

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia



Dissertação

CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS ASSOCIADAS AO
FURACÃO CATARINA E A OUTROS DOIS CASOS
DE ESTUDO

Clóvis Roberto Levien Corrêa

Pelotas, 2010

Clóvis Roberto Levien Corrêa

CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS ASSOCIADAS AO
FURACÃO CATARINA E A OUTROS DOIS CASOS
DE ESTUDO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Faculdade de Meteorologia da Universidade Federal de Pelotas, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Ciências (M.S.).

Orientador: Prof. Dra Roseli Gueths Gomes

Pelotas, 2010

Dados de catalogação na fonte:
Ubirajara Buddin Cruz – CRB-10/901
Biblioteca de Ciência & Tecnologia - UFPel

C824c Corrêa, Clóvis Roberto Levien

Condições atmosféricas associadas ao furacão Catarina e a outros dois casos de estudo / Clóvis Roberto Levien Corrêa ; orientador Roseli Gueths Gomes. – Pelotas, 2010. – 177f. : il. color. – Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Faculdade de Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas. Pelotas, 2010.

Banca Examinadora

Prof. Dra. Roseli Gueths Gomes

Prof. Dr Júlio Renato Quevedo Marques

Prof. Dr Manoel Alonso Gan (convidado externo)

*Dedico aos meus amores, Carmen,
Rodolfo e Rafael.*

AGRADECIMENTO

A EPAGRI (Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina) pelo suporte financeiro e por ter concedido a licença para realizar o curso de pós-graduação;

A minha orientadora Roseli Gueths Gomes pela dedicação, interesse, confiança, compreensão e conhecimento. Pelo privilégio de tê-la como professora e pela pessoa especial que demonstrou ser;

Ao Curso de Pós-graduação em Meteorologia da UFPel, pela oportunidade de estudos, ajuda e utilização de suas instalações;

Ao amigo e meteorologista Marcelo Romero Moraes, pela colaboração e ajuda nas rodadas do modelo numérico WRF;

Aos professores da pós-graduação pelo conhecimento compartilhado;

A todos os colegas de mestrado que fizeram parte dessa jornada, pela ajuda em alguns momentos, especialmente aos colegas João e Paulo, “sobrinhos” pela amizade;

Aos funcionários Sonia e Vânia pela disposição em ajudar e Rafael e Rogério pela ajuda na área de informática;

Aos membros da banca examinadora pelas críticas e sugestões;

Aos futuros meteorologistas Mônica e Taisson pela ajuda;

Aos pesquisadores Luis Fernando Mattos, Reinaldo Haas, José Augusto Paixão Veiga e Marcio Vianna pelo conhecimento compartilhado;

As pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho;

Aos meus irmãos, Nire, Jonas, Mariana e prima Tânia, pelo carinho e torcida;

Aos meus pais, Otacilio e Noêmia pela educação e carinho;

Ao grande pai celestial e mestres espirituais por dar-me condições físicas, emocionais e inspirações para realização desta pesquisa;

Finalmente a minha esposa Carmen, que suportou muitos momentos difíceis e aos meus filhos, Rodolfo e Rafael que estiveram privados da companhia do pai.

A todos, Muito Obrigado!

Resumo

CORRÊA, Clóvis Roberto Levien. **Condições Atmosféricas Associadas ao Furacão Catarina e a outros dois Casos de Estudo**. 2010, 177f. Dissertação (mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.

Neste trabalho é feito o estudo sobre as condições atmosféricas associadas à ocorrência do furacão Catarina e a dois casos de estudo. O Catarina ocorreu em março de 2004 e atingiu o litoral da região sul do Brasil. Os outros casos de estudo correspondem a baixas desprendidas que ocorreram em maio de 2005 e setembro de 2008. Foi utilizado o modelo WRF, versão 3.0, para a obtenção dos campos meteorológicos durante o período de ocorrência destes eventos e imagens do satélite geoestacionário GOES-12 e do QuikSCAT. Para o furacão Catarina, foram também analisados dados de estações meteorológicas de superfície. Os casos de estudo, inicialmente, corresponderam a baixas desprendidas precedidas por ciclones extratropicais no Oceano Atlântico Sul. Ao se isolarem do escoamento de oeste, ocorreram na interface de padrões distintos de variação vertical do vento horizontal na camada entre 850-200hPa e apresentaram circulação ciclônica fechada em níveis médios. Em altos níveis, foi observada bifurcação do jato com um cavado quase estacionário nas proximidades da costa sul do Brasil. Os bloqueios atmosféricos observados, juntamente com as configurações cinemáticas e termodinâmicas de cada caso, contribuíram para a ocorrência da transição tropical e posterior formação do furacão Catarina, em março de 2004, enquanto que as outras baixas desprendidas se dissiparam.

Palavras-Chave: furacão, baixa desprendida, bloqueio atmosférico, modelo WRF

Abstract

CORRÊA, Clóvis Roberto Levien. **Atmospheric Conditions Associated with Catarina Hurricane and other two Study Cases.** 2010, 177f. Dissertação (mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.

This work presents the study of atmospheric conditions associated the occurrence of Hurricane Catarina and two study cases. The Catarina occurred in March 2004 and reached the coast of southern Brazil. The other case studies correspond to cut-off lows that occurred in May 2005 and September 2008. It was used the WRF model, version 3.0, to obtain the meteorological fields during the period of occurrence of these events and images of the geostationary satellite GOES-12 and QuikSCAT. For Hurricane Catarina, data from surface meteorological stations were also analyzed. Initially, the study cases consisted of cut-off lows preceded by extratropical cyclones in the South Atlantic Ocean. When they shut the western flow, they occurred at the interface of different patterns of vertical variation of horizontal wind in the layer between 850-200hPa and showed closed cyclonic circulation at middle levels. At high levels, it was observed bifurcation of the jet with a trough quasi-stationary near the southern coast of Brazil. The observed atmospheric blocking together with the thermodynamic and kinematic configurations of each case contributed to the occurrence of tropical transition and subsequent formation of Hurricane Catarina, in March 2004, while the other cut-off lows dissipated.

