontais de temperatura (jato polar) que ocorre nas estreitas zonas frontais. Estes tipos de corrente de ar em forma de um estreito cano ou conduto, quase horizontal, geralmente próximo à tropopausa, cujo eixo localiza-se ao longo da qual as velocidades do vento são máximas tanto na vertical quanto na horizontal é definida como Corrente de Jato (Escobar, 2007).

2.1.1 Aspectos Termodinâmicos

Os ventos fortes produzidos pelos sistemas meteorológicos, em mesoescala ou escala sinótica tendem a ocorrer devido a fatores relacionados às trocas de energia na atmosfera durante os processos de formação, amadurecimento e dissipação das nuvens

convectivas. As principais trocas de energia são devidos 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 nuvens evaporando na atmosfera seca em níveis médios e, porventura, baixos).

Desta forma, tempestades de caráter mais severo, que podem provocar ventanias, geralmente se formam em ambientes que possuem um forte gradiente vertical de umidade. Em certas palavras, 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 em baixos níveis (Hane, 1986).

2.1.2 Aspectos Dinâmicos

Além dos aspectos termodinâmicos apresentados, existem também aspectos dinâmicos relacionados com o cisalhamento vertical do vento com a liberação de calor latente. A ocorrência destes fatos em grande intensidade favorece a instabilidade baroclínica na atmosfera e conseqüentemente a amplitude dos distúrbios atmosféricos.

Uma vez que um forte cisalhamento, observado na mesoescala, provoca a inclinação da corrente ascendente da nuvem. Desta forma a precipitação que poderia cair contra essa corrente de ar (caso não houvesse a inclinação), pode assim, precipitar-se no ar claro debaixo da corrente ascendente, dando origem a correntes descendentes. Na medida que a precipitação aumenta, a corrente de ar descendente também se intensifica e o tempo da nuvem aumenta. Existe então, a possibilidade destas nuvens de grande desenvolvimento vertical mova-se a uma velocidade intermediária entre a velocidade do vento em níveis baixos, médios e altos, de forma que suas correntes verticais sejam alimentadas continuamente por correntes de ar potencialmente quentes, nos baixos níveis, e potencialmente frio, nos níveis médios e altos (Lima, 2007).

A liberação de calor latente, principalmente em níveis superiores, favorece a amplificação deste sistema convectivo indiretamente, visto em escala média. Isto se deve ao transporte ascendente d'água o qual aumenta a energia potencial do ar (Figura 2.2 a) provocando a formação de nuvens profundas (Figura 2.2 b). Esta mesma água é

precipitada, parte é novamente evaporada para o ambiente e outra parte é transportada para longe, saindo pela bigorna dos cumulonimbus (Figura 2.2 c) . A parte novamente evaporada tende a resfriar o ambiente e induzir subsidência, que por compressão adiabática, tende a esquentar a coluna (podem existir casos de resfriamento da coluna, como no topo das nuvens e próximo à superfície por evaporação da própria precipitação (Holton, 1992).

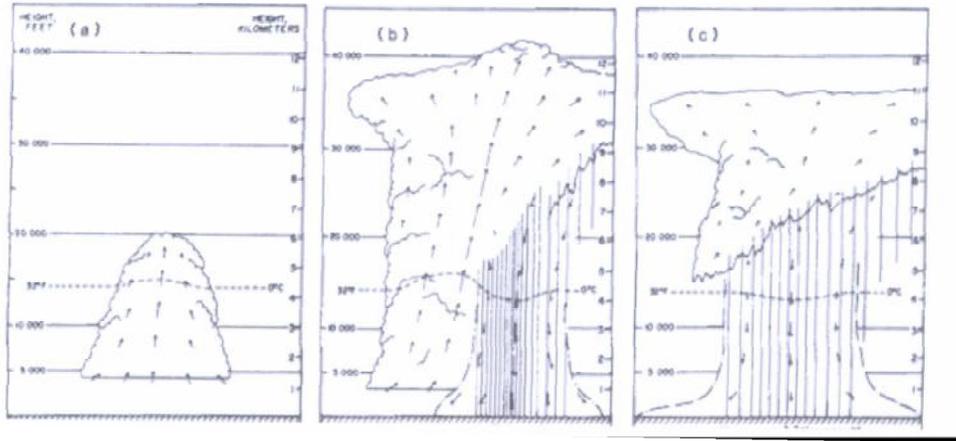


Figura 2.2 – (a) Estágio cúmulos, (b) estágio maduro e (c) estágio dissipativo de uma célula convectiva.

Fonte: Weisman e Klemp, 1986

Abordando os efeitos dinâmicos na escala sinótica, através da identificação dos termos a seguir, cuja instabilidade baroclínica é favorecida, pode-se citar equação de tendência do geopotencial cuja expressão é:

$$\left[\nabla^2 + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \right) \right] \frac{\partial \Phi}{\partial t} = -f_0 \vec{v}_g \cdot \nabla \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi + f \right) - \frac{\partial}{\partial p} \left[-\frac{f_0^2}{\sigma} \vec{v}_g \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right]$$

A = **B** + **C**

Figura 2.3 – Equação da Tendência do Geopotencial

Fonte: MASTER/IAG – USP

- Termo A: Termo de tendência do geopotencial.

Se este termo for maior que zero implica em tendência do geopotencial menor que zero.

- Termo B: Termo que representa a 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.

- Termo C: Termo que representa a 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.

2.2 Massas de ar e Frentes

Para compreender o que são frentes e sua formação, é necessário saber o conceito de massas de ar. Elas identificam-se como uma quantidade de ar ocupando uma grande área, onde as características físicas aproximam-se da uniformidade horizontal.

As propriedades físicas de uma massa de ar são: umidade e temperatura. Do grau de umidade, depende a presença ou ausência de formas de condensação. Da distribuição vertical da temperatura, depende a estabilidade vertical da massa que determina características de convecção, isto é, se as formas de condensação são do tipo estratiforme e restritas às camadas inferiores ou do tipo convectiva e, por conseguinte, estendendo-se até grandes altitudes.

As regiões de formação de massas de ar constituem em extensas áreas da superfície da terra, que são suficientemente uniformes, permitindo à atmosfera adquirir características semelhantes, isto é, aproximar-se da uniformidade horizontal. Para designação de uma parte de superfície da terra, como região de formação, assume-se o ar estacionário, por um período de tempo suficiente para atingir o estado de equilíbrio com respeito à superfície, isto é, adquirir as características daquela região de formação (Digiacomio, 1986).

De um modo geral, as áreas mais favoráveis à formação de massas de ar situam-se nas cercanias dos pólos e nas faixas anticiclônicas centradas em torno de 30° de latitude em ambos os hemisférios; pois além de apresentarem uniformidade na superfície também satisfazem a condição dinâmica favorável (Varejão-Silva, 2000).

Fatores de circulação geral determinam se a massa de ar deslocará-se das regiões-fonte, e também suas rotas preferenciais. Neste trajeto podem causar profundas alterações nas condições de tempo predominantes das áreas onde chegam, à medida que também vão se modificando em suas características originais (Pereira, 2004).

Tratando-se de frentes, que definem-se como superfície de separação entre duas massas de ar adjacentes e deslocam-se como consequência do movimento delas, elas promovem a formação característica de uma onda e gradiente de temperatura intensos gerando uma instabilidade baroclínica (Oliveira, Vianello e Ferreira, 2001). Através da relação do vento térmico é possível constatar que a instabilidade baroclínica depende do cisalhamento vertical do vento horizontal da região, o que sugere que a própria apresenta forte cisalhamento vertical, que é ciclônico (Holton, 1992).

2.2.1 Frentes Frias

Quando uma massa de ar frio avança sobre sob uma massa de ar quente. A frente tem forte estabilidade estática e cisalhamento vertical (Escobar, 2007). É bom lembrar que a superfície da frente fria é mais íngreme em relação à frente quente. Isso devido, principalmente, ao fato de que a velocidade dos ventos crescendo com altitude, a frente tende a mover-se mais rapidamente na parte média do que próximo ao solo. A aparência

das nuvens varia, na frente fria, de acordo com a instabilidade do ar. Se o ar ascendente é estável, as nuvens formadas são mais estratificadas e a precipitação resultante, é mais ou menos, constante. Porém, se o ar é instável, chuvas de pancadas superpõem-se (Digiacomio, 1986).

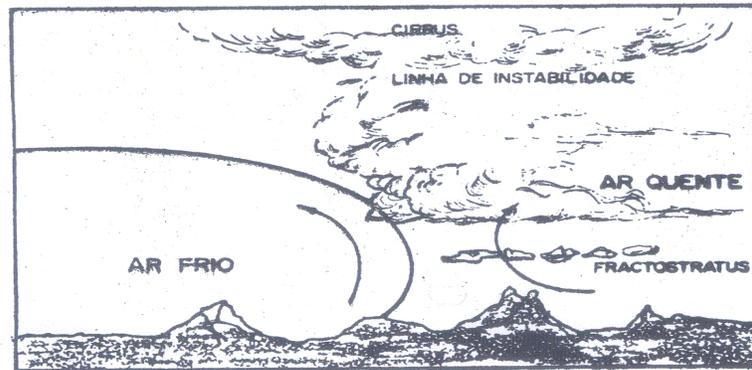


Figura 2.4 – Representação de uma frente fria. Fonte: Digiacomio, 1986.

2.2.2 Frentes Quentes

Quando o ar quente avança sobre o ar frio, chama-se uma configuração de frente quente. O movimento da frente quente está associado com forte advecção quente em baixos níveis do lado leste da superfície ciclônica, mas não é verdade que todo ciclone tem frente quente.

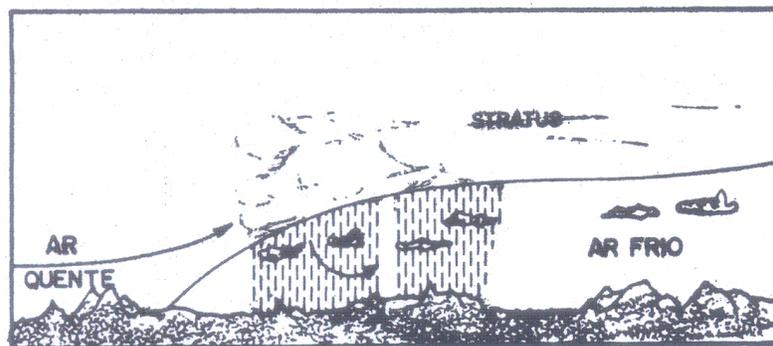


Figura 2.5 – Representação de uma frente quente. Fonte: Digiacomio, 1986.

2.2.3 Frentes Estacionárias

Quando não há o avanço do ar frio nem o avanço do ar quente relativamente uma ao outro, ou seja, os ventos na zona quente e fria são paralelos, porém com sentidos diferentes e então entre eles gera-se uma frente estacionária. A precipitação associada é geralmente leve e estratiforme, mas pode tornar-se bem significativa se a frente permanecer estacionária por muito tempo (Escobar, 2007).

2.2.4 Frentes Oclusas

Quando uma frente fria ultrapassa uma frente quente do lado leste ou equatorial do ciclone, o resultado é chamado de oclusão. Normalmente ocorre muita nebulosidade e chove próximo a frente oclusa devido ao ar ascendente.

Pode ser de 2 tipos:

- (1) Oclusão fria: É produzida quando o ar que está na dianteira da frente quente é menos frio que o que chega na retaguarda da frente fria.

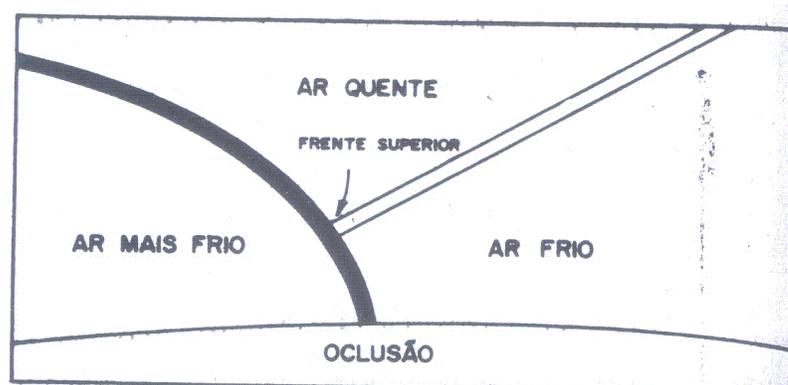


Figura 2.6 – Oclusão tipo fria. Fonte: Digiacomio, 1986.

- (2) Oclusão quente: É resultado de um ar menos denso e quente, que se desloca para uma região onde encontra o ar na sua dianteira mais frio.

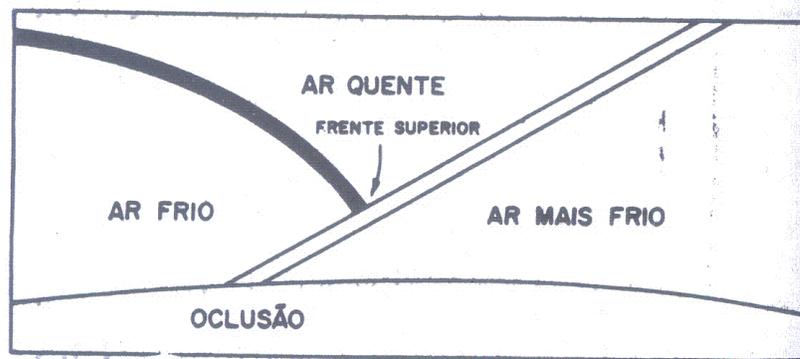


Figura 2.7 – Oclusão tipo quente. Fonte: Digiacomio, 1986.

2.3 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 violentos 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 (Ahrens, 2000), que estão associados à grande energia potencial.

Vários estudos foram realizados visando a identificação de ocorrências de ciclogênese e a propagação de ciclones. Necco (1982) identificou para o ano do First GARP Global Experiment (FGGE), 119 centros ciclônicos, dos quais 70% formaram-se sobre a região entre 0 a 90°W e 10° S a 55° S sendo que o verão foi a estação do ano em que houve a menor ocorrência de ciclogênese sobre o continente. Por outro lado, Satyamurty et al (1990) notou uma preferência para o verão, realizando estudo com imagens de satélites para o período de 1980 a 1986. As conclusões opostas de Necco e

Satyamurty et al originaram a proposta de se verificar a preferência sazonal da ciclogênese em superfície sobre a América do Sul.

Gan e Rao (1990) propuseram um estudo onde foram utilizadas 4 cartas diárias de superfície e imagens de satélites para o período de janeiro de 1979 a dezembro de 1988 com o intuito de observar o número de ciclogêneses sobre a região 90° W a 30° W e 15° S a 50° S, no período anual, sazonal e mensal . Notou-se, através da variação sazonal, a maior formação de ciclones no outono e inverno (Tabela 2.1 – retângulo vermelho), concordando assim com os resultados de Necco (1982), e esta afirmação pode estar ligada à geração de ressacas (Figura 1.1), pois as mesmas surgem pela passagem desses sistemas de baixa pressão. Desta forma, o trabalho de Santos et al (2004) estaria em sintonia com a pesquisa de Gan e Rao (1990).

Year	Summer	Autumn	Winter	Spring
1979	13*	29	23	22
1980	25	21	33	29
1981	23	25	19	21
1982	21	26	25	24
1983	20	35	41	38
1984	23	33	32	32
1985	29	33	27	29
1986	18	41	32	18
1987	13	23	47	31
1988	22	36	26	24
Total	207	302	305	268

Tabela 2.1 – Frequência de ciclogêneses para as quatro estações.

Fonte: Gan e Rao (1990)

Observação (*): Apenas ciclogêneses de janeiro e fevereiro de 1979 são incluídas.

Além da variação sazonal marcante, existe uma variação interanual importante na frequência de ocorrência de ciclogênese, e destaca-se o aumento dessa frequência na situação de fase negativa do ENOS (El-Niño – Oscilação Sul). Isto é observado nos anos de 1983 e 1987 (Tabela 2.2 – retângulo vermelho), quando houve condição favorável para El Niño. Alguns fatos durante a época de El Niño foram destacadas no histórico de ressacas no litoral fluminense (Tabela 1.1 – retângulo vermelho).

Year	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Total
1979	4	9	7	4	18	3	9	11	4	9	9	6	93
1980	8	11	5	9	7	10	12	11	9	8	12	9	111
1981	7	7	8	13	4	5	8	6	6	6	9	7	86
1982	7	7	8	5	13	12	10	3	11	11	2	8	97
1983	8	4	12	9	14	14	14	13	12	15	11	9	135
1984	7	7	7	6	20	15	13	4	12	12	8	8	119
1985	11	10	7	11	15	11	10	6	10	15	4	4	114
1986	8	6	10	11	20	11	7	14	6	7	5	4	109
1987	3	6	7	9	7	11	17	19	13	12	6	7	117
1988	10	5	9	11	16	9	7	10	7	10	7	9	110
Total	73	72	80	88	134	101	107	97	90	105	73	71	1091

Tabela 2.2 – Número de ciclogêneses sobre a região 90° a 30° W – 15° a 50° S.

Fonte: Gan e Rao (1990)

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.

2.3.1 Ciclones Extratropicais

Ciclones extratropicais são sistemas meteorológicos caracterizados por uma região de circulação ciclônica em torno de um centro de baixa pressão, cujos processos

de formação (ciclogênese), intensificação e decaimento ocorrem em latitudes médias e altas e dependendo de sua localização geográfica e de sua intensidade. Eles recebem outras designações, tais como ciclone de médias latitudes, depressão extratropical, baixa extratropical, ciclone frontal, baixa não-tropical e, em casos específicos, ciclone pós-tropical. 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 e as baixas polares, permitindo a sua classificação como sistemas de "núcleo frio".

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. Dependendo da intensidade do sistema, estes fatores secundários podem provocar tantos estragos quanto o próprio ciclone. Eles 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, embora alguns sistemas particularmente intensos possam causar tanta destruição quanto um ciclone tropical. Lima (2007) fez um estudo de caso onde um ciclone extratropical no ano de 2001 produziu ventos fortes de 18m/s (registrados pela Plataforma P-25 da Petrobras), atingindo a região das Bacias de Santos e Campos, gerando ondas de mais de quatro metros de altura e ressaca no litoral do Rio de Janeiro.

O primeiro modelo conceitual clássico de ciclogênese extratropical foi idealizado em 1919 por Bjerknes, 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, produz importantes resultados que a complementam.

A idéia central do modelo de Bjerknes é que a ciclogênese origina-se a partir de uma frente, evolui como resultado da instabilidade característica na região frontal e

decai com a superposição do ar quente sobre o ar frio, ou seja, quando ocorre a oclusão do sistema. Atualmente, sabe-se que ciclones não representam meramente circulações ciclônicas originadas pela instabilidade de uma zona frontal, mas sim que ocorrem como consequência de uma forçante de grande escala associada a fortes gradientes horizontais de temperatura (Carlson, 1991). Desta forma, os ciclones seriam conexões no intercâmbio de ar entre as regiões polares e equatorial.

Petterssen 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 para potencial disponível da perturbação e depois 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 (Mendes, 2006). Uma discussão mais detalhada sobre este assunto pode ser encontrada em Carlson (1991) e Bluestein (1992 a, b).

Neste trabalho é analisado um ciclone do tipo “A” cujas principais características são:

- Desenvolvimento começando sob uma corrente de ar superior não muito intensa, numa zona de máxima baroclinia.
- Não observa-se inicialmente a presença de um cavado em altos níveis; porém, este desenvolve-se quando o ciclone em baixos níveis se intensifica.
- A advecção de vorticidade em altos níveis é pequena no início e durante o desenvolvimento do sistema a contribuição principal para a intensificação do ciclone é a advecção térmica.

- A baroclinia na troposfera inferior é grande a princípio, decrescendo com a oclusão da onda.
- O resultado final do desenvolvimento é uma oclusão clássica (Bjerknes e Solberg, 1922).

As primeiras noções a respeito de superfícies frontais em movimento e da formação de ciclones em latitudes médias existem desde o século passado.

Margules (1903) no seu artigo “Energia das tempestades” mostrou que a energia disponível pela justaposição de massas de ar de diferentes temperaturas (origem da energia potencial) é suficientemente intensa para justificar a energia cinética observada nos ciclones extratropicais. Ele também calculou a inclinação da superfície entre diferentes tipos de discontinuidades, seja da velocidade do vento geostrófico, seja da temperatura das massas de ar. O grau de inclinação da rampa frontal estaria associado à intensidade das discontinuidades de temperatura e momento ao longo da zona frontal.

Karam (2006) trouxe a idéia de que o desenvolvimento de tempestades estava associado à interação de correntes de ar de origens polar e equatorial. Observou-se que massas de ar adjacentes com temperaturas distintas eram separadas por uma linha de discontinuidade que se estendia em altitude de forma inclinada, com ar quente sobre ar frio. Depois, sugeriu-se a formação de um movimento de vórtice na superfície de separação entre as massas de ar adjacentes.

O ciclo de vida de um ciclone extratropical segundo Mathias (2009) 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 bóricos. 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 bóricos 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.

A figura 2.8 apresenta detalhadamente as quatro etapas do ciclo de vida deste tipo de ciclone.

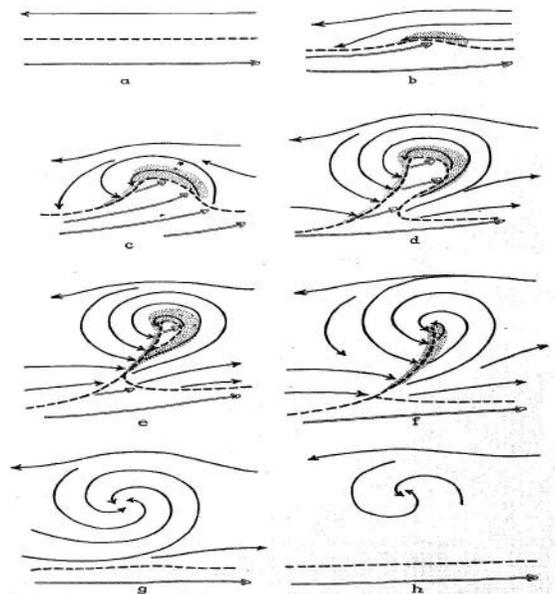


Figura 2.8 - Esquema do ciclo de vida de um ciclone extratropical no HN (Bjerknes e Solberg, 1922).

2.3.3 – Ciclones Tropicais

Ciclones tropicais são sistemas não-frontais de baixa pressão em escala sinótica, com convecção organizada e circulação ciclônica à superfície bem definida (Gonçalves

2006). Eles se desenvolvem sobre águas tropicais (ou até mesmo subtropicais) e retiram sua energia primária da evaporação dessas águas oceânicas mais aquecidas. Ocasionalmente, pode transformar-se em tempestades muito poderosas e destrutivas que são alimentadas pela liberação de calor latente durante o processo de formação de nuvens convectivas concentradas próximo ao seu centro (Holland, 1993).

Como exemplo, observando a formação deste sistema no Atlântico Sul, pode-se citar o trabalho de Gonçalves (2006) o qual estudou-se o caso de um ciclone formado junto à costa de Santa Catarina entre os dias 22 e 24 de fevereiro de 2006 cuja interpretação feita pelo NOAA caracterizou-se como possivelmente tropical, pois apesar de muitas pesquisas realizadas, ainda existe dificuldade na previsão desses ciclones com relação a sua origem e à máxima intensidade que podem atingir, uma vez que se formem.

Um dos conceituados estudos para se definir o processo de formação de um ciclone tropical foi feito por Gray (1979). Apontaram-se seis fatores que estariam relacionados à frequência climatológica de gêneses de ciclones tropicais: (i) altos valores de vorticidade relativa em baixos níveis, (ii) parâmetro de Coriolis, (iii) fraco cisalhamento vertical do vento horizontal, (iv) altos valores de TSM (acima de 26°C), (v) instabilidade condicional através da profunda camada troposférica e (vi) altos valores de umidade relativa na baixa e média troposfera. Gray ainda separou os parâmetros físicos como potenciais dinâmicos (i, ii e iii) e potenciais termodinâmicos (iv, v e vi) para o desenvolvimento desses ciclones e, embora reconhecendo que a existência desses não garante a ciclogênese, concluiu que a formação de distúrbios dessa natureza é mais freqüente nas regiões e estações onde tais fatores são máximos.

Fenômenos desta natureza compreendem, essencialmente, quatro estágios progressivos:

- Distúrbio Tropical - Sistema discreto de convecção organizada que se origina nos trópicos ou subtropicais e possui caráter migratório não-frontal. Sua “identidade” deve manter-se por um período de 24 horas ou mais.
- Depressão Tropical - São ciclones tropicais de circulação fechada, nos quais

a velocidade máxima dos ventos a 10m é de 33 nós (62 km/h).

- Tempestade Tropical - Nesta categoria, os ventos estão na faixa de 34 a 63 nós (63 a 117 km/h). A convecção é usualmente mais concentrada próximo ao centro, com a precipitação se organizando em bandas distintas. Uma subclassificação é utilizada por alguns centros de previsão distinguindo essas tempestades em “moderadas” ou “severas”, de acordo com a velocidade do vento ocorrida.
- Furacão - Último estágio de um ciclone tropical, atingido quando as velocidades do vento excedem o valor de 64 nós (118 km/h). A maior parte dos furacões demonstra um alto grau de simetria circular na distribuição do seu campo de pressão, sendo que o valor mais baixo desta variável ocorre no seu centro. Tipicamente, observa-se na imagem de satélite a ausência de nebulosidade na região central deste fenômeno, conhecida como “o olho do furacão”. Devido à grande organização das células convectivas, tais sistemas apresentam uma elevada produção de precipitação quando comparados a outros tipos de tempestades severas (Wallace e Hobbs, 1977). Os furacões são ainda divididos por categorias segundo a escala Saffir - Simpson, que indica o potencial de destruição desse fenômeno levando-se em conta a pressão mínima atingida em seu centro, a velocidade do vento e a elevação do nível médio do mar causado pela tormenta.

Muitas pesquisas recentes têm melhorado enormemente o conhecimento da estrutura de ciclones tropicais, entretanto, as condições requeridas para a rápida transformação de um fraco distúrbio em uma tempestade severa ainda não são totalmente conhecidas (Palmén e Newton, 1969). Esta “deficiência” deve-se muito ao fato de que esses ciclones desenvolvem-se unicamente sobre áreas oceânicas, justamente onde a obtenção de dados de observação meteorológica é crítica. Além disso, a natureza devastadora desses fenômenos torna a realização de observações difícil e muito dispendiosa. Atualmente, no monitoramento de frequência, intensidade e trajetória dos ciclones tropicais, utilizam-se radares, satélites, radiossondagens e informações fornecidas por sobrevôos de aeronaves.

3. DADOS E METODOLOGIA UTILIZADOS

Para o desenvolvimento deste estudo de caso, utilizaram-se dados gerados pela reanálise do modelo de previsão numérica de tempo (PNT) do National Centers for Environmental Prediction (NCEP), imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho, cartas sinóticas divulgadas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) e Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) e informações de estimativa do vento a 10m fornecidos por satélites.

3.1 Dados de Reanálise do NCEP

O projeto de reanálise do NCEP/NCAR faz uso de um sistema global de assimilação de dados que cobre o período de 1948 até “o presente”. A imensa quantidade de informações processadas por este método permite a geração de dados em três tipos principais de cobertura temporal: Dados em até quatro horários diários (00, 06, 12 e 18Z), média diária e média mensal.

Das muitas opções de dados fornecidos gratuitamente que se encontram disponíveis na página da Internet <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 (“Pressure Level”) para os horários de 00, 06, 12 e 18Z dos 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 apresenta-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 ômega (12 níveis, até 100 hPa) e das umidades relativa e específica (8 níveis, até 300 hPa).

Para a plotagem dessas informações foi utilizada uma versão para UNIX do software de visualização gráfica GrADS (Grid Analysis and Display System), um programa aplicativo desenvolvido no Departamento de Meteorologia da Universidade de Maryland (EUA) e muito utilizado na área meteorológica e de ciências da Terra (Doty, 1995).

Neste trabalho, foram feitas duas análises distintas: uma para o nível de superfície ($Z = 0$) e outra para níveis em altitude. Todos os campos que se referem, direta ou indiretamente, às variáveis disponíveis a partir da reanálise foram gerados por “scripts” no programa GrADS e o critério de escolha de quais seriam os campos utilizados no trabalho buscou priorizar aqueles que apresentassem as informações mais relevantes para o caso em estudo. A tabela 3.1, abaixo, mostra os campos e respectivos níveis que foram utilizados neste estudo de caso.

Tabela 3.1 - Campos analisados no estudo de caso do ciclone extratropical e os respectivos níveis em que foram mostrados.

Campo	Nível
Pressão ao Nível Médio do Mar	Superfície
Umidade Específica	925 hPa
Temperatura e Altura Geopotencial	850, 600, 500, 400 e 200 hPa
Linhas de Corrente	850, 500 e 200 hPa
Divergência de Umidade	1000 hPa
Perfil Vertical – Vento Zonal	1000 – 100 hPa
Perfil Vertical – Vento Meridional	1000 – 100 hPa

3.2 Imagens de Satélite e Outros Produtos

Imagens do satélite GOES-12 nos canal infravermelho foram utilizadas para acompanhar, visualmente, a formação e evolução do sistema em questão. Essas imagens foram disponibilizadas pelo CPTEC/INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) através de sua página oficial na Internet. Outra contribuição do mesmo são as análises de cartas sinóticas feitas exclusivamente com base nos dados observados nos horários das 00, 06, 12 e 18Z e a interpretação do produto, realizada pelo meteorologista previsor, realiza-se com descrição de termos técnicos e indicação dos posicionamentos de sistemas sinóticos como o sistema frontal, que se estendeu pelo Atlântico até o ciclone extratropical, o qual

produziu a ressaca no litoral fluminense.

Além destas interpretações, cartas sinóticas nos horários de 00 e 12Z, e avisos de mau tempo também foram aproveitadas. Estes produtos são disponibilizados pelo Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) através do Serviço Meteorológico Marinho (SMM), acessando a página da Internet <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. Neste estudo de caso abordado, a instituição divulgou vários destes avisos de mau tempo dois dias antes do acontecimento do evento, comprovando a eficiência da análise das condições meteorológicas.

Outro dado de grande importância utilizado nesse trabalho foi a estimativa de ventos a 10m em superfícies oceânicas. Ela vem sendo cada vez mais utilizada como parâmetro indicador da magnitude do vento em áreas oceânicas, onde não é possível a utilização de métodos instrumentais convencionais. Esses dados são derivados do escaterômetro de vento marinho (“Sea Winds Scatterometer”), pertencente ao satélite de órbita polar de resolução 850Km 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 na página da Internet <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 às 09Z do satélite e outra na descendente às 20Z. 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 de cada quadrante que corresponde a uma 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.

3.3 Modelo WAM

O Wave Model (WAM) é um modelo de previsão de ondas de 3ª geração, que foi desenvolvido no Instituto Max-Planck para Meteorologia (Max-Planck-Institut für Meteorologie) em Hamburgo na Alemanha, por K. Hasselmann e outros pesquisadores. Ele tem sido difundido em diversas instituições mundiais e utilizado tanto para pesquisa quanto aplicações operacionais.

O modelo resolve a evolução do espectro bidimensional de ondas superficiais através da integração da equação do transporte de energia. Pode ser usado em grade regional ou global, para águas rasas ou profundas, com a inclusão do efeito da refração ou sem ela, e permite a utilização de um conjunto de dados batimétricos previamente estabelecidos. Os termos relativos à fonte e à propagação são computados com diferentes métodos e intervalos de tempo. Subgrades podem ser utilizadas em um modo aninhado, ou seja, as informações do espectro geradas pela rodada de uma grade de maior escala são incorporadas como condições de contorno para a grade de menor escala.

No Centro de Hidrografia da Marinha, o WAM é utilizado para a previsão no Oceano Atlântico, forçado pelo vento a 10 metros do modelo global alemão GME e na METAREA V (área de responsabilidade da Marinha do Brasil) é forçado pelo vento a 10 metros do modelo regional HRM (High Resolution Regional Model). Para a área do Sul/Sudeste (que é utilizada neste trabalho) a sua grade horizontal é de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ (aproximadamente 10 km), geradas às 00 e 12Z e com validade de até 78 horas.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo, os principais resultados obtidos no estudo do evento ocorrido serão apresentados. Inicialmente será feita uma descrição do caso, exibindo resumidamente os aspectos gerais observados na data estudada. A seguir, será feita uma listagem das condições sinóticas relacionadas com o evento que provocou ventos fortes e formação de pistas de vento sobre o oceano gerando ondas de alturas acima da normalidade causando a ressaca. Durante a análise sinótica, algumas condições físicas associadas ao sistema estudado serão abordadas.

4.1 Descrição Geral do Caso

O fenômeno aqui estudado consistiu em um evento de ressaca que atingiu algumas praias de Niterói no dia 01 de outubro de 2009. Algumas condições necessárias para o fenômeno em questão como passagem de frente fria, mudança da direção do vento e altura das ondas foram alertadas e divulgadas por instituições de previsão como o Centro de Hidrografia da Marinha. Durante a semana do evento, ocorreram ondas de até 2 metros; e no dia do evento, registros de ondas de 1,5 metro, sendo que o tamanho médio em condições normais é em torno de 0,5 metro (Silva et al 1999). O motivo destas ondas em dias anteriores serem maiores em relação ao dia do evento, é devido ao menor comprimento e velocidade de onda na formação de ondas maiores e maior com ondas de menor tamanho. A formação das mesmas atraiu surfistas, porém o mar tomou toda a faixa de areia, principalmente pela manhã, chegando ao calçadão das praias de Icaraí, Flechas e Boa Viagem, na Zona Sul da cidade, afastando os praticantes de esportes destes locais. Fonte: Jornal O Fluminense.

Tratando-se da população que utiliza as barcas como meio de transporte, as mesmas tiveram o cotidiano alterado, pois as ondas de ressaca interferiram até no comportamento comum de calmaria na Baía de Guanabara. A Capitania dos Portos interrompeu, ao meio-dia, o tráfego dos catamarãs que fazem o trajeto Charitas-Praça XV, tendo como propósito garantir a segurança da navegação, sendo liberado na parte da tarde. É necessário frisar que, também houve registro de transbordamento do Canal da Ary Parreiras, já que o nível do rio subiu acima do normal. Tal evento aparentemente foi gerado por uma pista de direção sudeste, associada a um ciclone

presente no oceano, como será mostrado , cujo tempo de persistência foi da ordem de dias.

A tabela 4.1 mostra um dos avisos emitidos e sua respectiva validade, confirmando que a probabilidade do evento acontecer era razoável.

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

METAREA V
AVISO NR 632/2009
AVISO DE MAR GROSSO
SERVIÇO METEOROLÓGICO MARINHO DA MARINHA DO BRASIL
CENTRO DE HIDROGRAFIA DA MARINHA
EMITIDO ÀS 1530 HMG - TER - 29/SET/2009
ÁREA SUL OCEÂNICA AO SUL DE 20S A PARTIR DE 29 1200 HMG.
ONDAS DE NW/SW PASSANDO SW/SE 3.0/6.0 METROS.
VÁLIDO ATÉ 020000 HMG.
ESTE AVISO SUBSTITUI O AVISO NR 629/2009.

Previsor

Tabela 4.1 – Aviso de tempo adverso emitido pelo Serviço Meteorológico Marinho.

Fonte: Centro de Hidrografia da Marinha.

Para entender melhor os aspectos físicos, dinâmicos e termodinâmicos associados ao evento de 01 de outubro de 2009, foi realizada uma análise das condições sinóticas dos dias anteriores e na data exata em questão, como será apresentado a seguir.

4.2 Análise Sinótica Associada ao Evento

Com o objetivo de caracterizar o ambiente sinótico associado à formação e evolução do sistema meteorológico que atingiu o litoral de Niterói no dia 01/10/2009, apresenta-se, a seguir, uma análise baseada em imagens de satélite do CPTEC e QuikSCAT e campos de Reanálises do NCEP/NCAR.

No dia 29/09/2009 às 00Z, um sistema frontal que atuava na região de estudo se estendia até o Atlântico; gerando muita nebulosidade principalmente em São Paulo (Figura 4.1 a). Posteriormente a partir do horário das 12Z (Figura 4.1 b – retângulo verde), a presença do ciclone extratropical no oceano, ficou bem caracterizado nas imagens de satélite mantendo nebulosidade baixa no litoral sudeste (Figuras 4.1 c; d).