Keywords: hurricane, cut-off low, atmospheric blocking, WRF model

Lista de Figuras

FIGURA 01	Algumas fotos que mostram os danos materiais provocados pelo furacão Catarina no estado de Santa Catarina.....	02
FIGURA 02	Imagem do furacão Frances, em setembro de 2004 (hemisfério norte)	05
FIGURA 03	Estrutura vertical do ciclone tropical (a) para o hemisfério sul e (b) para o hemisfério norte.....	06
FIGURA 04	Distribuição global das trajetórias e intensidades dos ciclones tropicais de 1851 a 2006	07
FIGURA 05	Regiões de bloqueios atmosféricos no hemisfério sul....	13
FIGURA 06	Ilustração dos diferentes tipos de bloqueios atmosféricos, de acordo com Crum e Stevens (1988). (a) Bloqueio de Alta, (b) bloqueio de baixa desprendida, (c) bloqueio dipolo, (d) bloqueio ômega	14
FIGURA 07	Imagem de satélite do Furacão Catarina no dia 26 março de 2004	16
FIGURA 08	Variação da pressão atmosférica entre os dias 26 a 28 de março de 2004, na região sul do Brasil	18
FIGURA 09	Variação da pressão atmosférica e vento máximo na estação meteorológica da Barragem São Bento, em Siderópolis/SC.....	19
FIGURA 10	Mapa do poder de destruição do Furacão Catarina baseado na escala de Saffir-Simpson	20
FIGURA 11	(a) Imagem do satélite GOES-12 do dia 28/03/2004 as 01:39UTC e (b) do modelo GFDL na simulação do Furacão Catarina	21
FIGURA 12	(a) Imagem do satélite QuikSCAT, (b) exemplo de campos de ventos medidos a 10 metros da superfície dos Oceanos e mares.....	26
FIGURA 13	Posição geográfica das estações meteorológicas utilizadas	27

FIGURA 14	Coordenada vertical do modelo WRF-ARW	29
FIGURA 15	Domínios com 50km e 10km de resolução horizontal, utilizados para a obtenção das condições de mesoescala	30
FIGURA 16	Imagens do satélite geoestacionário GOES-12 no canal infravermelho (figuras à esquerda) e diferença do vento horizontal na camada 850-200hPa (m/s, hachurado) e altura geopotencial (m, linha contínua) em 850 hPa (figuras à direita). O período mostrado compreende os dias 20 a 28 de março de 2004. O horário está indicado nas figuras	36
FIGURA 17	Imagens do satélite geoestacionário GOES-12 no canal vapor d'água (figuras à esquerda) e umidade relativa na camada de 950 a 700hPa (% hachurado) e temperatura da superfície do mar (°C, linha contínua) (figuras à direita). O período mostrado compreende os dias 23 a 28 de março de 2004. O retângulo indica a região de ocorrência do caso furacão Catarina. O horário está indicado nas figuras.....	41
FIGURA 18	Campos de vento horizontal (em nós) a 10m de altura medidos pelo escatêrometro <i>SeaWinds</i> (a bordo do satélite QuikSCAT) e simulados pelo modelo WRF. O período compreende os dias 20 a 27 de março de 2004. O horário está indicado nas figuras	45
FIGURA 19	Campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) e de vorticidade relativa ($\times 10^{-5} s^{-1}$) em 900hPa, para o período de 20 a 28 de março de 2004. O horário está indicado nas figuras	54
FIGURA 20	Secção vertical de vorticidade relativa ($\times 10^{-5} s^{-1}$, hachurado) e vetor vento horizontal (m/s), de 1000 a 100hPa, para o período compreendido entre os dias 20 e 28 de março de 2004. O valor da latitude e horário relativos a cada secção vertical estão indicados nas figuras	64
FIGURA 21	Linhas de corrente e magnitude do vento horizontal em 200hPa no período de 20 a 28 de março de 2004, a cada 12 horas	75
FIGURA 22	Linhas de corrente e magnitude do vento horizontal em 900hPa no período de 20 a 28 de março de 2004, a cada 12 horas	79

FIGURA 23	Pressão atmosférica, ao nível da estação (hPa), das estações meteorológicas de Tramandaí/RS, Torres/RS, Siderópolis/SC, Bom Retiro/SC, São Joaquim/SC e Pinhal da Serra/RS, para os dias 27 e 28 de março de 2004	82
FIGURA 24	Dados de pressão atmosférica (ao nível da estação, azul), temperatura máxima (verde) e vento máximo (vermelho) da estação meteorológica de Siderópolis/SC.	84
FIGURA 25	Precipitação (barras azuis) e pressão atmosférica (linha contínua, vermelho) na estação de Siderópolis/SC	85
FIGURA 26	Segmentos de imagens de satélite geoestacionário GOES-12 e MSG, no canal infravermelho, (figuras à esquerda) e diferença do vento horizontal na camada 850-200hPa (m/s, hachurado) e altura geopotencial (mgs, linha contínua) em 500 hPa (figuras à direita). O período mostrado compreende os dias 30 de abril a 6 de maio de 2005. O horário está indicado nas figuras.....	87
FIGURA 27	Campos de vento horizontal (em nós) a 10m de altura medidos pelo escatêmetro <i>SeaWinds</i> (a bordo do satélite QuikSCAT) e simulados pelo modelo WRF. O período compreende os dias 01 a 06 de maio de 2005. O horário está indicado nas figuras.....	91
FIGURA 28	Linhas de corrente e magnitude do vento horizontal em 200hPa no período de 01 a 06 de maio de 2005, a cada 12 horas	98
FIGURA 29	Linhas de corrente e magnitude do vento horizontal em 900hPa no período de 01 a 06 de maio de 2005, a cada 12 horas	101
FIGURA 30	Umidade relativa na camada de 950 a 700hPa (% hachurado) e temperatura da superfície do mar (°C, linha contínua) para período compreendido entre os dias 1 e 6 de maio de 2005. O retângulo indica a região de ocorrência da baixa desprendida deste caso de estudo. O horário está indicado nas figuras	103
FIGURA 31	Campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) e de vorticidade relativa ($\times 10^{-5} s^{-1}$) em 900hPa, para o período de 01 a 06 de maio de 2005. O horário está indicado nas figuras	106