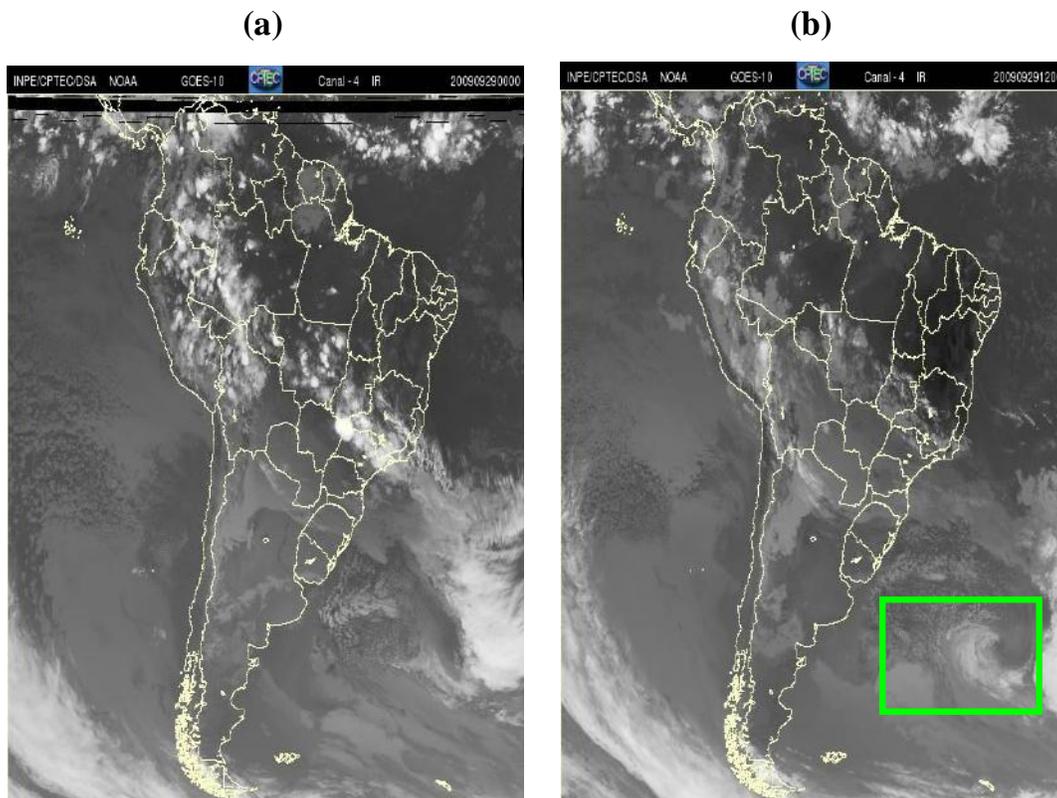
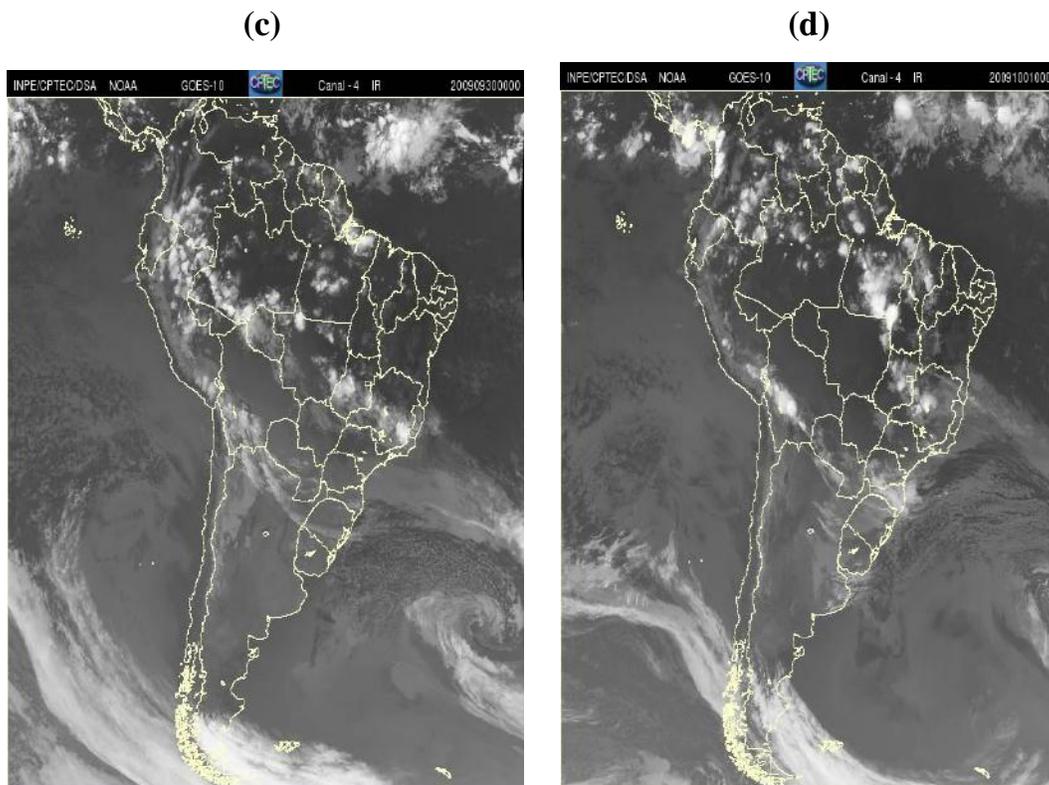


Figura 4.1 – (a) Imagem do satélite GOES-10, canal infravermelho, do dia 29/09/2009 às 00Z; (b) 29/09/2009 às 12Z; (c) 30/09/2009 às 00Z; (d) 01/10/2009 às 00Z – Fonte: CPTEC/INPE.



Apresenta-se na figura 4.2, uma ênfase no comportamento sinótico do sistema em questão. Percebe-se o sistema frontal, estacionário no interior do continente (Figura 4.2 a;b;c), estendendo seu ramo frio sobre o Atlântico associado ao ciclone (Figura 4.2 a – retângulo branco). A seguir, percebe-se o início de sua oclusão (Figura 4.2 b), com seu núcleo atingindo o seu menor valor de 979hPa (Figura 4.2 c) e o período de presença do anticiclone pós-frontal (Figuras 4.2 d;e;f), migrando em direção ao litoral fluminense. A sequência destes fatos provavelmente foi um fator determinante na geração das ondas de ressaca, depois do tempo de atuação do sistema de baixa pressão na atmosfera, o qual permaneceu por muito tempo no mesmo local.

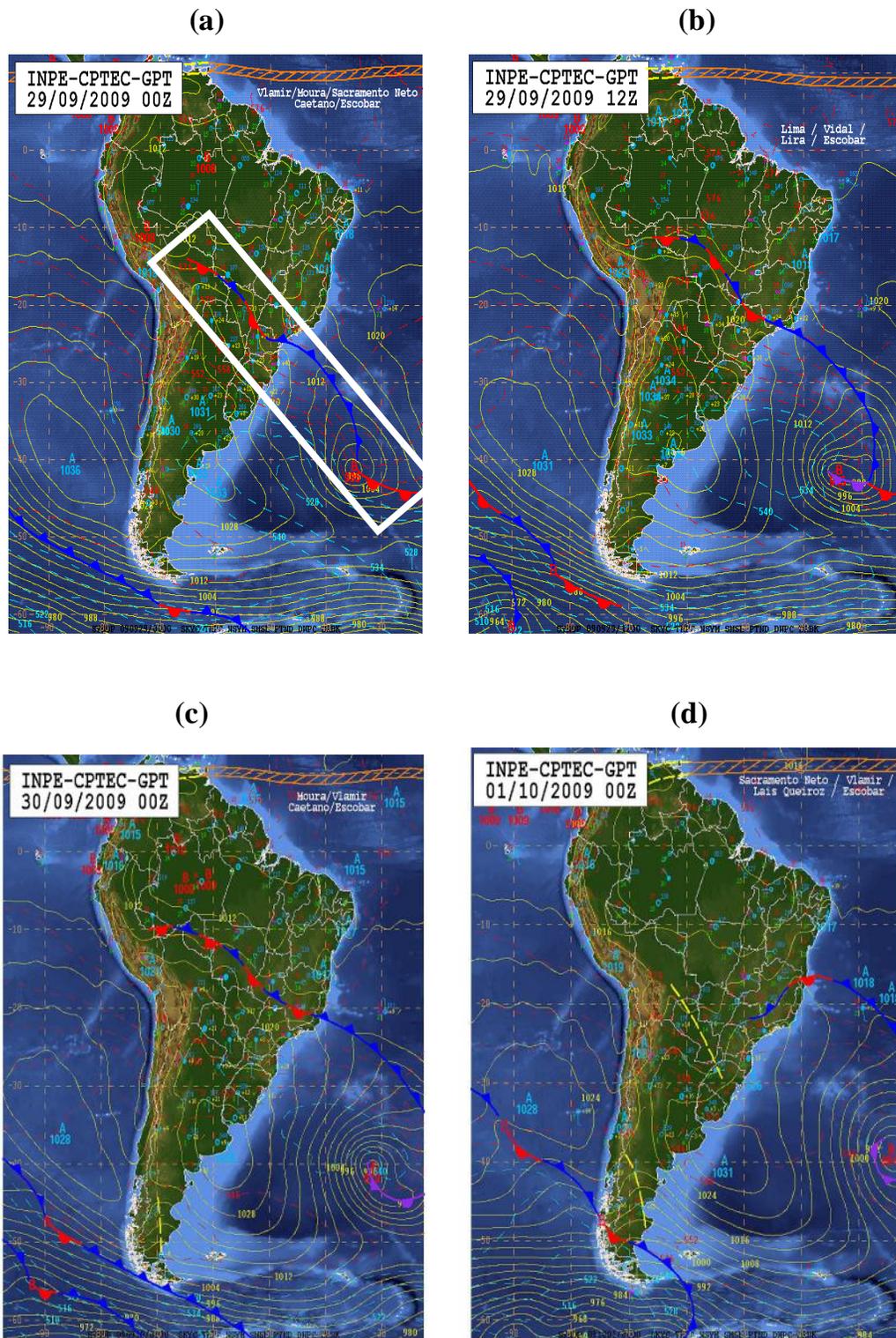
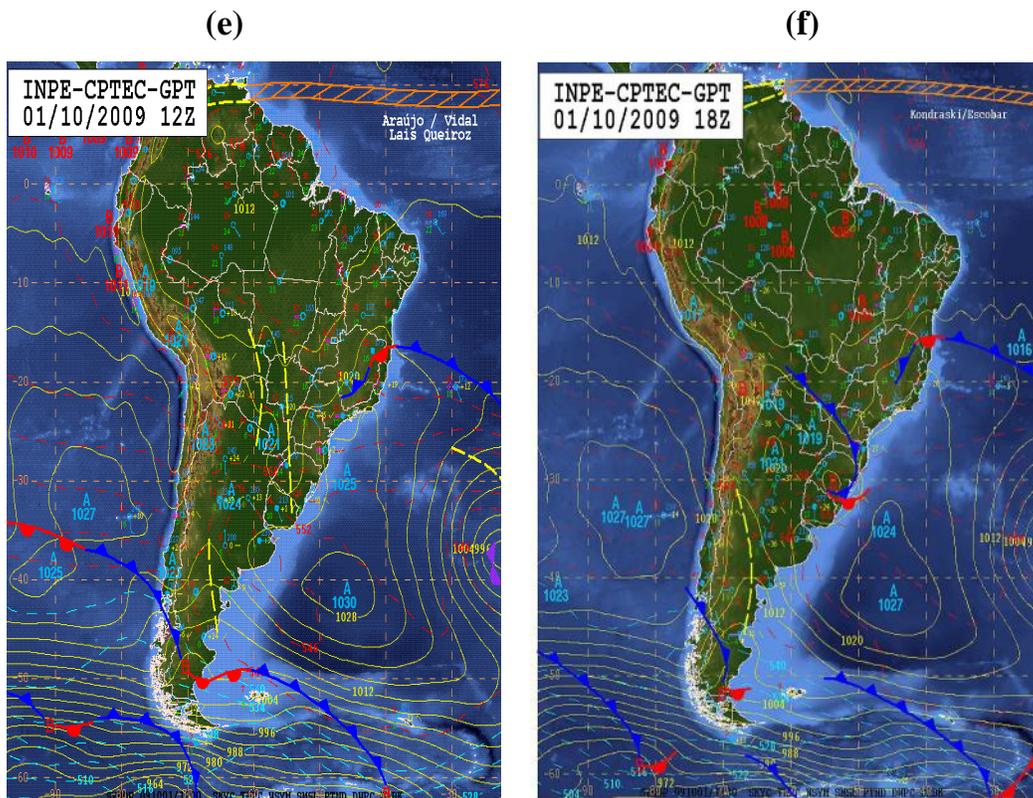


Figura 4.2 – Cartas Sinóticas geradas dia e horários respectivos: (a) 29/09/2009 – 00Z; (b) 29/09/2009 – 12Z; (c) 30/09/2009 – 00Z; (d) 01/10/2009 – 00Z; (e) 01/10/2009 – 12Z; (f) 01/10/2009 – 18Z.



Analisando as estimativas de vento do satélite Quikscat (Figura 4.3 a;b;c;d;e;f), nota-se que os valores do vetor resultante do vento a 10m, localização exata do ciclone oscilaram entre 25 e 35 nós (45 a 65 km/h – retângulo cinza). Devido a esta intensidade, o sentido de sudeste e a persistência do ciclone sobre o mesmo local, podem-se sugerir que estes ventos fortes são responsáveis pelas ondas altas e pelas ressacas nas praias em Niterói, citadas no tópico 4.1.

(a)

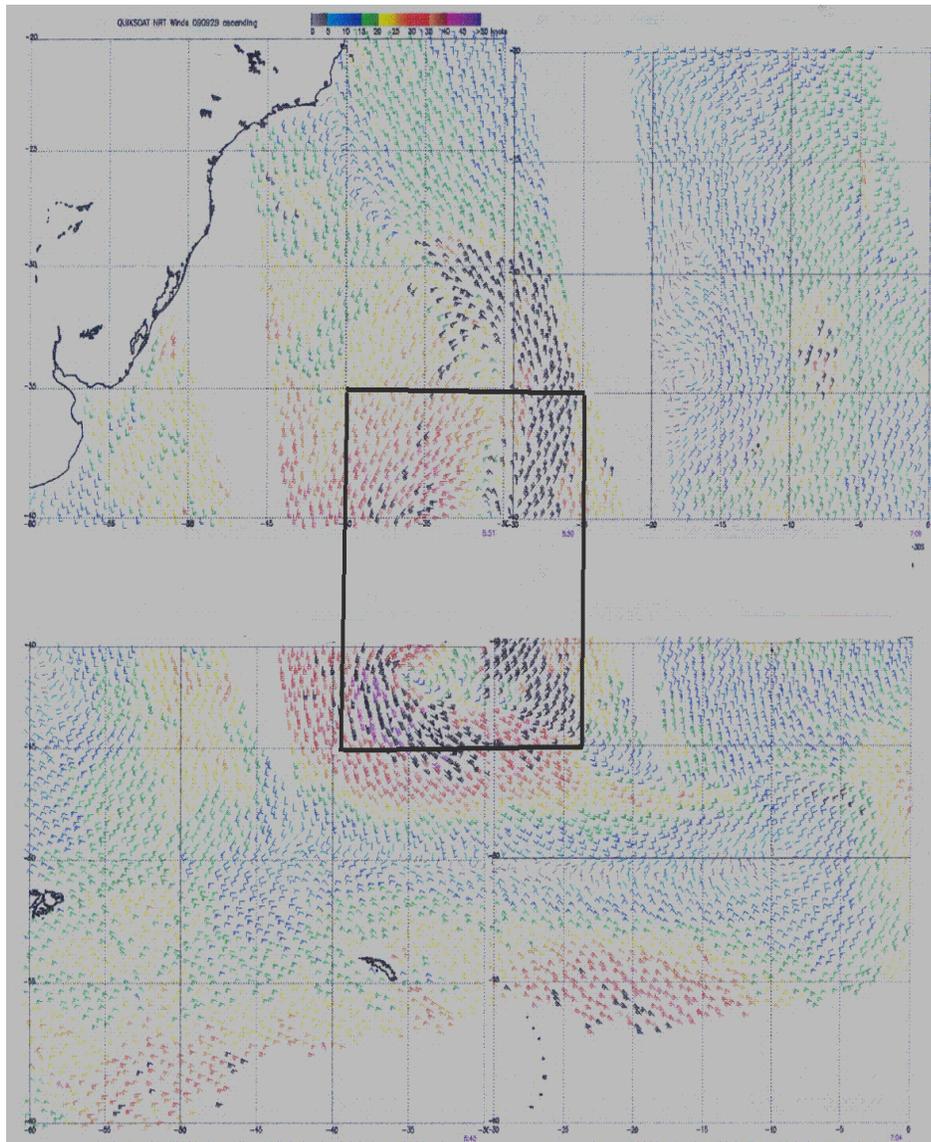
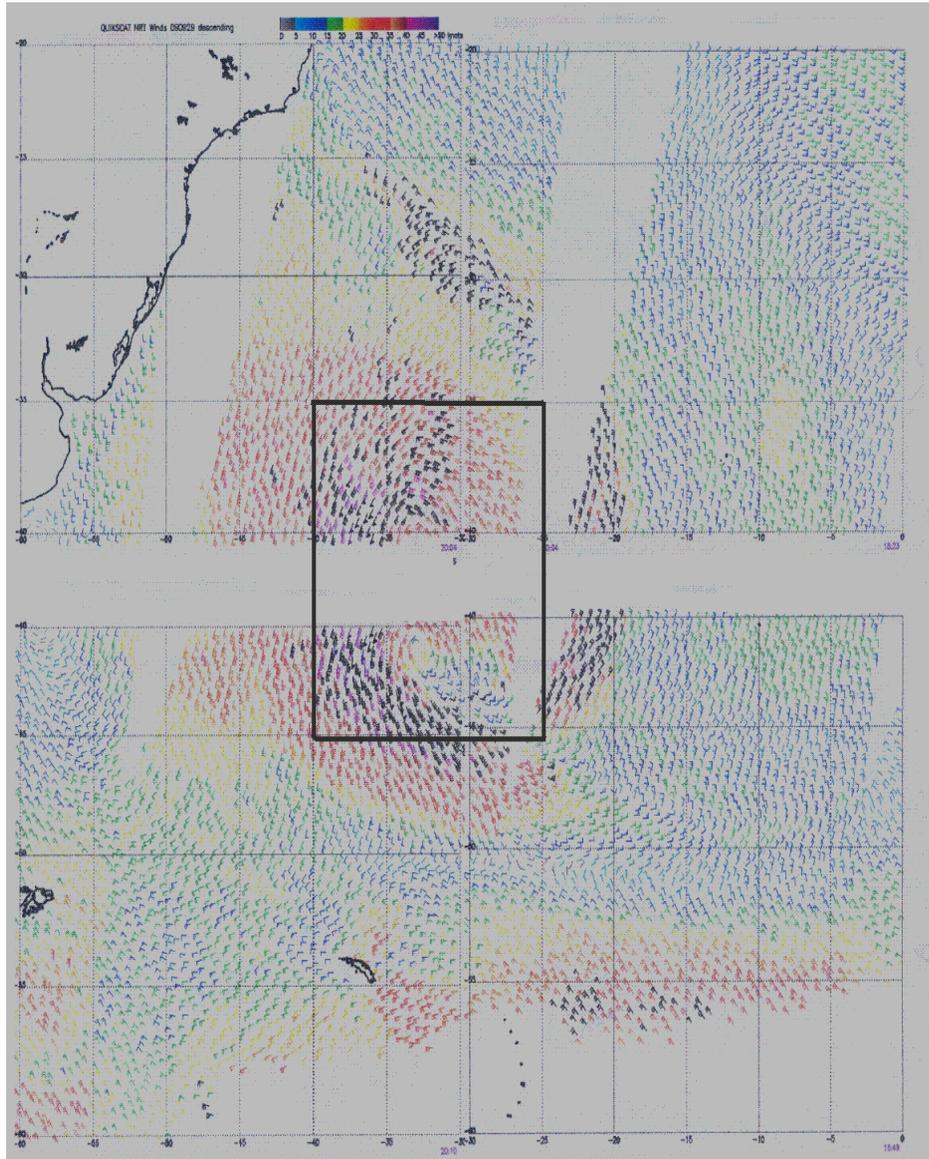
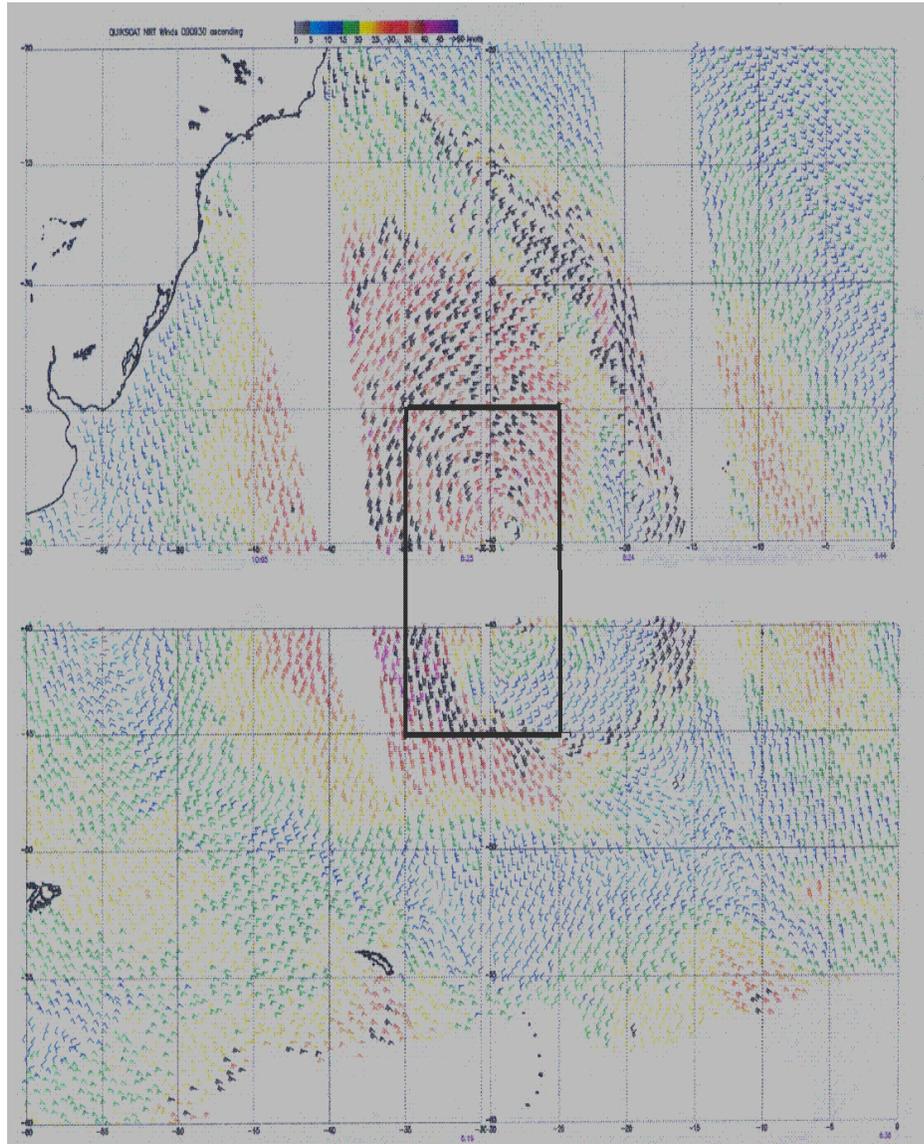