FIGURA 32	Secção vertical de vorticidade relativa ($\times 10^{-5} s^{-1}$, hachurado) e vetor vento horizontal (m/s), de 1000 a 100hPa, para o período compreendido entre os dias 1 e 6 de maio de 2005. O valor da latitude e horário relativos a cada secção vertical estão indicados nas figuras	112
FIGURA 33	Segmentos de imagens de satélite geoestacionário GOES-12 e MSG, no canal infravermelho, (figuras à esquerda) e diferença do vento horizontal na camada 850-200hPa (m/s, hachurado) e altura geopotencial (mvp, linha contínua) em 500 hPa (figuras à direita). O período mostrado compreende os dias 13 a 19 de setembro de 2008. O horário está indicado nas figuras...	118
FIGURA 34	Imagens do satélite geoestacionário GOES-12 e MSG no canal vapor d'água (figuras à esquerda) e umidade relativa na camada de 950 a 700hPa (% , hachurado) e temperatura da superfície do mar ($^{\circ}C$, linha contínua) (figuras à direita). O período mostrado compreende os dias 13 a 19 de setembro de 2008. O retângulo indica a região de ocorrência deste caso de estudo. O horário está indicado nas figuras	121
FIGURA 35	Campos de vento horizontal (em nós) a 10m de altura medidos pelo escaterômetro <i>SeaWinds</i> (a bordo do satélite QuikSCAT) e simulados pelo modelo WRF. O período compreende os dias 13 a 19 de setembro de 2008. O horário está indicado nas figuras	125
FIGURA 36	Linhas de corrente e magnitude do vento horizontal em 200hPa no período de 13 a 19 de setembro de 2008, a cada 12 horas	131
FIGURA 37	Campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) e de vorticidade relativa ($\times 10^{-5} s^{-1}$) em 900hPa, para o período de 13 a 19 de setembro de 2008. O horário está indicado nas figuras	133
FIGURA 38	Linhas de corrente e magnitude do vento horizontal em 900hPa no período de 13 a 19 de setembro de 2008, a cada 12 horas	139
FIGURA 39	Secção vertical de vorticidade relativa ($\times 10^{-5} s^{-1}$, hachurado) e vetor vento horizontal (m/s), de 1000 a 100hPa, para o período compreendido entre os dias 13 e 19 de setembro de 2008. O valor da latitude e horário relativos a cada secção vertical estão indicados nas figuras.....	142

Lista de Tabelas

TABELA 01	Danos humanos e materiais provocados pelo furacão Catarina no estado de Santa Catarina.....	03
TABELA 02	Escala de intensidade de ciclone tropical, de acordo com a escala Saffir-Simpson	07
TABELA 03	Dados de imagens digitais selecionadas com a formação do anel interno. (TB = temperatura de brilho).....	17
TABELA 04	Trajetória do furacão Catarina. As abreviaturas indicam o estágio do sistema são: Extratropical (Ex), Híbrido tropical/ extratropical (Hy), Tempestade tropical (TS), Furacão categoria 1 (H1) e Furacão categoria 2 (H2).....	22
TABELA 05	Coordenadas geográficas e altitude das estações meteorológicas cujos dados foram utilizados para caracterizar as condições em superfície durante o período de ocorrência do furacão Catarina.....	27
TABELA 06	Parametrizações físicas utilizadas nas simulações com o modelo WRF-ARW, nos 2 domínios (50km e 10km de resolução horizontal).....	31
TABELA 07	Variação da pressão atmosférica nas últimas 4 horas da passagem do furacão Catarina.....	83
TABELA 08	Características semelhantes nos 3 casos de estudo.....	148

Lista de siglas e símbolos

BAESA	Energética Barra Grande S/A
C	Graus Celsius
CASAN	Companhia Catarinense de Águas e Saneamento
CPTEC	Centro de Pesquisa de Tempo e Estudos Climáticos
CT	Ciclone Tropical
DT	Depressão Tropical
EPAGRI	Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina
EUA	Estados Unidos da América
et al.	e outros
Ex	Extratropical
Ey	Híbrido Tropical/Extrotropical
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GOES	Geostationary Operational Enviromental Satellite
h	Horas
hPa	HectoPascal
H1	Furacão Categoria 1
H2	Furacão Categoria 2
K	Kelvin
km	Quilômetro
mgp	Medida em Metro Geopotencial
MSG	Meteosat Second Generation Satellite
m/s	Metro por Segundo
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
nós	Velocidade de Vento
PNMM	Pressão ao Nível Médio do Mar
POES	Polar Operational Enviromental satellites
RS	Rio Grande do Sul

S	Sul
SC	Santa Catarina
SEC	Ciclone Extratropical forte
TRACTEBEL	Companhia Tractebel de Energia
TMG	Tempo médio de Greenwich
Ts	Tempestade Tropical
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
TT	Transição Tropical
UFRGS	Universidade Federal do Rio Grande do Sul
UTC	Coordenada de Tempo Universal
Vort	Vorticidade
VPI	Vorticidade Potencial Isentrópica
V900	Vorticidade Relativa em 900hPa
W	Oeste
WEC	Ciclone Extratropical Fraco
WRF	The Weather Research&Forecasting Model
%	Porcentagem
°	Grau

SUMÁRIO

Resumo.....	
Abstract.....	
Lista de Figuras.....	
Lista de tabelas.....	
Lista de siglas e símbolos.....	
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 REVISÃO DE LITERATURA.....	5
2.1 Ciclone Tropical.....	5
2.2 Transição Tropical.....	9
2.3 Bloqueio Atmosférico.....	11
2.3.1 Tipos de Bloqueios.....	13
2.4 O Furacão Catarina.....	15
3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	24
3.1 Casos de estudo.....	24
3.1.1 Furacão Catarina.....	24
3.1.2 Outros dois casos.....	24
3.2 Dados observados.....	24
3.2.1 Satélite geostacionário GOES-12.....	24
3.2.2 Satélite QuikSCAT.....	25
3.2.3 Estações meteorológicas de superfície.....	26
3.3 Dados Simulados.....	28