Figura 4.3 – Medidas estimadas de vento a 10m realizadas pelo satélite QuikSCAT nos dias e horários respectivos: (a) 29/09 – 09Z (ascendente), (b) 29/09 – 20Z (descendente), (c) 30/09 – 09Z (ascendente), (d) 30/09 – 20Z (descendente), (e) 01/10 – 09Z (ascendente) e (f) 01/10 – 20Z (descendente). Fonte: NOAA/NESDIS.

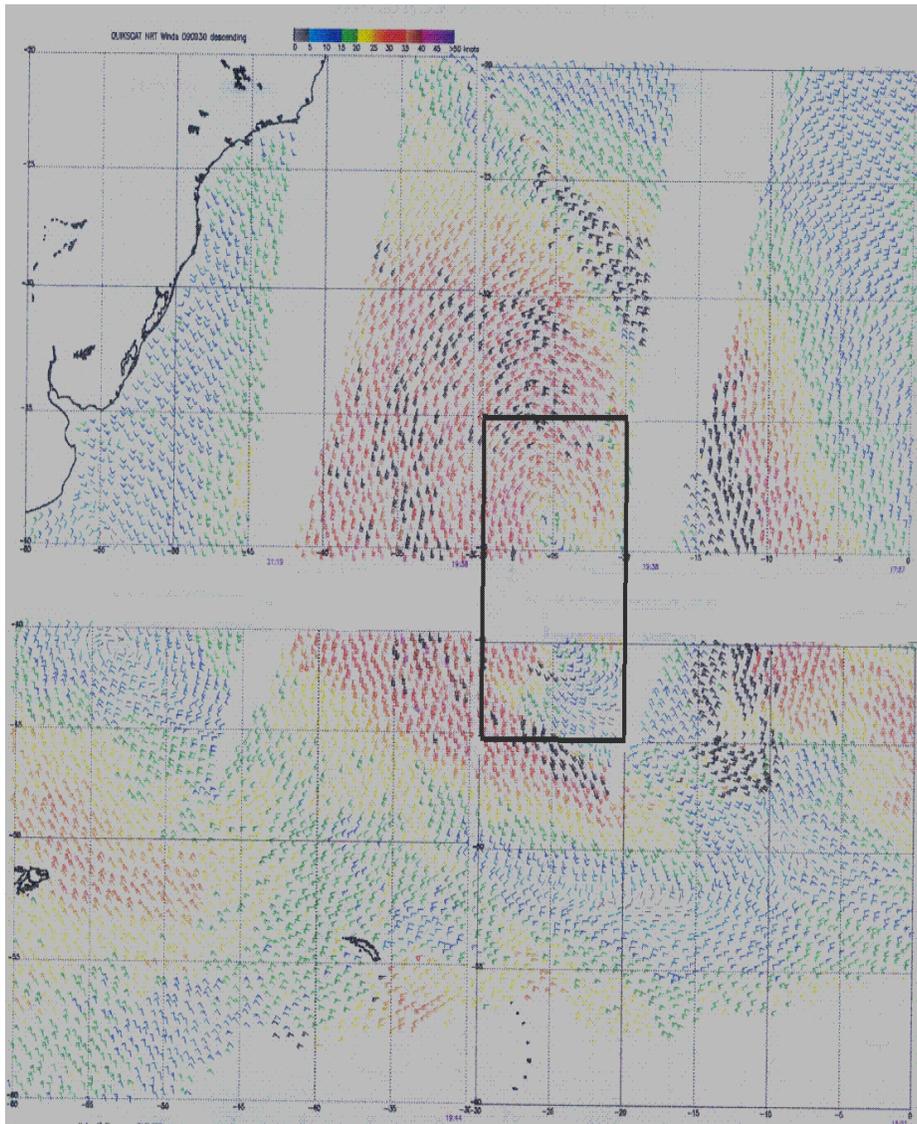
(b)



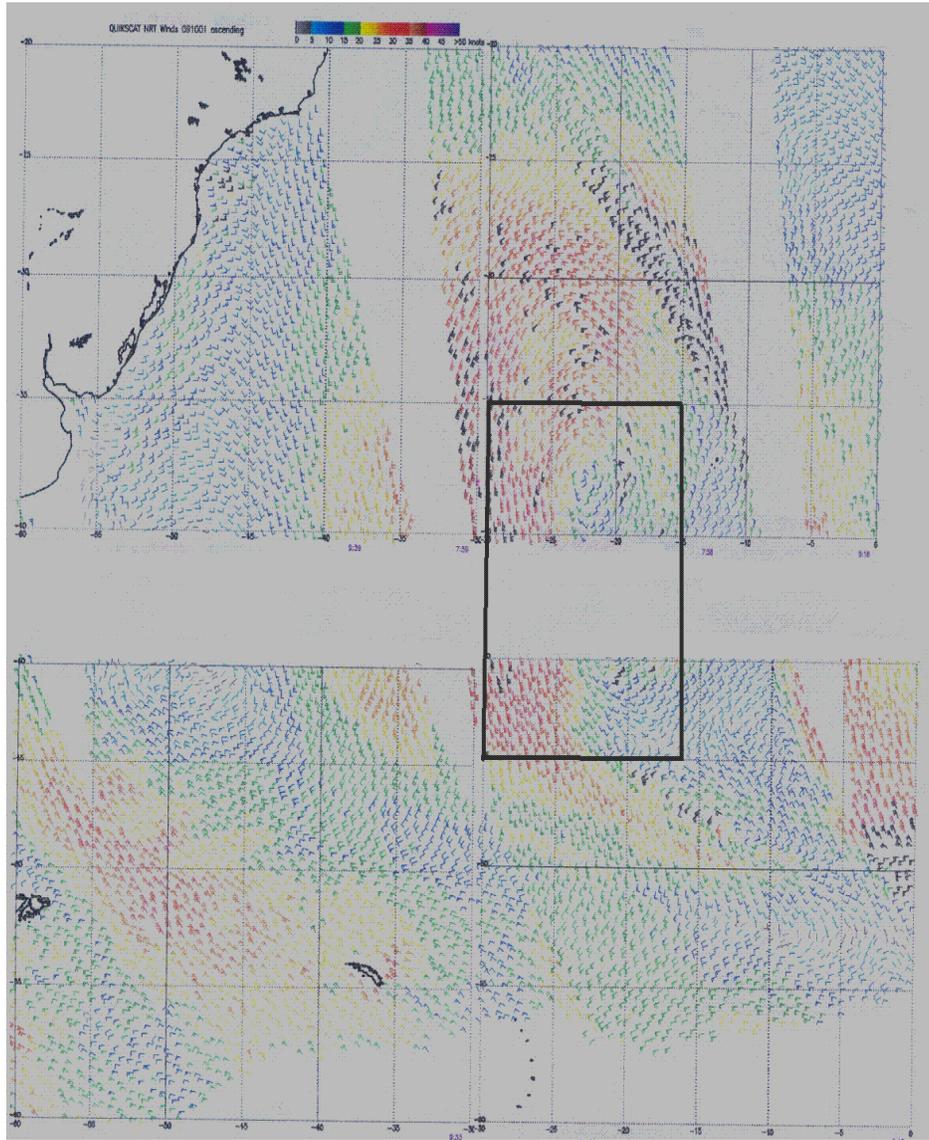
(c)



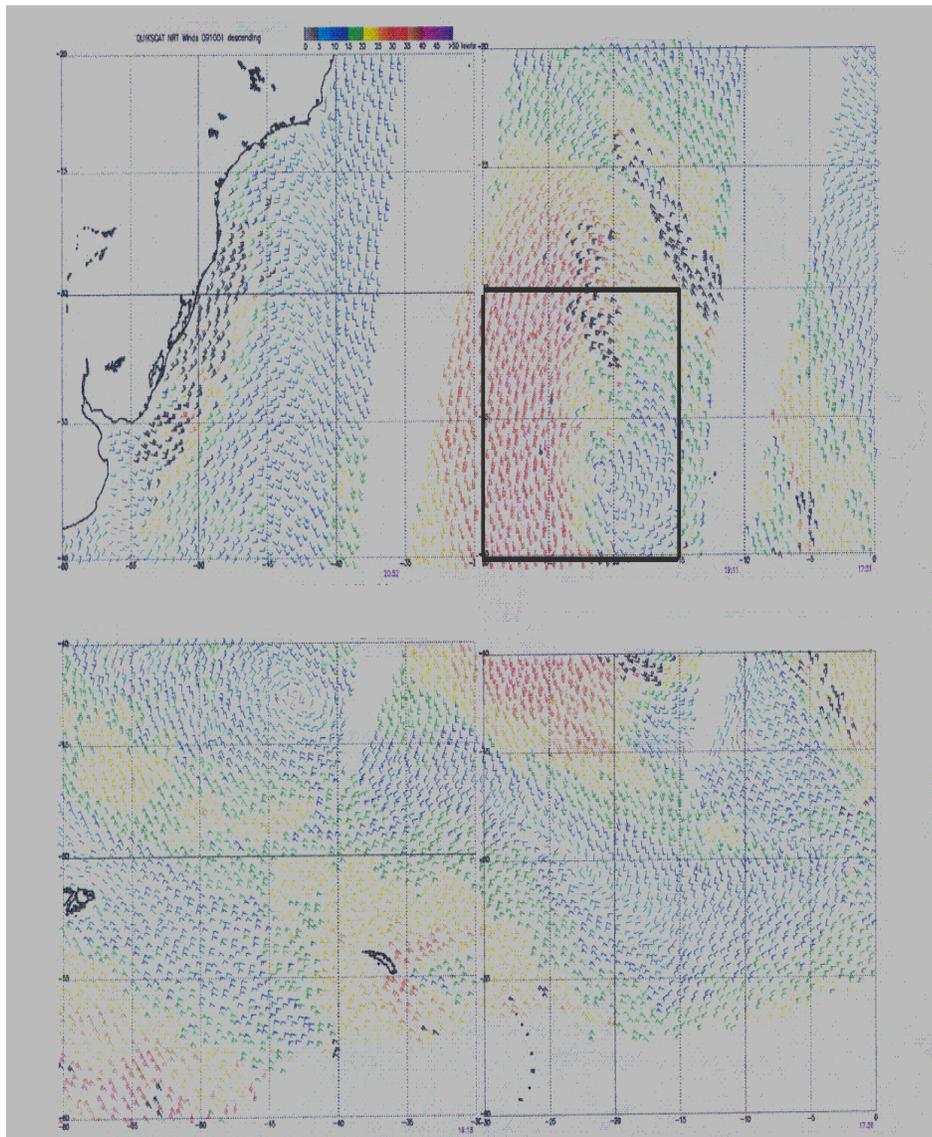
(d)



(e)



(f)



Os campos de pressão ao nível médio do mar provenientes das análises na área de estudo assemelham-se pela persistente presença do ciclone extratropical em intensificação sobre o Atlântico Sul, com sistema frontal associado, perturbando o estado atmosférico. Nestas ficam evidenciadas regiões de ventos fortes de direções SSE e SE, na borda SW do ciclone, gerando uma pista capaz de induzir a formação de ondas em direção ao litoral da região sudeste do Brasil. Outro fato percebido nos campos de pressão é o de justamente a borda SW do ciclone ser a porção do mesmo onde o

gradiente de pressão era mais intenso. A posição aproximada de tal pista pode ser ilustrada na forma de setas na figura 4.4. Em certos horários (Figura 4.4 a;b;c), à medida que o mesmo foi se deslocando pelo oceano, ele ficou mais intenso, atingindo valores de 984 hPa às 06Z do dia 30 (Figura 4.4 c). A partir daí, começou a enfraquecer gradativamente, contudo a configuração de baixa fechada foi mantida (Figura 4.4 d).

No dia 01/10/2009 às 12Z (Figura 4.4 e), instante de registro das ondas de ressaca em Niterói, uma alta fria migratória, localizada na retaguarda do sistema de baixa pressão com centro de 1028 hPa, atuando na parte sul e sudeste do Brasil.

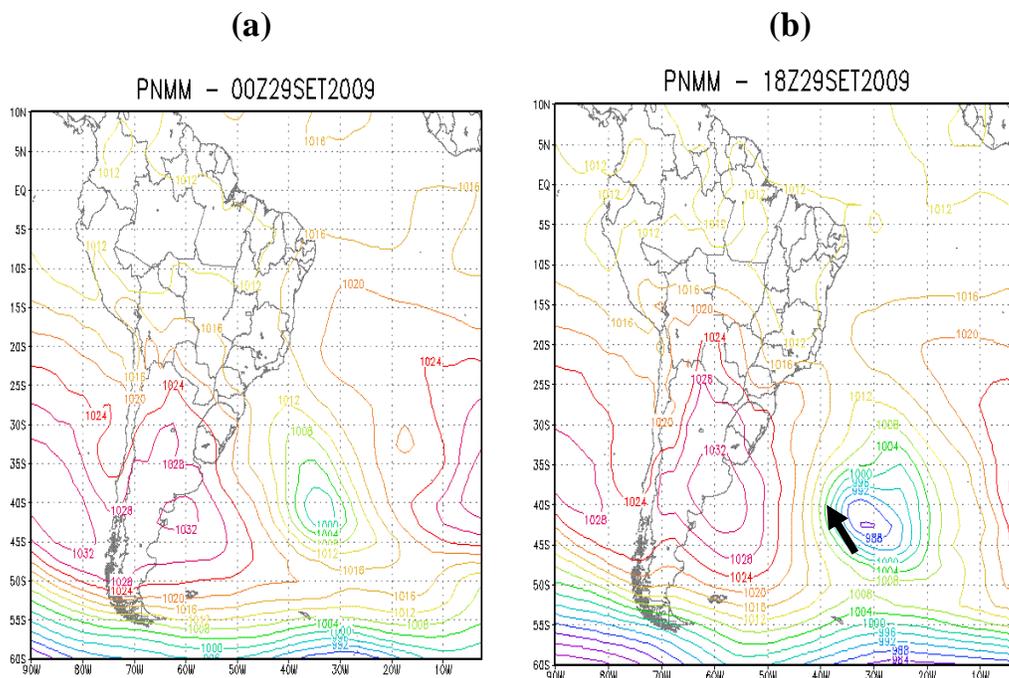
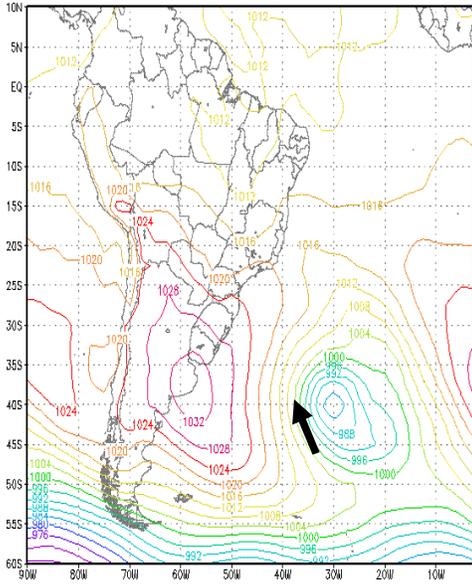


Figura 4.4 – (a) Campos de pressão ao nível do mar (hPa) para os dias 29/09/2009 às 00Z; (b) 29/09/2009 às 18Z; (c) 30/09/2009 às 06Z; (d) 30/09/2009 às 18Z; (e) 01/10/2009 às 12Z. Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.

(c)

PNMM - 06Z30SET2009



O comportamento do campo da pressão ao nível médio do mar será mais detalhado na explicação posterior. Onde serão apresentados o comportamento do geopotencial e temperatura em diversos níveis atmosféricos.