3.4 Campos Analisados.....	32
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	34
4.1 Furacão Catarina.....	34
4.2 Outros casos de estudo.....	86
4.2.1 Caso 1: 01 a 06 de maio de 2005.....	86
4.2.2 Caso 2: 13 a 19 de setembro de 2008.....	117
5 CONCLUSÕES	147
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	150
ANEXO	157

1 INTRODUÇÃO

Na região sul do Brasil e Oceano Atlântico adjacente, vários são os fenômenos meteorológicos que ocorrem, em todas as escalas. Devido às interações não lineares existentes entre os movimentos atmosféricos de escalas diferentes, a ocorrência destes fenômenos é interligada (HOLTON, 2004). Apesar do conhecimento da natureza destes ser sempre crescente, ainda existem várias lacunas a serem preenchidas, na medida em que ainda são desconhecidas várias questões relacionadas à formação, evolução e dissipação destes fenômenos. Neste trabalho serão abordados, principalmente, bloqueios atmosféricos, baixas desprendidas e furacão.

O furacão mencionado é o Catarina, primeiro furacão registrado no Oceano Atlântico Sul (PEZZA e SIMMONDS, 2005), que atingiu o litoral sul de Santa Catarina e o litoral norte do Rio Grande do Sul com força de um furacão categoria 1 na escala Saffer-Simpson (SIMPSON, 1974), no final de março de 2004. Sua formação e características físicas deixaram muitas dúvidas na área da Meteorologia, tanto em âmbito nacional quanto internacional. A severidade deste fenômeno foi comprovada pelas destruições de construções (residências, prédios), quedas de postes elétricos e árvores, naufrágios e tragédias, como a perda de vidas humanas em terra e no mar (próximo da costa catarinense). A Fig.1 mostra algumas fotos com os estragos materiais causados pelo furacão Catarina no estado de Santa Catarina. A tab.1 mostra estimativas dos prejuízos humanos e materiais que somaram, aproximadamente, 350 milhões de dólares (DEFESA CIVIL DE SANTA CATARINA, 2008).



Figura 1 – Algumas fotos que mostram os danos materiais provocados pelo furacão Catarina no estado de Santa Catarina.

Fonte: DEFESA CIVIL DE SANTA CATARINA, 2008.

Tabela 1- Danos humanos e materiais provocados pelo furacão Catarina no estado de Santa Catarina.

Prejuízos	Número
Pessoas desabrigadas	33.165
Falecimentos	4
Feridos	518
Desaparecidos	7
Construções danificadas (residências, edificações comerciais e prédios)	38.544
Construções destruídas (residências, edificações comerciais e prédios)	2.930

Fonte: DEFESA CIVIL DE SANTA CATARINA, 2008.

Desde o início da década de 1960, com o advento dos satélites meteorológicos, nunca houve registro de um fenômeno, com características de furacão, que tivesse provocado tantos estragos, com várias horas de atividade, no litoral sul do Brasil (CALEARO et al., 2004). Até então, a comunidade meteorológica acreditava que furacões não ocorriam no Oceano Atlântico Sul devido a vários fatores, dentre os quais a baixa temperatura da superfície do mar e aos ventos desfavoráveis nos níveis mais altos da troposfera. A perplexidade foi muito grande entre os meteorologistas e curiosos. O que realmente aconteceu? Quais foram os mecanismos que dispararam os processos atmosféricos que culminaram com a formação do furacão Catarina? Esta pergunta alavancou a busca de explicações nos conhecimentos da dinâmica e termodinâmica da atmosfera e suas interações com o meio ambiente. Certamente, ainda serão necessários vários anos de estudo para que esta questão seja respondida completamente.

Analisando dados disponíveis na região de ocorrência do furacão Catarina, McTaggart-Cowan et al. (2006) notaram que a origem deste episódio foi uma baixa desprendida que teve, como precursor, um ciclone extratropical no Oceano Atlântico Sul, tudo isto ocorrendo em situação de bloqueio dipolo. Este tipo de bloqueio é frequente nesta região, segundo trabalhos de Pezza e Simmonds (2005, 2008). Trabalhos publicados sobre a ocorrência de furacões “anômalos” (EMANUEL, 2005, PEZZA; SIMMONDS, 2005, FITA et al, 2007, dentre outros) e ciclones híbridos (BEVEN, 1997, HART, 2003) pois são observados em regiões não esperadas, têm nas baixas desprendidas condições comuns para a sua formação. Por sua vez, estudos climatológicos para o hemisfério norte mostraram que mais de 50% das baixas desprendidas ocorrem em condições de bloqueio.

Assim, para comparar algumas características das condições atmosféricas observadas durante o caso furacão Catarina, outros dois casos foram selecionados para estudo. Estes casos foram escolhidos porque apresentaram algumas semelhanças com o caso Catarina: mesma região de ocorrência e baixas desprendidas precedidas por um ciclone extratropical no Oceano Atlântico Sul. Desta forma, o presente trabalho tem, como objetivos principais:

1. Analisar o escoamento atmosférico associado à ocorrência do caso furacão Catarina, desde 5 dias antes de sua formação;
2. Comparar a circulação atmosférica do caso furacão Catarina com outros dois casos de baixas desprendidas;
3. Condições Oceânicas.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 CICLONE TROPICAL

Ciclone tropical é um termo utilizado para designar um sistema de baixa pressão não-frontal, de grande escala, sobre águas oceânicas tropicais ou subtropicais, com convecção organizada em forma de espirais e que provocam fortes ventos e tempestades violentas. A Fig.2 mostra a imagem de satélite do furacão Frances, ocorrido em setembro de 2004 (HOLLAND; LANDER, 1993). Uma característica marcante de ciclones tropicais é a presença do olho no seu centro, região onde não existe nebulosidade.