No dia 29/09/2009 às 12Z, o sistema ainda estava com uma estrutura baroclínica (Figura 4.5 b;c;d;e). Ou seja, a partir da observação do campo de baixos níveis (Figura 4.5 b) até aos altos níveis (Figura 4.5 e), nota-se o processo de amplificação de perturbações na atmosfera, convertendo-se energia potencial do estado básico em potencial de perturbação para depois tornar-se energia cinética de perturbação. Isto significa que o ciclone intensifica-se à medida que a baroclinia permanece, modificando o posicionamento. Esta citação anterior pode ser observada pelo fato do sistema de baixa pressão em superfície estar posicionado a leste do eixo do cavado de altos níveis (Figuras 4.5 d;e – bola preta), significando uma situação favorável a abaixamento de pressão e intensificação da baixa existente.

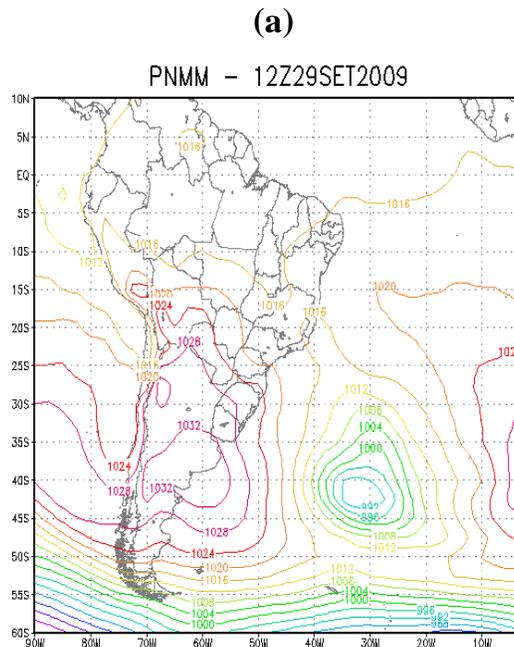
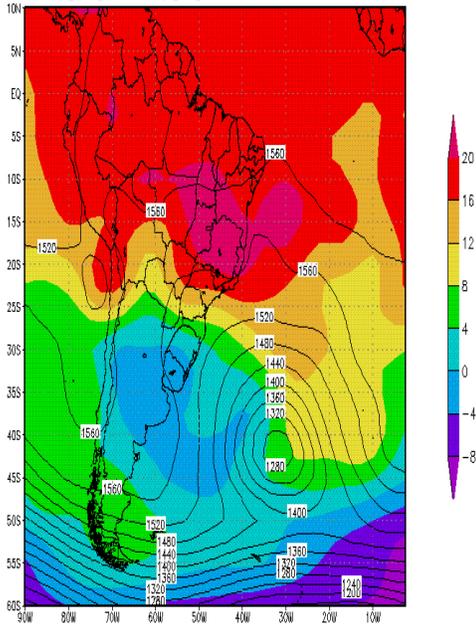


Figura 4.5 – Campo de pressão ao nível do mar nos respectivo dia e horário: (a) 29/09/2009 – 12Z. Campos de altura geopotencial no dia 29/09/2009 – 12Z – isolinhas (m) e temperatura do ar – coloridos (°C) para (b) 850hPa; (c) 600hPa; (d) 400hPa; (e) 200hPa. Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.

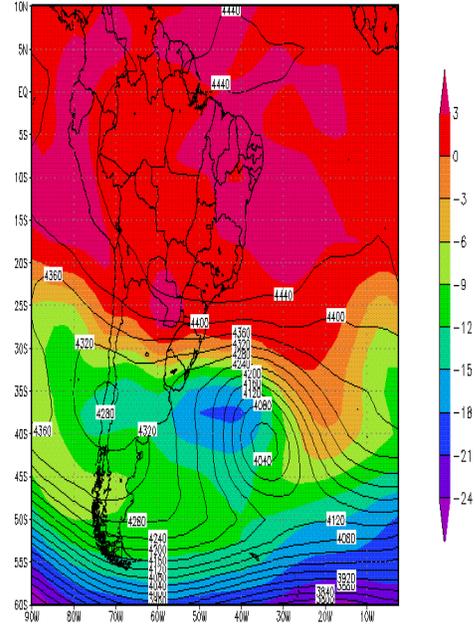
(b)

Temp[°C] e Geop[m] 850hPa 12Z29SET2009



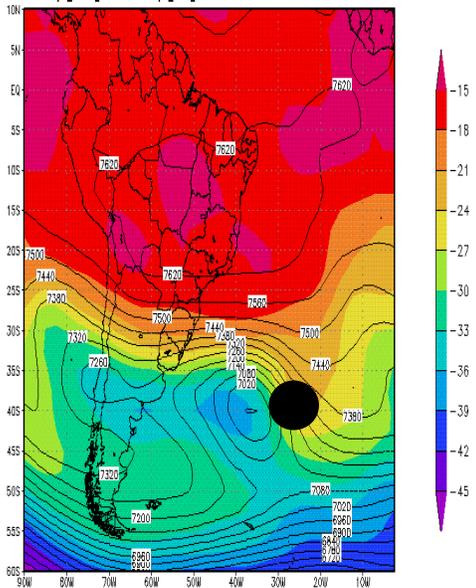
(c)

Temp[°C] e Geop[m] 600hPa 12Z29SET2009



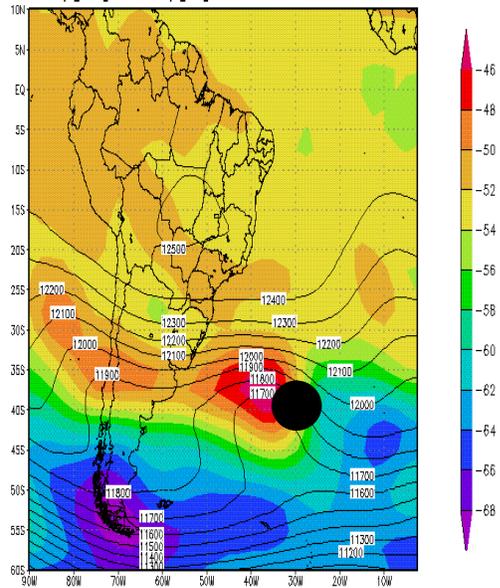
(d)

Temp[°C] e Geop[m] 400hPa 12Z29SET2009



(e)

Temp[°C] e Geop[m] 200hPa 12Z29SET2009



No dia 30/09/2009 às 12Z, o sistema começa a apresentar uma tendência de uma estrutura mais barotrópica (Figura 4.6 b;c;d;e). Em outras palavras, as cristas e cavados de níveis superiores sofreram deslocamento para leste e passaram a se posicionar de forma sobreposta ao sistema de baixa pressão em níveis inferiores. Nesta mesma figura, percebe-se claramente uma estrutura de baixa pressão de núcleo frio (“baixa fria”). Isto fica bem caracterizado nos valores de temperatura, pois a presença de ar mais frio no centro de baixa pressão, desde a baixa troposfera até o nível de 400hPa, reforça esta dedução.

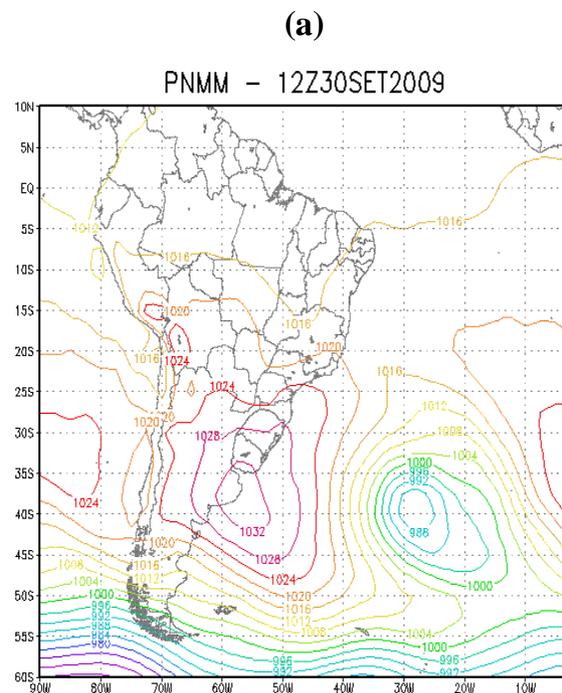
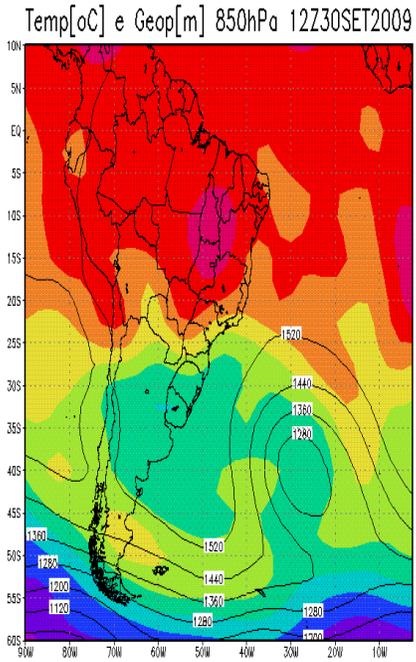
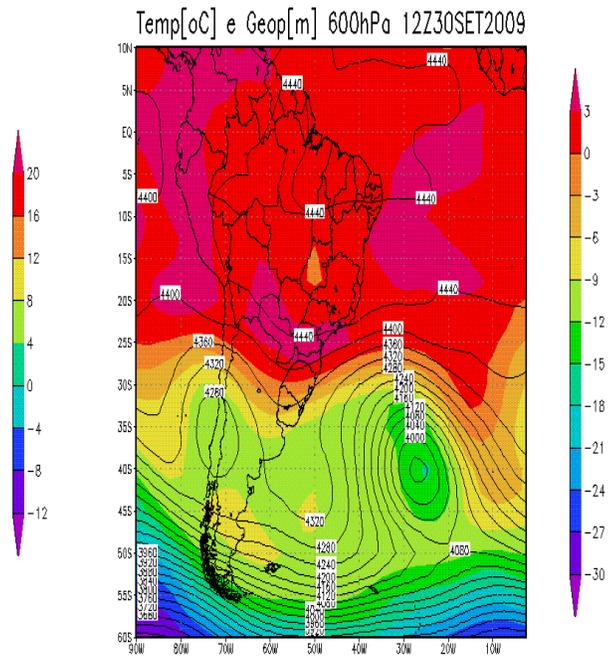


Figura 4.6 – Campo de pressão ao nível do mar nos respectivo dia e horário: (a) 30/09/2009 – 12Z. Campos de altura geopotencial no dia 30/09/2009 – 12Z – isolinhas (m) e temperatura do ar – coloridos (°C) para (b) 850hPa; (c) 600hPa; (d) 400hPa; (e) 200hPa. Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.

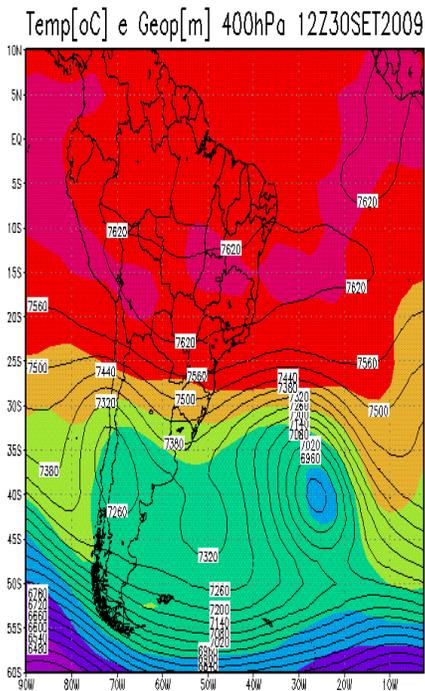
(b)



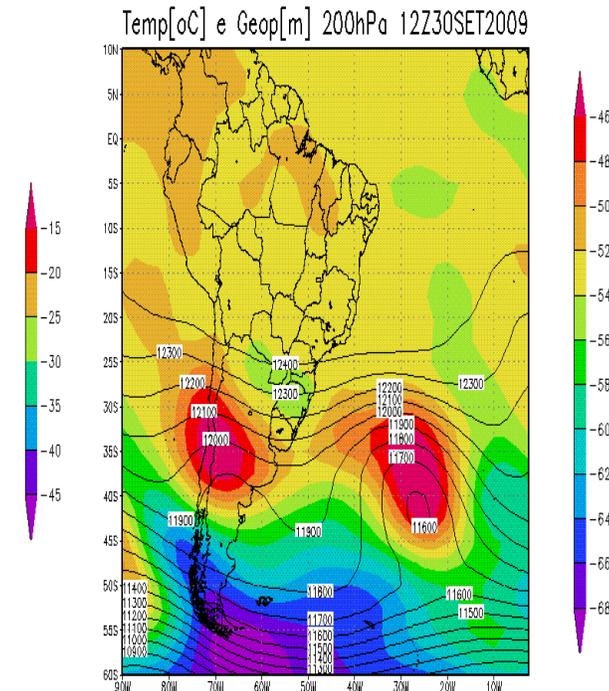
(c)



(d)



(e)



No dia 01/10/2009 às 12Z (quando ocorreu a ressaca no litoral), a seqüência dos campos mostrados (Figura 4.7 a;b;c;d;e) confirma-se a estrutura barotrópica, pois a baixa em 200hPa (Figura 4.7 e) está sobreposta desde os campos de níveis baixos (Figura 4.7 a;b), passando pelos médios (Figura 4.7 c;d) até os níveis superiores (Figura 4.7 e). Desta forma, espera-se que o sistema comece a desintensificar e sua estrutura a desconfigurar, uma vez que a contribuição baroclínica para a baixa de superfície deixou de existir. A partir deste horário, o ciclone iniciou seu enfraquecimento e se deslocou para mais distante, à leste da região de estudo.

Este sistema é profundo, como o qual espera-se de um sistema de “baixa fria”, uma vez que sistemas de baixa com o núcleo frio intensificam-se com a altura, consistentemente ao balanço do vento térmico.

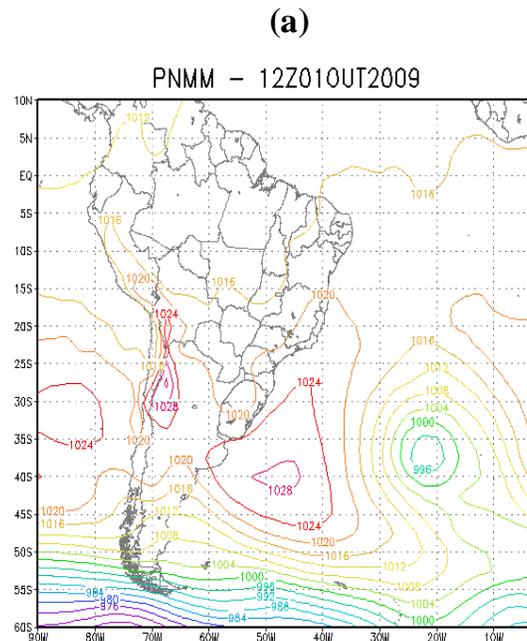
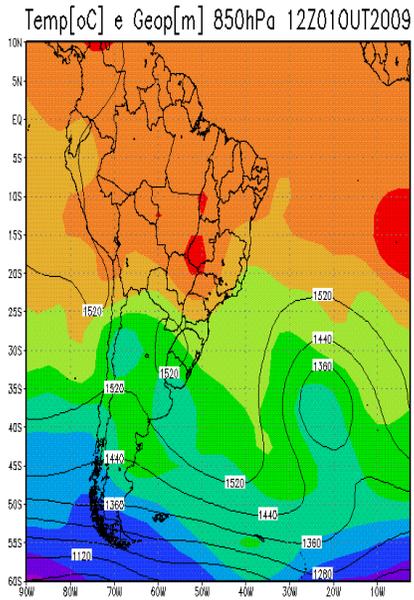
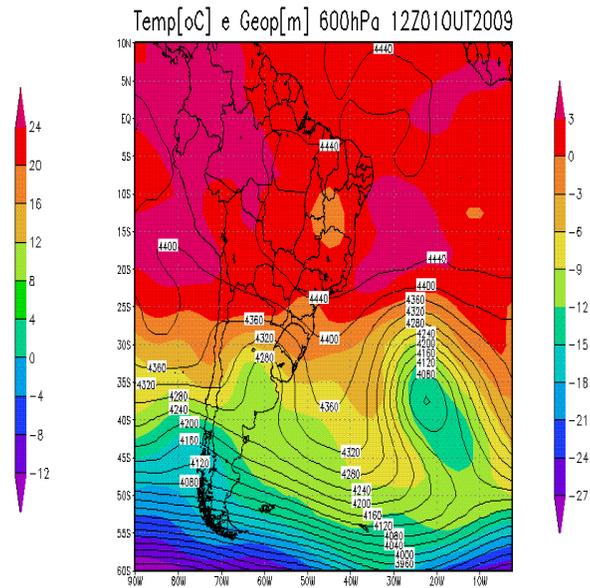


Figura 4.7 – Campo de pressão ao nível do mar no respectivo dia e horário: (a) 01/10/2009 – 12Z. Campos de altura geopotencial no dia 01/10/2009 – 12Z – isolinhas (m) e temperatura do ar – coloridos (°C) para (b) 850hPa; (c) 600hPa; (d) 400hPa; (e) 200hPa. Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.

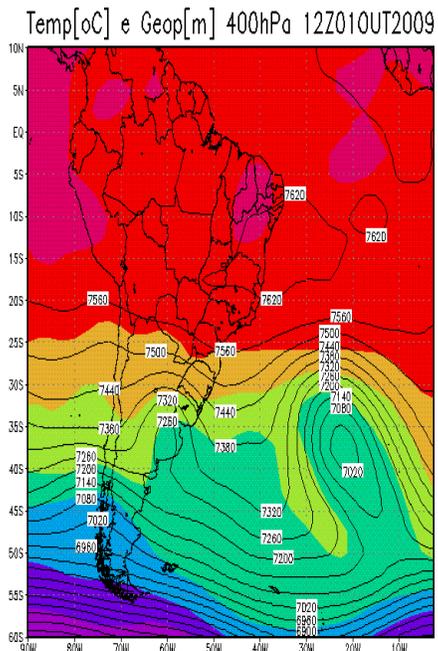
(b)



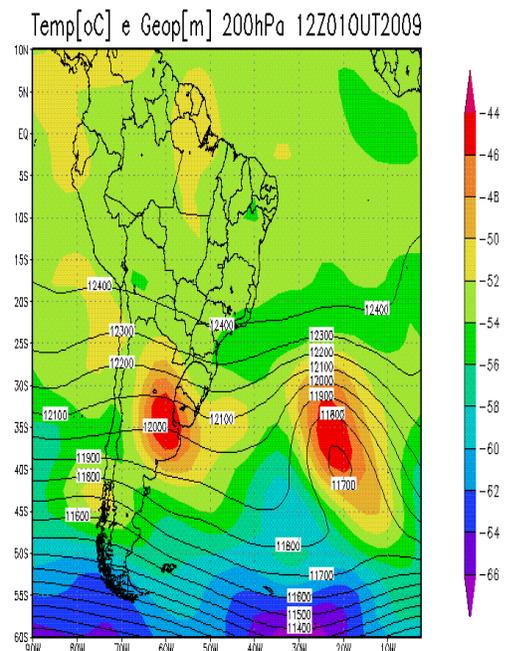
(c)



(d)



(e)



Um outro aspecto importante de se abordar é a distribuição de umidade em baixos níveis, uma vez que a umidade pode alimentar a convecção associada ao ciclone, o que contribui para fortalecê-lo por liberação de calor latente. Por este aspecto, caso a umidade seja transportada para o local do ciclone, isto contribui para fortalecer o sistema. Sendo assim, os campos de umidade específica, divergência de umidade e linhas de corrente serão explicados com o mesmo procedimento de questões anteriores, expondo figuras de reanálises de até 48 horas antes do ocorrido.

No dia 29/09/2009 às 12Z nota-se que o ciclone está localizado em uma região com disponibilidade e convergência de umidade respectivamente (Figura 4.8 a;b). Esta mesma umidade parece estar sendo transportada da região do Atlântico Tropical até o ciclone extratropical, posicionado a 42°S (Figura 4.8 b;c). Além disso, pode-se afirmar que o mesmo em superfície está ligeiramente à leste do cavado de altos níveis neste horário, caracterizando baroclinia (Figura 4.8 c;d e Figura 4.8 e – bola preta), confirmando a análise anterior nos campos de geopotencial.

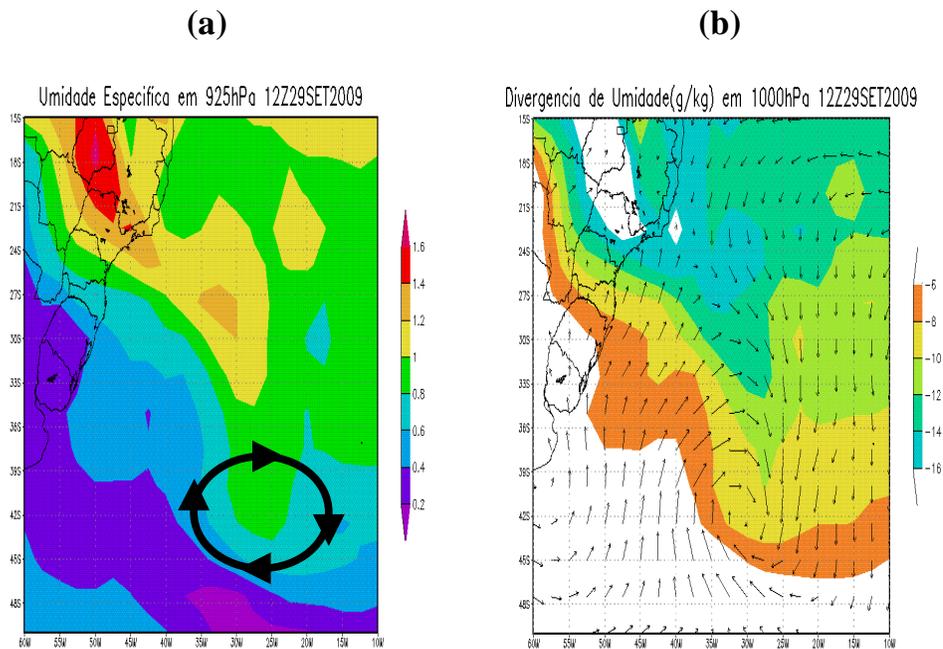
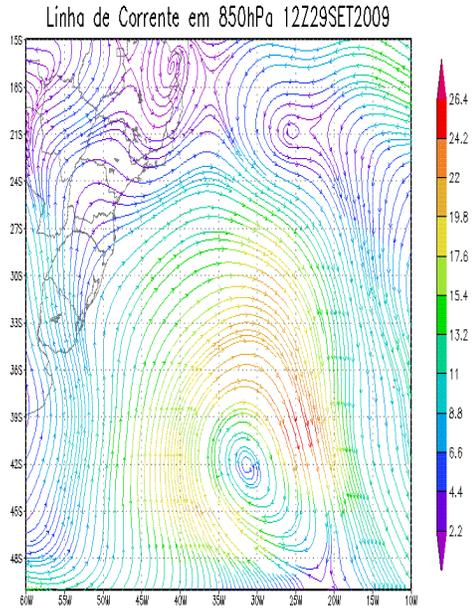
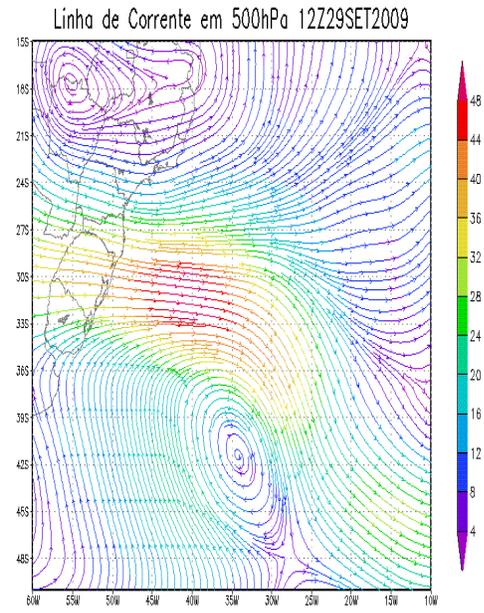


Figura 4.8 – Campos analisados para o dia 29/09/2009 às 12Z - (a) Umidade Específica em 925hPa; (b) Divergência de umidade no nível de 1000hPa no período; Linhas de Corrente em (c) 850hPa; (d) 500hPa; (e) 200hPa. Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.

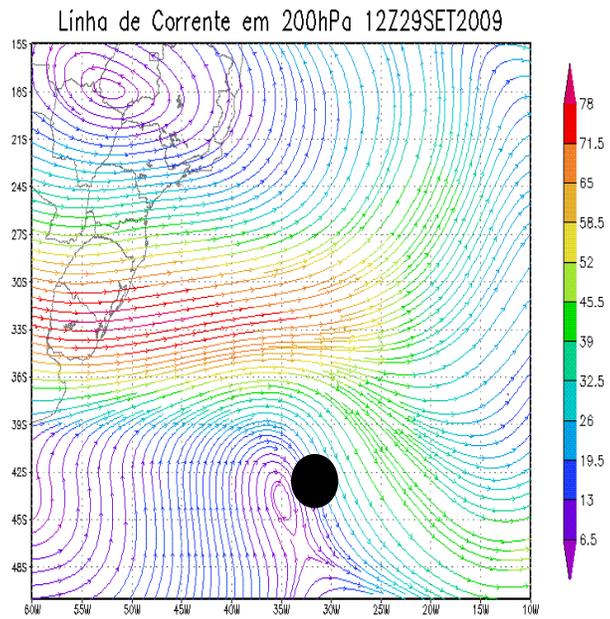
(c)



(d)



(e)



No dia 30/09/2009 às 12Z, os valores de umidade (Figura 4.9 a) tiveram um pequeno aumento nas latitudes maiores. Isto provavelmente justifica-se pelo transporte de umidade (Figura 4.9 b) ainda ocorrer na mesma região de atuação do ciclone, ajudando a manter o sistema ativo. Nos campos de linhas de corrente (Figura 4.9 c;d;e) é relevante destacar que as baixas, em todos os níveis, estão sobrepostas, nesse horário. Diante disso, a estrutura parece ter uma estrutura barotrópica.

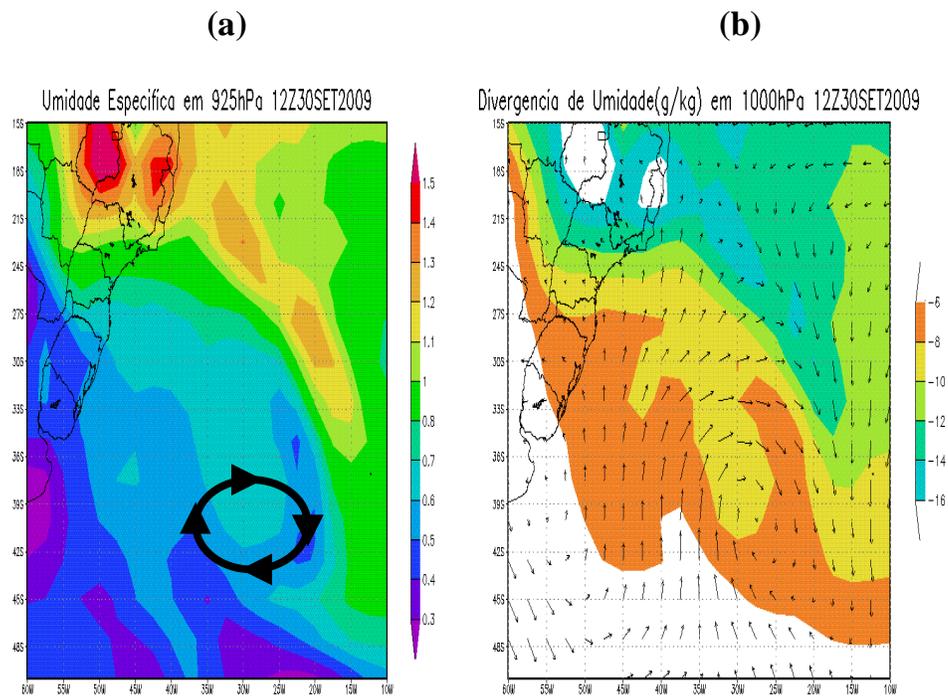
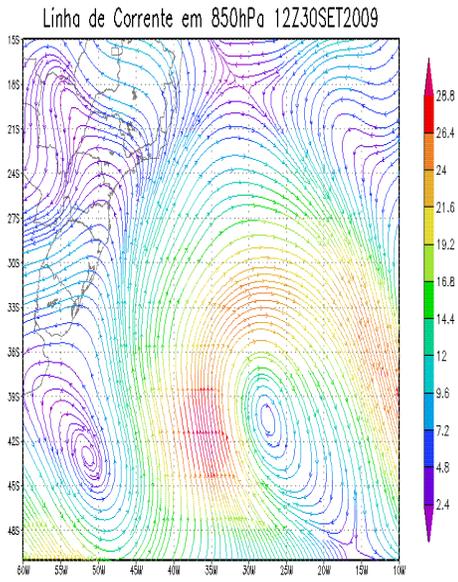
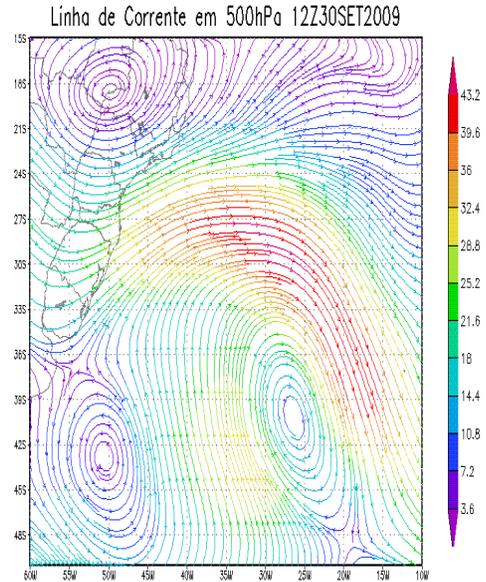


Figura 4.9 – Campos analisados para o dia 30/09/2009 às 12Z - (a) Umidade Específica em 925hPa; (b) Divergência de umidade no nível de 1000hPa no período; Linhas de Corrente em (c) 850hPa; (d) 500hPa; (e) 200hPa. Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.

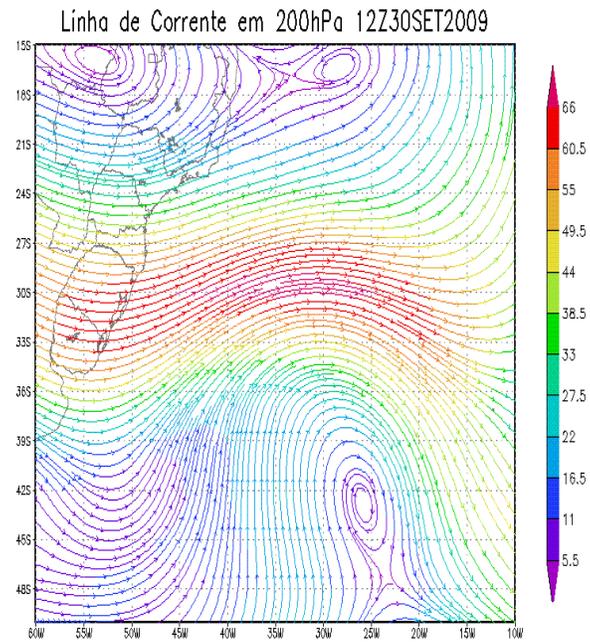
(c)



(d)



(e)



No dia 01/10/2009 às 12Z, os valores de umidade (Figura 4.10 a) apresentam praticamente os mesmos valores do horário anterior, com um pequeno aumento ao leste do Atlântico nas latitudes médias. Isto provavelmente justifica-se pelo transporte de umidade (Figura 4.10 b) o qual acompanha o ciclone (agora em latitudes menores), à nordeste do posicionamento inicial. Nos campos de linhas de corrente (Figura 4.10 c;d; e), é importante destacar a melhor identificação do mesmo através das baixas sobrepostas em todos os níveis, destacando-se mais uma vez sua estrutura barotrópica.

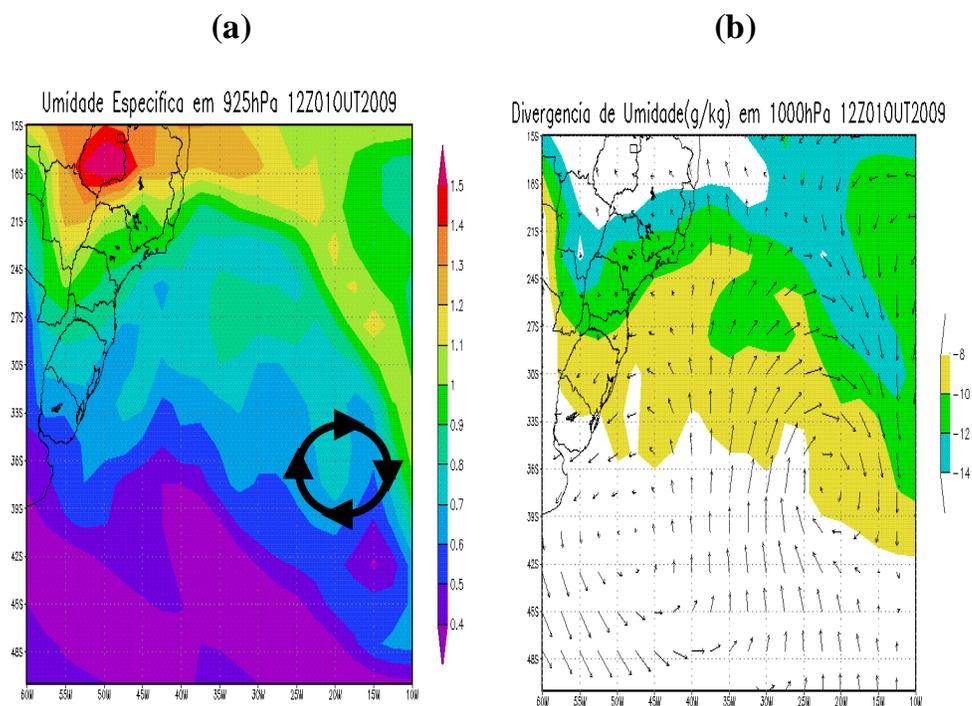
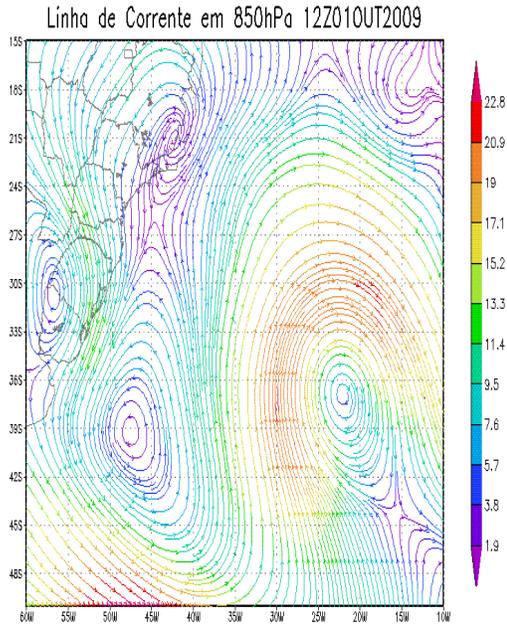
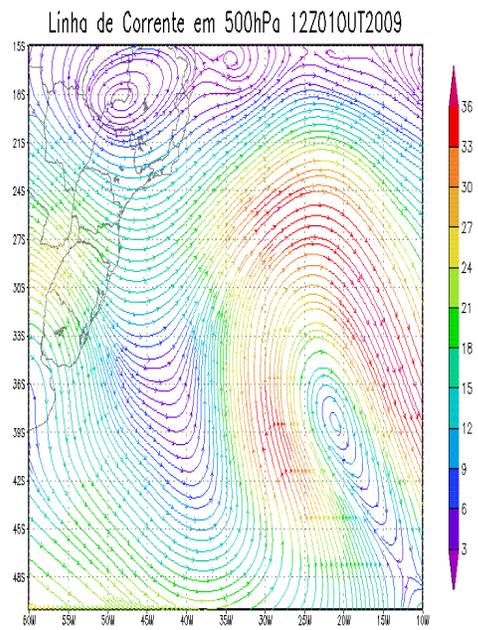


Figura 4.10 – Campos analisados para o dia 01/10/2009 às 12Z - (a) Umidade Específica em 925hPa; (b) Divergência de umidade no nível de 1000hPa no período; Linhas de Corrente em (c) 850hPa; (d) 500hPa; (e) 200hPa. Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.

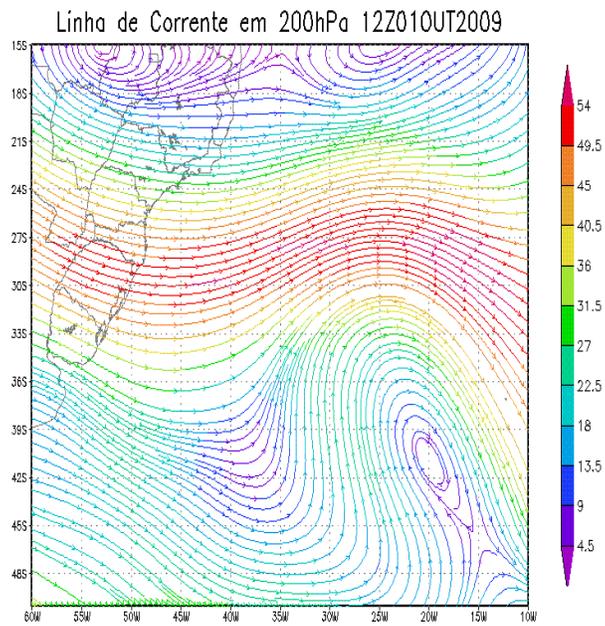
(c)



(d)



(e)



Como foi mencionado anteriormente no tópico 4.1, o fenômeno da ressaca em Niterói foi observado no dia 01/10/2009 na parte da manhã e o horário às 12Z é o mais correspondente ao evento. Então, analisaram-se os perfis verticais zonais e meridionais de até 48 horas antes do registro dos fatos. Para isto, cortes zonais e meridionais foram feitos sobre o litoral fluminense (23°S e 43°W) e mostrados na figura a seguir [Figura 4.11 (1) e (2)].