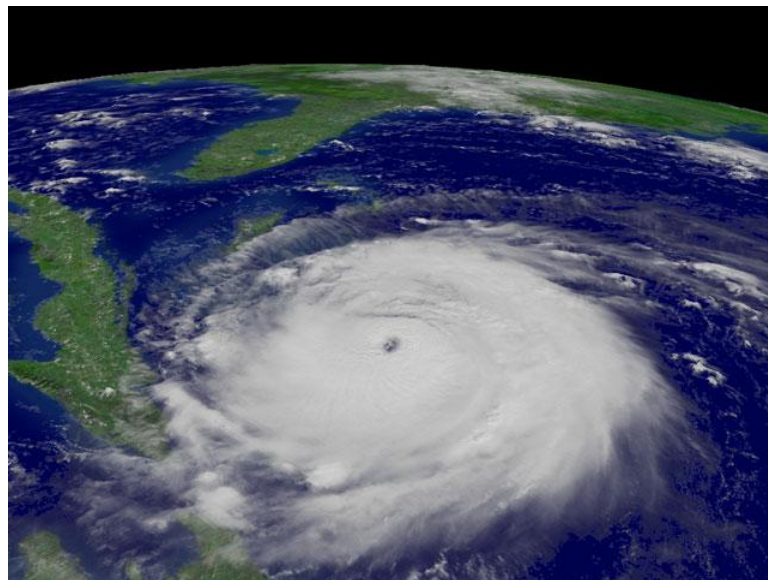


Figura 2 – Imagem do furacão Frances, em setembro de 2004 (hemisfério norte).

Fonte: www.noaa.gov, 2009.

A Fig. 3 mostra detalhes da circulação associada com ciclones tropicais no Hemisfério Sul (Fig.3a) e no Hemisfério Norte (Fig.3b), com rotação ciclônica em baixos níveis e anticiclônica em altos níveis. A formação de nuvens convectivas, organizadas em bandas espirais, tem maior desenvolvimento nas proximidades do centro - onde ocorre a formação de um olho, visível nas imagens de satélite. O olho normalmente é livre de nebulosidade e os ventos são de fraca intensidade e com temperatura agradável. As nuvens em volta dele são bastante espessas e provocam tempestades violentas, com chuvas e ventos fortes. A temperatura no olho é maior que a nas regiões vizinhas. Normalmente, quanto mais intensos forem os gradientes de temperatura, mais violentas serão as tempestades.

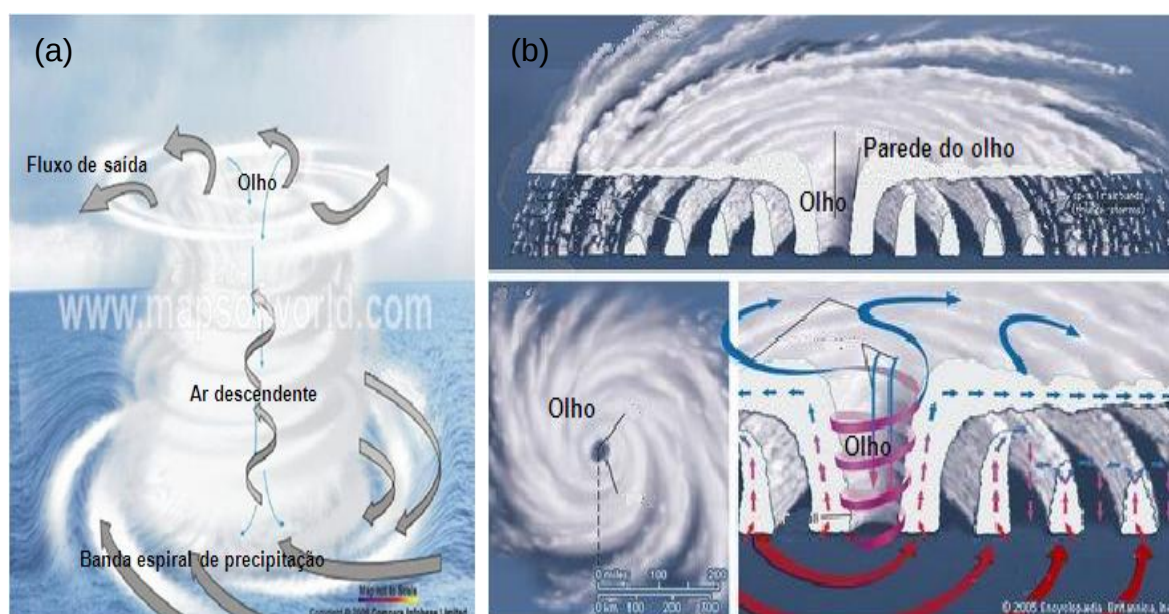


Figura 3 – Estrutura vertical do ciclone tropical (a) para o hemisfério sul e (b) para o hemisfério norte.

Fonte: www.mapsofworld.com e media-2.web.britannica.com/eb-media/44/76744-004-AF8CF4A2.jpg, 2008.

Normalmente estes sistemas ocorrem em regiões tropicais e sua nomenclatura pode mudar, de acordo com a posição em que são observados, como mostra a Fig. 4. Assim, no Oceano Atlântico e leste do Oceano Pacífico Central estes fenômenos são chamados de furacão, no Oceano Índico e próximo da Austrália, como ciclone tropical e, no Oceano Pacífico Oeste, como Tufão. Esta figura mostra a trajetória e ocorrência de furacões no período de 1851-2006. É remarcável a única ocorrência de furacão no Oceano Atlântico Sul – a do furacão Catarina.

TRAJETÓRIA E INTENSIDADE DAS TEMPESTADES TROPICAIS

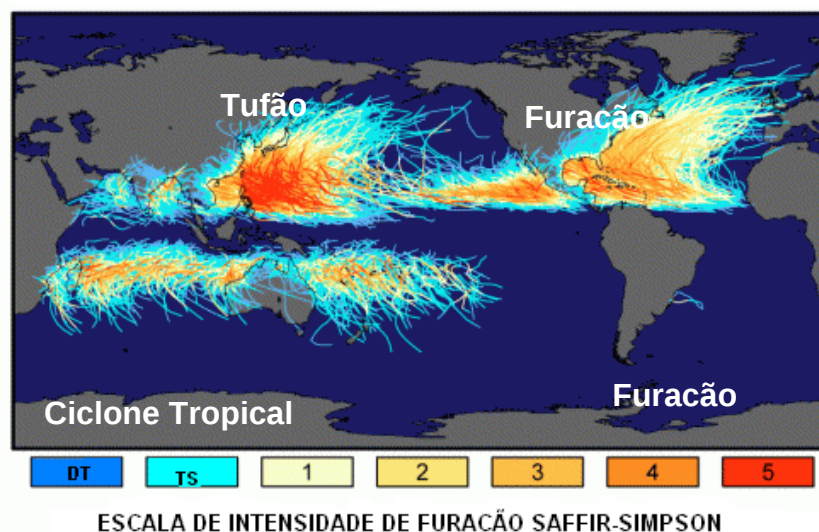


Figura 4 – Distribuição global das trajetórias e intensidades dos ciclones tropicais de 1851 a 2006.

Fonte: <http://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook/ch10/images/GlobalTropicalCycloneMap.gif> , 2008. (adaptado)

As cores nas trajetórias da Fig.4 denotam as intensidades destes sistemas, de acordo com a escala Saffir-Simpson, mostrada em detalhes na tab.2. É a escala mais usada para medir a intensidade de ciclones tropicais. A pressão atmosférica em torno do centro pode variar entre 920hPa e 980hPa. De acordo com esta escala, ventos com intensidade mínima de 119km/h identificam o furacão como sendo de categoria 1. Velocidades iguais ou superiores a 250km/h definem o furacão de categoria 5, a mais intensa (SIMPSON, 1974).

Tabela 2 – Escala de intensidade de ciclone tropical, de acordo com a escala Saffir-Simpson.

TIPO	ESCALA SAFFIR-SIMPSON			
	CATEGORIA	VENTO (km/h)	VENTO (m/s)	PRESSÃO (hPa)
Depressão Tropical	DT	0 - 62	0 - 17	-
Tempestade Tropical	TS	63 - 117	18 - 32	-
Furacão	1	119 - 153	33 - 42	> 980
Furacão	2	154 - 177	43 - 49	965 – 980
Furacão	3	178 - 209	50 - 58	945 – 965
Furacão	4	210 - 249	59 - 69	920 – 945
Furacão	5	≥ 250	≥ 70	< 920

Fonte: <http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/D1.html> . (adaptado).

A formação espiral das nuvens pode variar de diâmetro - desde algumas centenas até milhares de quilômetros. Consta na literatura que, até o momento, o maior furacão já registrado, foi o super tufão Tip, em outubro de 1979 com aproximadamente 2.170km de diâmetro. Os ventos atingiram valores de 310km/h (DUNNAVAN; DIERCKS, 1980). Por outro lado, o furacão com menor diâmetro documentado até o presente, foi o ciclone tropical Tracy no mês de dezembro de 1974, com 48km. Este furacão ocorreu no norte da Austrália, com ventos de até 203km/h (ANNETTE, 1978).

Segundo Gray (1968), as condições necessárias para a formação de um ciclone tropical, são:

- i. Energia térmica oceânica suficiente ($TSM > 26^{\circ}\text{C}$ a uma profundidade de 60 m);
- ii. Umidade relativa elevada na média troposfera (700 hPa);
- iii. Instabilidade condicional;
- iv. Vorticidade relativa intensificada na troposfera inferior;
- v. Cisalhamento vertical do vento horizontal fraco na situação de gênese;
- vi. Deslocamento do equador de pelo menos 5° de latitude.

Os ciclones tropicais ocorrem na época mais quente do ano, especialmente no final do verão e início do outono, pois um dos principais combustíveis para seu desenvolvimento é a temperatura elevada na superfície do mar. (SANFORD et al, 1987).

A formação de um ciclone tropical ocorre em ambientes barotrópicos. Nestas condições, os ventos são relativamente fracos, com baixa pressão atmosférica e em condições de formação de nebulosidade com alguma precipitação. Pouco evolui se sua principal fonte de energia, o oceano com temperaturas em torno de $26,5^{\circ}\text{C}$ ou mais, não apresentar tais características. Nestas condições, devido aos elevados valores de umidade do ar em ascensão sobre o oceano, existe liberação de calor latente - um dos principais mecanismos de formação do ciclone tropical (McBRIDE; ZEHR, 1981).

Para ocorrer a ciclogênese tropical, há uma exigência mínima de força de Coriolis para que o distúrbio de baixa pressão seja mantido, juntamente com o balanço de vento gradiente. Por esse motivo os ciclones tropicais tipicamente ocorrem a uma distância de, pelo menos, 500km do equador. Outra característica

importante na formação do ciclone tropical é a pouca variação nos ventos entre as camadas baixas e altas da troposfera, em torno de 10 m/s ou menos (McBRIDE; ZEHR, 1981; DeMARIA et al., 2001).

Normalmente, a trajetória inicial de um ciclone tropical é para oeste. Após sua formação, e uma vez em deslocamento, sua trajetória pode mudar devido ao efeito combinado dos ventos predominantes com a força de Coriolis. Desta forma, tipicamente se deslocam para o norte ou nordeste, no hemisfério norte, e para sul ou sudeste, no hemisfério sul.

Muitos trabalhos avaliaram fenômenos com características de ciclones tropicais que se desenvolveram longe dos trópicos, como exemplo, nos mares do Ártico, Mediterrâneo entre outras regiões: Holland et al. (1987), Emanuel e Rotunno (1989), Bosart e Bartlo (1991), Bosart e Lakmann (1995), Beven (1997), Reale e Atlas (2001), Davis e Bosart (2001, 2002, 2003, 2004), dentre outros. Nestes casos, as condições ambientais tornaram-se adequadas para sua formação, ou seja, características barotrópicas, temperatura da superfície do oceano relativamente elevada e fraco cisalhamento vertical do vento. Outras influências ainda estão sendo estudadas.

2.2 TRANSIÇÃO TROPICAL

É o processo pelo qual sistemas baroclínicos se transformam em sistemas barotrópicos. Alguns trabalhos evidenciam esta transformação: Bosart e Bartlo (1991), Bosart e Lakmann (1995), Beven (1997), Brackem e Bosart (2000), Reale e Atlas (2001), Davis e Bosart (2001, 2003), entre outros.