Em relação ao vento zonal (Figura 4.11 3a;3b;3c), percebe-se um comportamento homogêneo com a presença de ventos fracos para oeste nos baixos níveis sem grandes alterações e nos altos níveis as condições são mais alteradas com vento intenso para leste principalmente em 200 hPa.

Em relação ao vento meridional (Figura 4.11 4a;4b;4c), percebe uma evidente perturbação na atmosfera principalmente em 30/09/2009 às 00Z (Figura 4.11 4b) quando o vento muda de sentido nos baixos níveis vindo de sul neste instante, permanecendo até 01/10/2009 às 12Z (Figura 4.11 4c).

Em virtude dos argumentos apresentados, pode-se afirmar que o sentido dos fortes ventos no instante do registro do fenômeno era predominantemente de sudeste, contribuindo para a geração das ondas acima do normal.

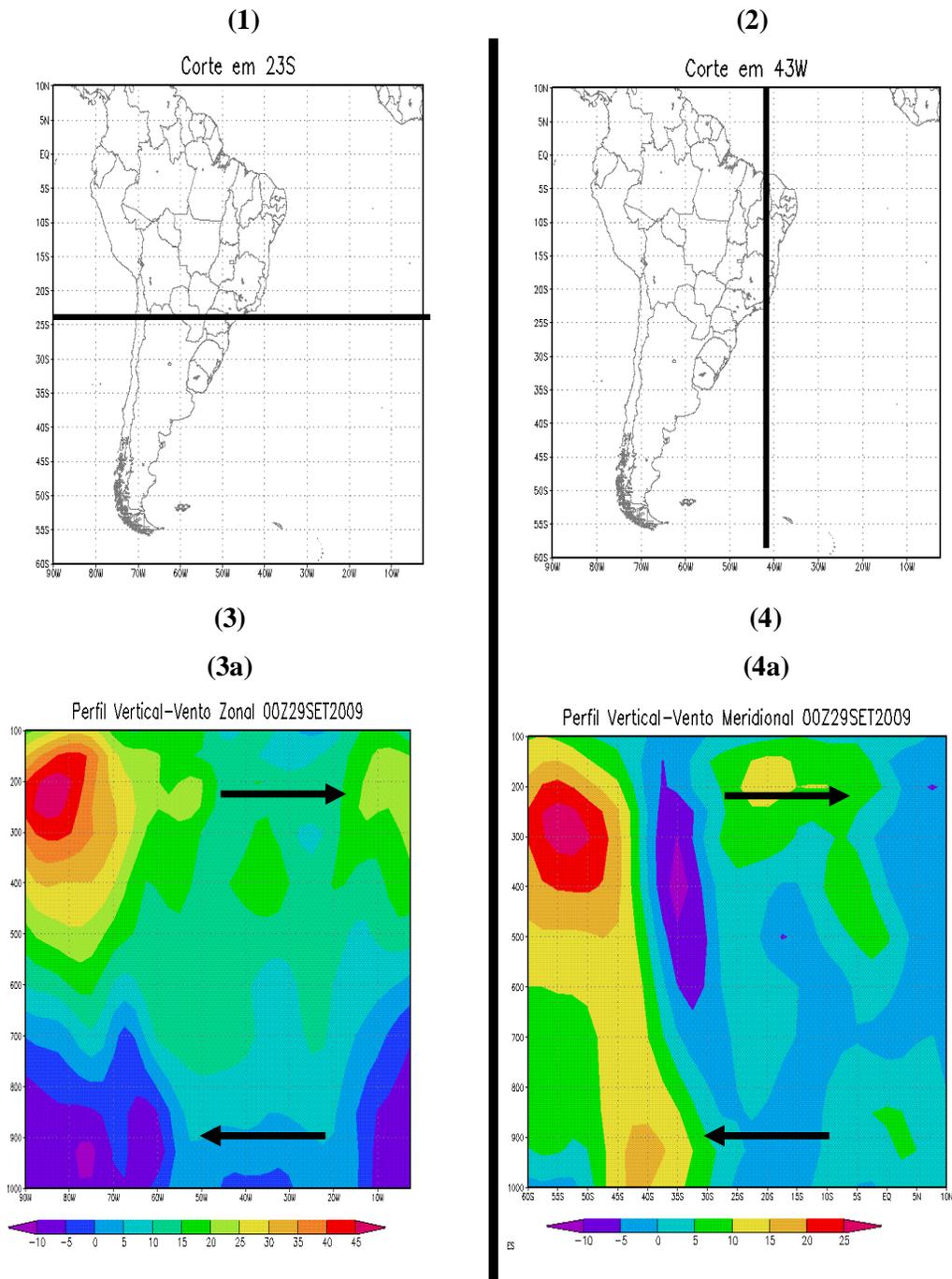
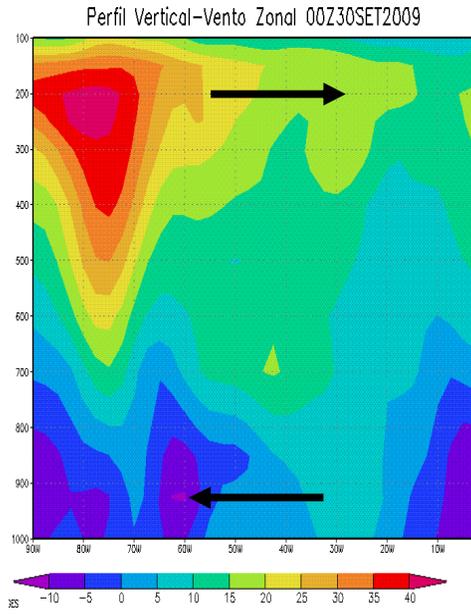
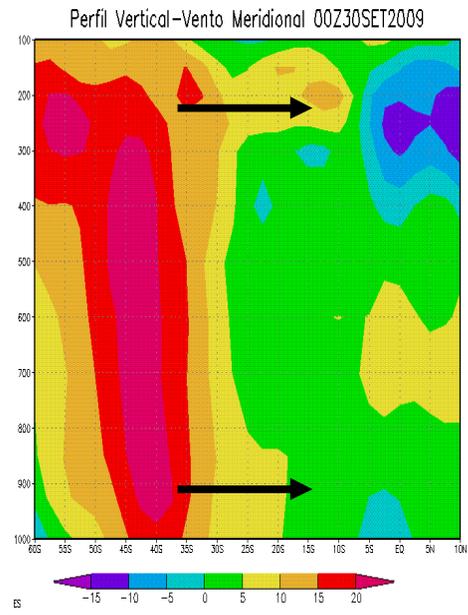


Figura 4.11 – (1) Corte zonal feito em 23°S. (2) Corte meridional feito em 43°W. (3) Perfil vertical do vento zonal desde 1000 até 100 hPa nos respectivos dias e horários: (3a) 29/09/2009 – 00Z ; (3b) 30/09/2009 – 00Z ; (3c) 01/10/2009 – 12Z. (4) Perfil vertical do vento meridional desde 1000 até 100 hPa nos respectivos dias horários : (4a) 29/09/2009 – 00Z ; (4b) 30/09/2009 – 00Z ; (4c) 01/10/2009 – 12Z. Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis.

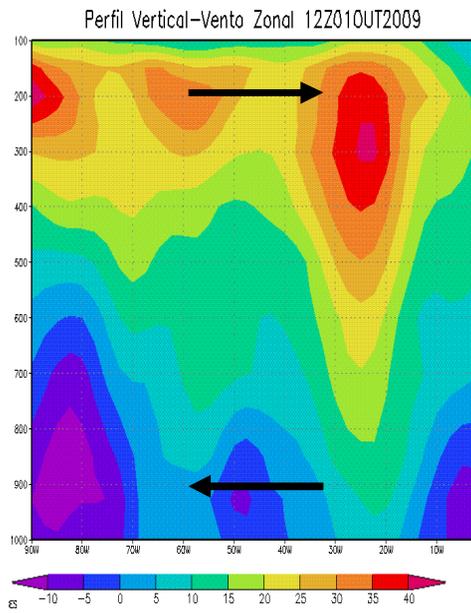
(3b)



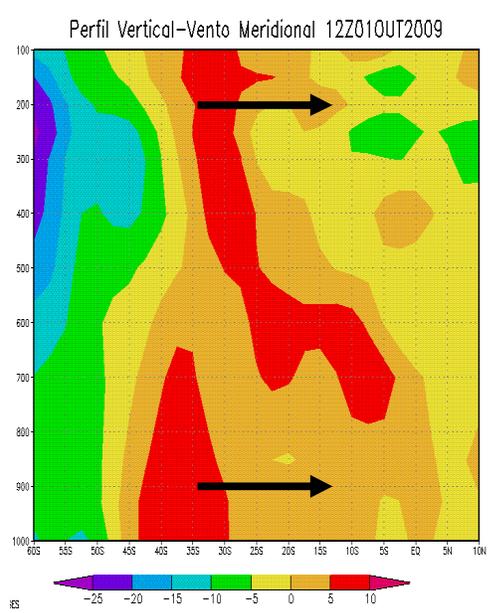
(4b)



(3c)



(4c)



Enfatizando a altura e direção das ondas através do modelo de previsão WAM (Figura 4.12 a;b;c), percebe-se que a partir de sessenta horas antes do evento (Figura 4.14 a – retângulo azul), o mesmo já estava correlacionado com as informações publicadas futuramente em veículos de comunicação. Informaram ondas de 1,5 metro no dia do evento na costa fluminense (citado no tópico 4.1) e de acordo com os avisos de tempo adverso, emitido pelo Serviço Meteorológico Marinho, ondas oceânicas variariam entre 3 e 6 metros durante esse período, citado na tabela 4.1. Este é um campo de visualização no qual comprovam-se ondas altas no Atlântico e como consequência a formação de ressaca nas praias em Niterói.

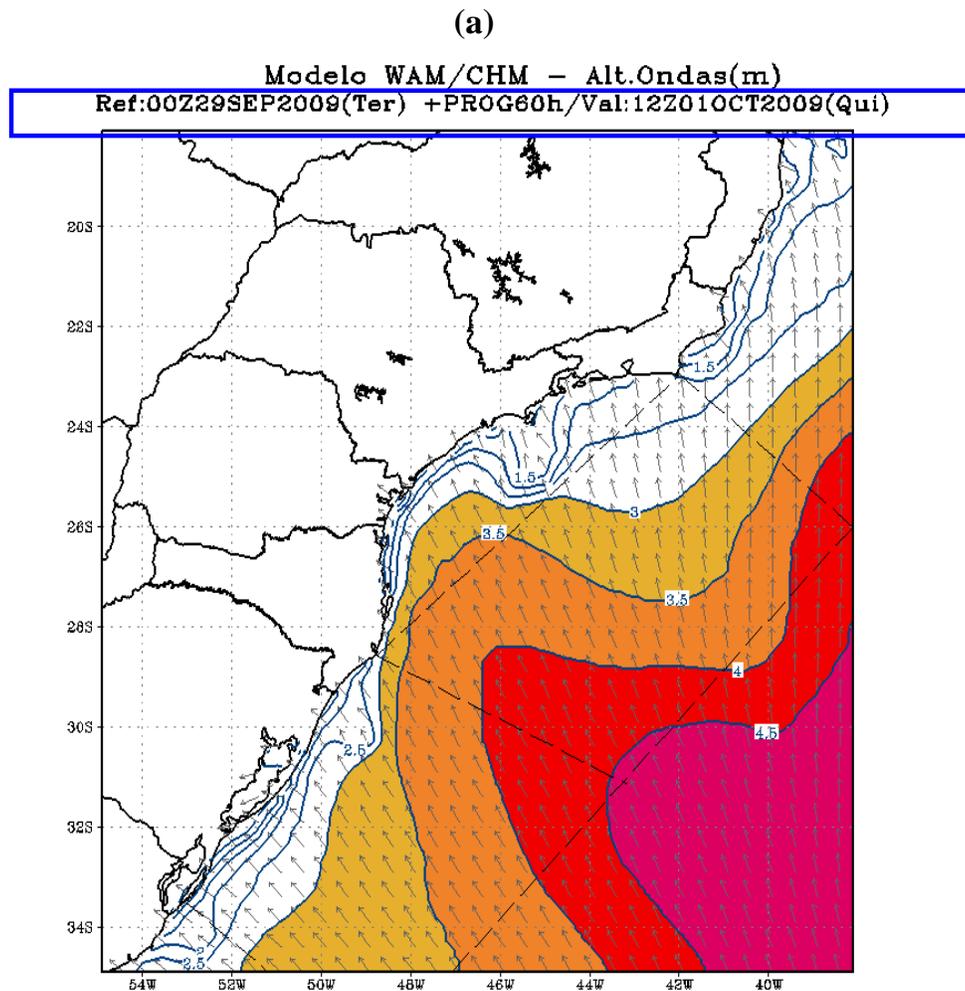
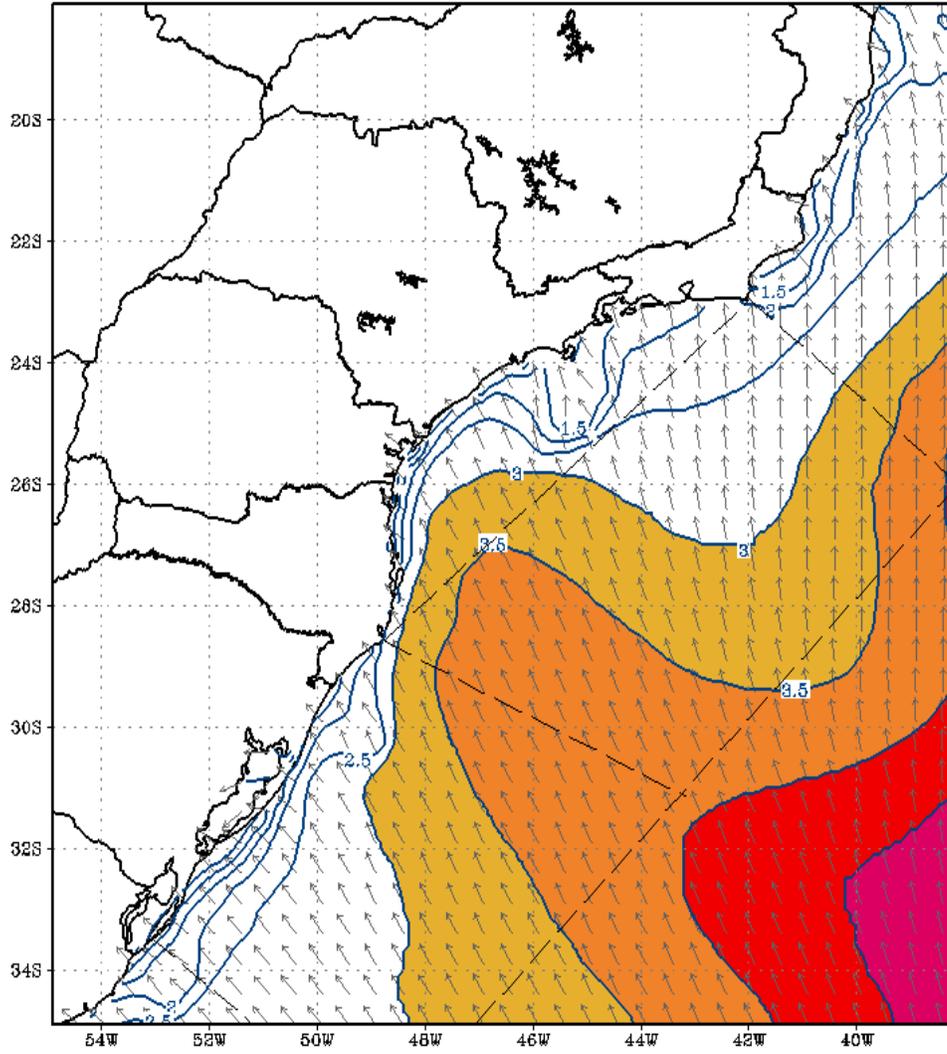


Figura 4.12 – Altura e direção das ondas geradas pelo modelo de previsão de ondas WAM, rodado e previsto nos dias e horários: (a) 29/09/2009 00Z – Prognóstico para 60 horas: 01/10/2009 12Z; (b) 30/09/2009 00Z – Prognóstico para 36 horas: 01/10/2009 12Z; (c) 01/10/2009 00Z – Prognóstico para 12 horas: 01/10/2009 12Z. Fonte: Centro de Hidrografia da Marinha.