Davis e Bosart (2004) procuraram melhorar o entendimento das transformações de ciclones extratropicais de núcleo frio para ciclones tropicais de núcleo quente. Analisaram distúrbios provocados pelas transformações dinâmicas e termodinâmicas que propiciaram ciclogênese de núcleo quente. Esta transformação, denominada de Transição Tropical (TT), foi dividida em dois tipos em função da amplitude e estrutura dos ciclones extratropicais:

- 1- os ciclones extratropicais fortes, chamados de SEC (*Strong Extratropical Cyclone*) e
- 2- os ciclones extratropicais fracos, chamados de WEC (*Weak Extratropical Cyclone*).

Os tipos de TT criam ambientes apropriados para a formação de fenômenos com características de ciclones tropicais (CT) com seus vórtices de superfície suficientemente fortes. Após sua formação, não há nenhuma distinção óbvia se ocorreu de um ciclone extratropical forte ou fraco.

Os casos de transição tropical (TT) ocorrem dentro de uma larga e continua ciclogênese no mar, interligado a um oceano com água suficientemente quente, considerada uma importante fonte de energia para a transformação.

Os ciclones extratropicais fortes (SEC) produzem um ciclone de superfície capaz de provocar a troca de calor da superfície do mar através da indução do vento favorecendo a convecção, conforme estudo mostrado por Emanuel (1987).

Os ciclones extratropicais fracos (WEC) atuam como agentes organizadores para a convecção. A convecção deve submeter-se à própria organização para produzir um distúrbio capaz de se amplificar. Os WEC podem ser observados em uma variedade de ciclones extratropicais fracos, pois são meramente agentes organizadores, como dito anteriormente. Sua estrutura é menos importante para a Transição Tropical (TT) do que os SEC, pois sendo de amplitude menor, dificultam a identificação das etapas de transformações em um ciclone tropical, através de dados meteorológicos convencionais.

Os SEC, através de processos diabáticos, favorecem a diminuição de cisalhamento vertical do vento. A redução no cisalhamento vertical do vento é causada pelo fluxo de saída da convecção na troposfera superior (DAVIS; BOSART, 2003) e da redistribuição diabática da vortacidade potencial. Ambos tendem a homogeneizar os gradientes horizontais da vortacidade potencial, diretamente acima do centro da tempestade. O processo deixa um ciclone equilibrado semelhante a um sistema ocluso (DAVIS; BOSART, 2003) e cria uma área sub-sinótica de cisalhamento vertical do vento fraco (DeMARIA et al., 2001), dentro do qual pode ocorrer a transição tropical, favorecendo a transformação e a evolução de um ciclone tropical. As circunstâncias que favorecem o seu desenvolvimento aplicam-se aos casos de SEC somente depois que o meio for modificado pelo distúrbio de um ciclone extratropical. As mudanças ocorrem geralmente em uma escala de tempo de aproximadamente um dia, tendo formado um ciclone ocluso e permanecendo sobre uma superfície oceânica com a temperatura da água em torno dos 26°C (DAVIS; BOSART, 2003).

Deve-se registrar que a transição tropical pode ocorrer, embora raramente, sobre temperaturas de superfície do mar abaixo de 26°C, como documentaram Realce e Atlas (2001), Pezza e Simmonds (2005) e McTaggart-Cowan et al. (2006).

Nos casos do WEC, ocorrem de vários subtipos de formação, como a influência dos vórtices de média troposfera em mesoescala e os sistemas baroclínicos com estruturas similares os casos dos SEC, mas com uma amplitude menor. Os sistemas baroclínicos fracos não possuem uma amplitude suficientemente forte para criação de um ciclone de superfície e amplificar a vorticidade de mesoescala (DAVIS; BOSART, 2003). Os vórtices de média troposfera devem formar-se freqüentemente pela convecção antecedente, tendo sido observado no início de alguma ciclogênese tropical, havendo uma série de realizações entre o vórtice de mesoescala e sistema baroclínico fraco. Segundo Davis e Bosart, (2004), “Alguns autores acreditam na existência de outros fatores envolvidos nos casos de WEC do TT, que precisam serem melhores esclarecidos”.

2.3 BLOQUEIO ATMOSFÉRICO

O bloqueio atmosférico é um importante fenômeno de grande escala, observado em latitudes médias e altas. É caracterizado pela formação de uma anomalia de alta pressão persistente que provoca a mudança de trajetória do escoamento atmosférico em médios e altos níveis da troposfera. A presença de um anticiclone semi-estacionário faz com que o escoamento zonal nestes níveis mude de direção, adquirindo normalmente uma componente meridional tanto em direção das latitudes baixas quanto das altas latitudes.

Na periferia de anticiclone bloqueado, normalmente se observa uma anomalia de baixa pressão, posicionada do lado equatorial, favorecendo o desenvolvimento dos sistemas migratórios em deslocamento ou ficam semi-estacionários. Podem causar grande influência nas condições de tempo reinantes em extensas áreas. O anticiclone bloqueado desloca-se lentamente para leste ou, em alguns casos, até para oeste. Normalmente, do lado oeste do sistema de alta pressão semi-estacionário, ocorre advecção de ar quente, em direção das latitudes mais altas, e advecção de ar frio, em direção das baixas latitudes (MENDES et al, 2005).

Existe uma grande divergência, entre os pesquisadores, sobre os mecanismos de formação, manutenção e dissipação dos bloqueios. Rex (1950a, b) afirma que quando o escoamento for máximo, este pode desdobrar-se em dois

ramos, com subsequente diminuição de velocidade nos mesmos. Para Namias (1950), a ocorrência de acúmulo de frio sobre as regiões polares, contida pelo escoamento zonal forte de oeste em níveis médios da atmosfera, provoca escoamento do ar para as regiões subtropicais. Marques e Rao (2000) analisaram a correlação entre o bloqueio e a TSM devido a liberação de calor sensível e calor latente. Esta situação favorece a formação de uma alta de bloqueio, considerada uma alta quente.