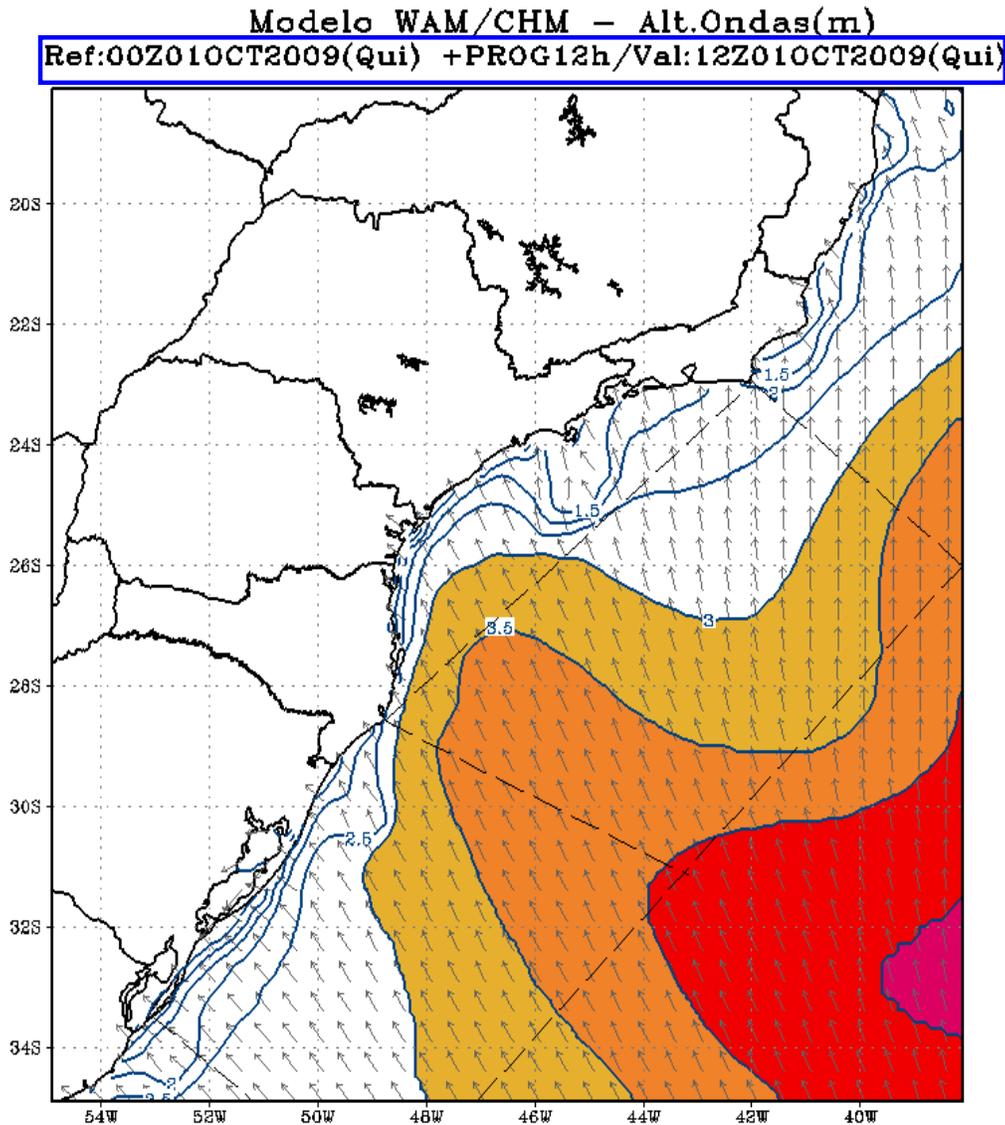
(b)

Modelo WAM/CHM - Alt.Ondas(m)

Ref:00Z30SEP2009(Qua) +PROG36h/Val:12Z01OCT2009(Qui)



(c)



4.3 Comportamento Físico – O Balanço Geostrófico

O balanço geostrófico é uma expressão aproximada que mostra a relação aproximada entre o campo de pressão e a velocidade horizontal em sistemas extratropicais de grande escala. Essa aproximação não possui qualquer referência ao tempo e portanto não pode ser utilizada para prever a evolução do campo de velocidade. É por esta razão que a relação geostrófica é definida como relação diagnóstica e é dada por:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = 2\Omega v \sin\phi \longrightarrow v_g = \frac{1}{f_0 \rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = -2\Omega u \sin\phi \longrightarrow u_g = \frac{-1}{f_0 \rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$

Onde $f_0 = 2\Omega \sin\Phi$ é o parâmetro de Coriolis (por definição, positivo no Hemisfério Norte e negativo no Hemisfério Sul, Φ é a latitude, u e v são, respectivamente, as componentes zonal e meridional do vento (Byers, 1959; Bluestein, 1992).

O **vento geostrófico** (V_g) é um vento horizontal, não acelerado, que sopra paralelo às isóbaras. Este equilíbrio só é aproximadamente possível em altitudes nas quais o efeito do atrito seja desprezível. A figura 4.13 ajuda a mostrar como o equilíbrio entre a força de gradiente de pressão e a força de Coriolis é atingida. Sob a ação da força de gradiente de pressão, perpendicular às isóbaras, as parcelas de ar começam a ser aceleradas da área de maior pressão para a área de menor pressão. Logo que o movimento começa, a força de Coriolis causa um desvio para a esquerda no Hemisfério Sul (e para a direita no HN). A parcela continua a se acelerar, a velocidade aumenta e a força de Coriolis também, aumentando o desvio para a esquerda. Eventualmente, as duas forças chegam ao equilíbrio, de modo que o vento passará a ter velocidades constantes, paralelas às isóbaras. Diz-se que foi atingido o balanço geostrófico. (Grimm, 1999).

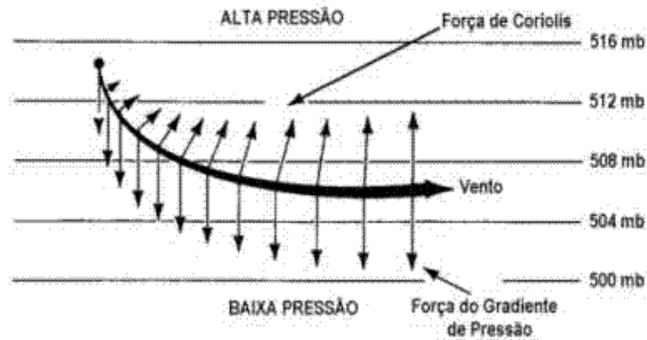


Figura 4.13 – Diagrama mostrando o vento geostrófico.

Fonte: Grimm, 1999.

Com base na teoria descrita acima, calculou-se o valor do vento geostrófico desde o dia 29/09 às 00Z até 02/10 às 00Z, observando-se o campo de pressão gerado pelas reanálises do NCEP/NCAR, com o intuito de comparar com o resultado do vento estimado pelo Quikscat.

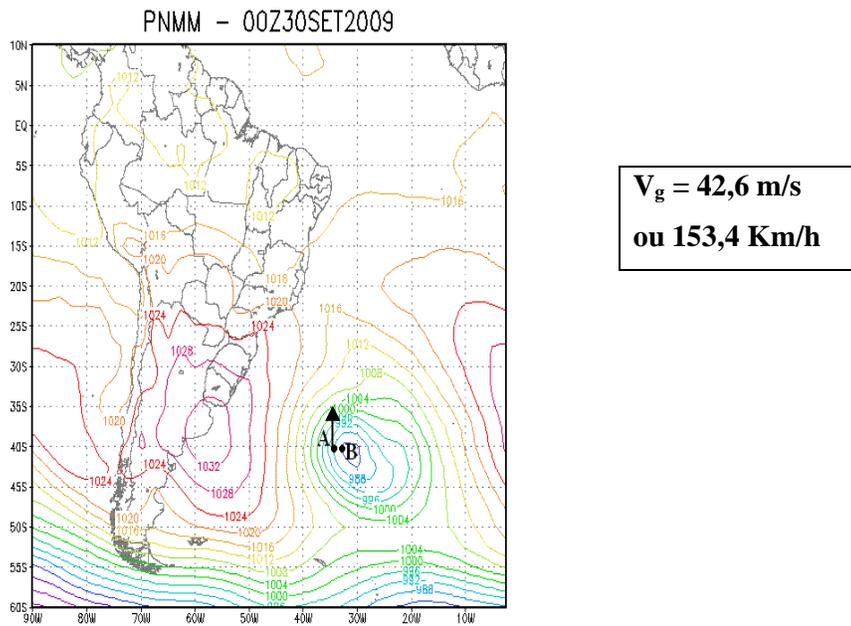


Figura 4.14 – Campo de pressão ao nível do mar (hPa) para o dia 30/09 às 00Z.

A seta indica aproximadamente onde o V_g foi calculado – Fonte: NCEP/NCAR.

Este cálculo auxilia na interpretação do caráter do vento associado ao fenômeno, já que V_g tenta estimar o vento sinótico relacionado ao sistema, contudo ele não leva em conta as rajadas provenientes de células convectivas (correntes descendentes). O valor máximo encontrado de V_g (entre os pontos A e B da figura, onde o vento é mais intenso) foi 42,6 m/s ou 153,4 Km/h (considerando $\rho = 1,275 \text{ Kg m}^{-3}$) no dia 30/09 às 00Z, ou seja, bem maior em relação aos ventos estimados pelo Quikscat). Este valor calculado, acima do medido, deve-se principalmente a dois fatores:

- O V_g foi calculado num ponto onde estima-se que o vento seja máximo, isto é, onde o gradiente de pressão é mais intenso.
- No cálculo do vento geostrófico não é considerado o atrito.

Sendo assim, o cálculo do V_g a partir da plotagem do campo de pressão ao nível do mar das reanálises do NCEP quantificou o vento de caráter sinótico associado a este sistema. Lima (2007) fez um estudo de caso de uma ressaca ocorrida no Rio de Janeiro causada por um ciclone intenso presente numa região mais próxima ao litoral e encontrou o $V_g = 34,2 \text{ m/s}$ ou 123,1 Km/h. Este menor valor, comparado com este caso, provavelmente deve-se ao fato do sistema presente no oceano estivesse interagindo mais com o continente devido à proximidade com o mesmo.

5. CONCLUSÕES

O litoral brasileiro, devido a sua extensão, é atingido por vários tipos de eventos meteorológicos acompanhados de pistas de ventos geradoras de intensa agitação marítima. As maiores ondas de superfície, frequentemente causadoras de ressacas, então, geralmente, relacionadas com os sistemas de baixa pressão, comuns e causadores de ventos intensos. O mais observado em latitudes médias é o ciclone extratropical cuja sua passagem no Atlântico Sul, associado à passagem de um sistema frontal, geraram estes ventos de caráter excessivo (Lima, 2007).

Em 01 de outubro de 2009, uma agitação marítima em Niterói ocorreu, e causou até a paralisação do tráfego das barcas na Baía de Guanabara. Para fazer a precisa análise de como surgiram as ondas da ressaca, observaram as condições sinóticas 2 dias antes do evento, acompanhando imagens de satélite, figuras de diversas variáveis meteorológicas; tanto para baixos, médios e altos níveis e concluiu-se que a permanência do sistema de baixa pressão no oceano causou instabilidade na atmosfera, perturbando as condições normais da intensidade do vento e a altura das ondas, sendo assim deixando o mar propenso à formação de ressaca.

No dia 29/09/2009, a presença do ciclone extratropical no oceano ficou bastante caracterizado nas imagens de satélite mantendo baixa nebulosidade no Atlântico Sul. Isto pode ser reforçado pela visualização sinótica do sistema em destaque, pois nota-se o período desde a sua máxima intensidade no início de 30/09/2009, apresentando um núcleo de 979hPa, até o seu distanciamento no dia do evento. Por conta deste grande período o qual o ciclone permaneceu estacionário, ondas de ressaca atingiram a cidade em questão.

Além disso, através do satélite de órbita polar Quikscat pôde-se avaliar a estimativa de vento a 10m. Como foram encontrados valores entre 45 e 65 Km/h no centro de baixa pressão, é razoável justificar a propagação destas ondas com o auxílio de ventos fortes em torno do ciclone. Abordando-se a direção destes ventos em direção à costa fluminense, destaca-se uma área de ventos fortes de SSE e SE, na borda SW do ciclone, gerando assim uma “pista” desempenhando a função de induzir a formação de ondas ao litoral da região sudeste do Brasil.

A estrutura do ciclone também foi estudada desde os baixos níveis, passando pelos médios até os níveis superiores. Observou-se no dia 29/09/2009 que o sistema era baroclínico, ou seja, o ciclone intensificou-se, alterando o seu posicionamento em níveis superiores comprovado pela área de baixa pressão em superfície estar posicionado a leste do eixo do cavado. No dia 30/09/2009, o sistema inicia-se a sua configuração barotrópica, já que cavados e cristas passaram a posicionar-se de maneira sobreposta ao sistema de baixa pressão em níveis inferiores. No dia 01/10/2009, o ciclone começou seu enfraquecimento e a estrutura barotrópica ficou melhor configurada. Um dos fatores destacados para a manutenção deste sistema por um bom tempo, foi o transporte de umidade em níveis inferiores, originário do Atlântico Tropical.

Realizou-se também um cálculo para estimar o vento geostrófico em uma região onde o gradiente de pressão do ciclone era mais intenso. Este cálculo evidenciou que embora o vento geostrófico não seja representativo para a superfície, pois não considera o atrito (o V_g só é válido para alturas onde o atrito seja muito pequeno) e tenha certas limitações por não levar em conta as rajadas provenientes de células convectivas (correntes descendentes), ele pode ser uma útil ferramenta para estimar a intensidade do vento onde mais uma vez identificou-se na borda SW do ciclone os maiores valores do mesmo. Os modelos numéricos de previsão do tempo, atualmente, encontram dificuldades em quantificar satisfatoriamente a intensidade do vento, normalmente o vento acaba sendo subestimado pelos modelos, esta metodologia pode se tornar uma boa alternativa para a previsão deste campo, contribuindo para a sua melhoria.

A modelagem atmosférica observada neste estudo teve o auxílio do modelo de previsão de ondas Wave Model (WAM), utilizado tanto para pesquisa quanto aplicações operacionais. O prognóstico do modelo para o dia 01/10/2009 às 12Z foi observado desde 29/09/2009 às 00Z onde já percebia-se a altura de 1,5 metro na costa fluminense e a respectiva direção SE dos ventos. Mais uma comprovação de que ondas de ressaca chegariam às praias de Niterói.

Tratando-se para trabalhos futuros, sugere-se acrescentar a utilização de modelos de mesoescala para analisar ainda melhor o ambiente no qual o fenômeno se desenvolveu, pois as simulações numéricas permitiram trabalhar em uma escala

reduzida e com maior resolução espacial. Acredita-se que isto poderia ser uma opção a mais para compreender este tipo de sistema em vários aspectos, o que representaria uma conquista na busca pelo entendimento não só de sistemas clássicos, mas daquilo tudo que fugirá o padrão.

Como um enorme aprendizado deste trabalho, é certo de que ainda há muito que se entender e aprender em termos dos processos de formação de sistemas de baixa pressão em escala sinótica. Deste modo, poderá desenvolver-se uma maior habilidade tanto na previsão desses eventos quanto na identificação dos precisos critérios para a sua classificação.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

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., e Solberg, H., 1922. Life cycle of cyclones and the polar theory of atmospheric circulation. *Geofys. Publ.*.

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

Branco, F.V., Alves, J.H.G.M., Camargo, R., 2004: “Contribuições de Swell gerado em tempestades distintas para o clima de ondas na costa brasileira.” In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, Fortaleza, Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004. v.1.p 1-1.

Byers, H., R., 1959: *General Meteorology*. Mc Graw-Hill Book Company. 3th edition. 540p.

Carlson, T., N., 1991. *Mid - Latitude Weather Systems*. The Pennsylvania State University, 507p, 221-264.

Carter, R.W.G, 1988. *coastal environment: introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. Academic Press, London, 617 pp.

Digiacomio, J.C.C., 1986. *Meteorologia Básica*. Escola Naval.

Do Nascimento, M., X., 2009. *Efeitos Costeiros da Ocorrência de Dois Ciclones no Oceano Atlântico Sul*. Jornada de Iniciação Científica, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

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.

Doty, B., 1995. The grid analysis and display system.

Escobar, G.C.J., 2007. Meteorologia Sinótica Prática Aplicada à Previsão de Tempo Operacional.

Gan, M., A., Rao V., B., 1990. Ciclogênese sobre a Superfície da América do Sul. Centro de Previsão e Estudos Climáticos – Instituto de Pesquisas Espaciais – São José dos Campos.

Girardi, C., 1975. Interpretação Sinótica de Fotografias Obtidas por Satélites Meteorológicos. São José dos Campos, CTA (Centro Técnico Aeroespacial), 155p.

Gonçalves, P., M., 2006. Estudo de Caso de Ciclogênese Atípica no Atlântico Sul: Análise das Condições Sinóticas Atuantes e Dificuldades de Classificação do Sistema. Dissertação de Monografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Meteorologia, 2006, 73p.

Gray, W., M., 1979. Tropical cyclone intensity determination through upper-troposphere aircraft reconnaissance. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **60**, 1069-1074.

Grimm, A., M., 1999: “Meteorologia Básica – Notas de Aula” – Universidade Federal do Paraná – <http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo>

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

Holland, G., J., 1993. The Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting. *World Meteorological Organization*, 337p.

Holton, J.R., 1992: “An Introduction to Dynamic Meteorology”. International Geophysics Series, 3ª Edição, 48, 141-149/265-277.

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

Lima, G., D., 2007. Ressaca no Rio de Janeiro Provocada por um Ciclone Intenso: Um Estudo de Caso. Dissertação de Monografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Meteorologia, 2007, 63p.

Madeira, A., R., Alcântara, F., 1988. Ressaca no Litoral das Regiões Sul e Sudeste.

Margules, M., 1903: Uber die Energie der Stürme. Jahrb. Kais. Kön.-Zent. für. Met. Vienna. Translation by C. Abbe in Smithson. Misc. Coll. 51. 1910.

Mathias R.S.B, 2009. Ciclones Extratropicais, Tropicais e Híbridos: Estudo da Transição de Fase de um Ciclone do Atlântico Sul. Dissertação de Monografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Meteorologia, 2009, 77p.

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.

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.

Necco, G.V., 1982: Compartamiento de vortices ciclonicos en el area sudamericana durante el FGGE: Ciclogensis. Meteorologica. Vol. VIII, 7-20.

Oliveira, L.L., Vianello, R.L, Ferreira, N.J., 2001: “Meteorologia Fundamental”. Erechim/RS: EdiFAPES, 265-280.

Página do laboratório MASTER/USP na Internet: <http://www.master.iag.usp.br/>

Palmén, E., Newton, C., W., 1969. Atmospheric Circulation Systems. New York, Academic Press, 603p, 471-522.

Pereira, Talita R., A., 2004. Uma Análise da Sensibilidade do Modelo MM5 na Detecção e Previsão de Sistemas Meteorológicos de Chuvas Intensas em Diferentes Escalas. Dissertação de Monografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Meteorologia, 2004, 78p.

Petterssen, S., Smebye, S., J., 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, Pergamon Press.

Santos, C.L. dos Silva, M.A.M., Salvador, M.V.S., 2004: “Dinâmica Sazonal e os Efeitos das Ressacas nas Praias de Niterói/RJ”. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.34, n.3, p. 133-150.

Satyamurty, P., Ferreira, C., C., Gan, M., A., 1990. Cyclonic Vortices over South America, *Tellus*, 42A, 194-201.

Silva, H.S.S., Saraiva, J.M.B., 2000. Terminologia de Previsão: Composição e Interpretação de Previsões de Tempo para o Público.

Silva M.A.M., Resende M.C.C.M., Santos C.L., 1999. Um Estudo sobre a Dinâmica das Praias de Niterói (Baía de Guanabara, RJ). *Anais da Acad. Bras. De Ciênc*; 71(4II): 962-967.

Silva Dias, M.A.F., 1987: Sistemas de Mesoescala e Previsão do 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.

Varejão-Silva, M., A., 2000. “Meteorologia e Climatologia”.Brasília/INMET: Gráfica e
Editora Stilo, 417-432.

Wallace J., M., Hobbs P., V., 1977 - Academic, San Diego, Calif. Atmospheric Science:
An Introductory Survey, 467pp.

Weisman, M., L., and J.B. Klemp, 1986: Characteristics of isolated convective storms.
In: Ray, P., S., Mesoscale Meteorology and Forecasting. Boston, American
Meteorology Society, 1986. p. 331-358.

Zee, D., M., W., 2008. Mudanças climáticas e seus efeitos em centros urbanos. VIII
Encontro Verde das Américas – Green Meeting 2008.