Um dos primeiros estudos de climatologia sobre bloqueio atmosférico no hemisfério norte foi realizado por Rex (1950a, 1950b), definindo os padrões na classificação dos bloqueios atmosféricos. O escoamento zonal básico de oeste em níveis médios da atmosfera (em torno de 500hPa) deve se dividir em dois ramos, cada um deve transportar uma apreciável quantidade de massa. O sistema de duplo jato deve se entender por, pelo menos, 45° de longitude e persistir por, pelo menos, 10 dias.

Para o hemisfério sul, Van Loon (1956) definiu que o deslocamento de bloqueio deveria ser de 25° de longitude, quando este ocorre em torno de 45°S de latitude. Durante o período de bloqueio, o anticiclone semi-estacionário fica pelo menos 10° ao sul de sua posição no “cinturão” de anticiclones subtropicais, com duração de, pelo menos, 6 dias.

Vários estudos sobre bloqueios voltados para o hemisfério sul, embora utilizando metodologias diferentes, chegaram a importantes conclusões em termos de climatologia de frequência, duração, intensidade e variabilidade interanual e sazonal dos bloqueios. Por exemplo, Casarin (1982), Lejenãs (1984), Frederiksen e Frederiksen (1993), Marques e Rao (1996, 1999, 2000), Sinclair (1996), Nascimento (2002), Wiedenmann et al. (2002), Mendes et al. (2005), Tilly et al (2008).

Mendes et al. (2005), ao analisar 41 anos de dados meteorológicos, chegaram à definição de 5 regiões propícias para as ocorrências de bloqueios atmosféricos, mostrado na Fig. 5.

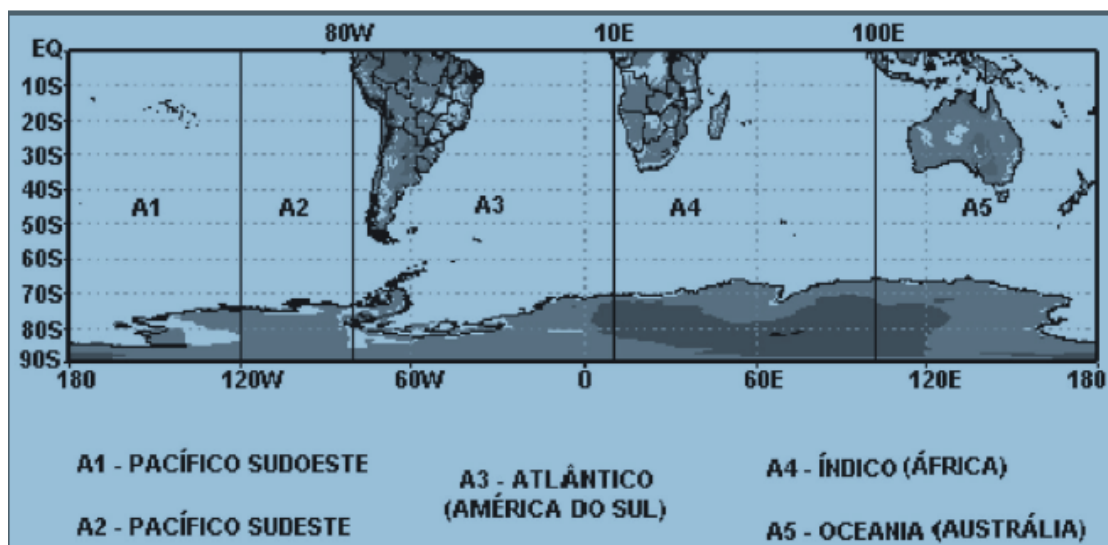


Figura 5 – Regiões de bloqueios atmosféricos no hemisfério sul.

Fonte: MENDES et al, 2005.

2.3.1 TIPOS DE BLOQUEIOS

Na classificação dos tipos de bloqueios, Crum e Stevens (1988) definiram quatro tipos principais. Para identificá-los, é preciso encontrar alguns padrões, ilustrados na Fig.6. Em um bloqueio de alta (Fig.6a), um intenso anticiclone semi-estacionário, induz uma grande área sem formação de nuvens, de elevada temperatura e baixa umidade no ar. Os sistemas transientes são desviados em sua trajetória para a periferia do anticiclone. O bloqueio de baixa desprendida (Fig.6b) é caracterizado por uma baixa pressão desprendida acentuada em níveis médios e altos na troposfera. O fluxo de oeste é desviado para latitudes mais baixas, o que provoca uma significativa advecção de ar frio. Os eventos sinóticos ocorrem no lado equatorial deste bloqueio. A baixa pressão bloqueada modifica as condições climáticas da região afetada, provocando temperatura baixa, umidade relativa do ar elevada, podendo provocar alto índice pluviométrico e até enchentes. O bloqueio dipolo, também chamado de bloqueio de Rex (Fig.6c), tem como características dois centros significativos: uma baixa pressão, nas latitudes mais baixas, e uma alta pressão, nas latitudes mais elevadas. As condições sinóticas estão relacionadas aos seus centros. No centro de alta pressão as temperaturas são mais elevadas, a umidade é baixa e há pouca nebulosidade. No centro de baixa pressão do bloqueio existe advecção de ar frio, bastante nebulosidade, a umidade alta e, com frequência, a precipitação é intensa. Uma das características deste bloqueio são os ventos

fortes de leste, desde os níveis médios até os baixos níveis da atmosfera. O bloqueio permanece semi-estacionário até que um dos centros mude de intensidade. O bloqueio ômega (Fig.6d) resulta da combinação entre dois centros de baixa pressão e um centro de alta pressão, que formam a letra grega ômega (Ω), invertido no Hemisfério Sul. O jato em altos níveis de oeste é dividido em dois ramos, formando duas circulações ciclônicas (B1) e (B2) no lado equatorial do bloqueio. O outro ramo do jato superior desloca-se meridionalmente para latitudes mais altas, formando uma circulação anticiclônica na parte sul do bloqueio. Os dois sistemas ciclônicos mantêm suas características de advecção de ar frio, muita umidade e alta precipitação. O centro anticiclônico com advecção de ar quente, baixa umidade e com predomínio de céu claro.

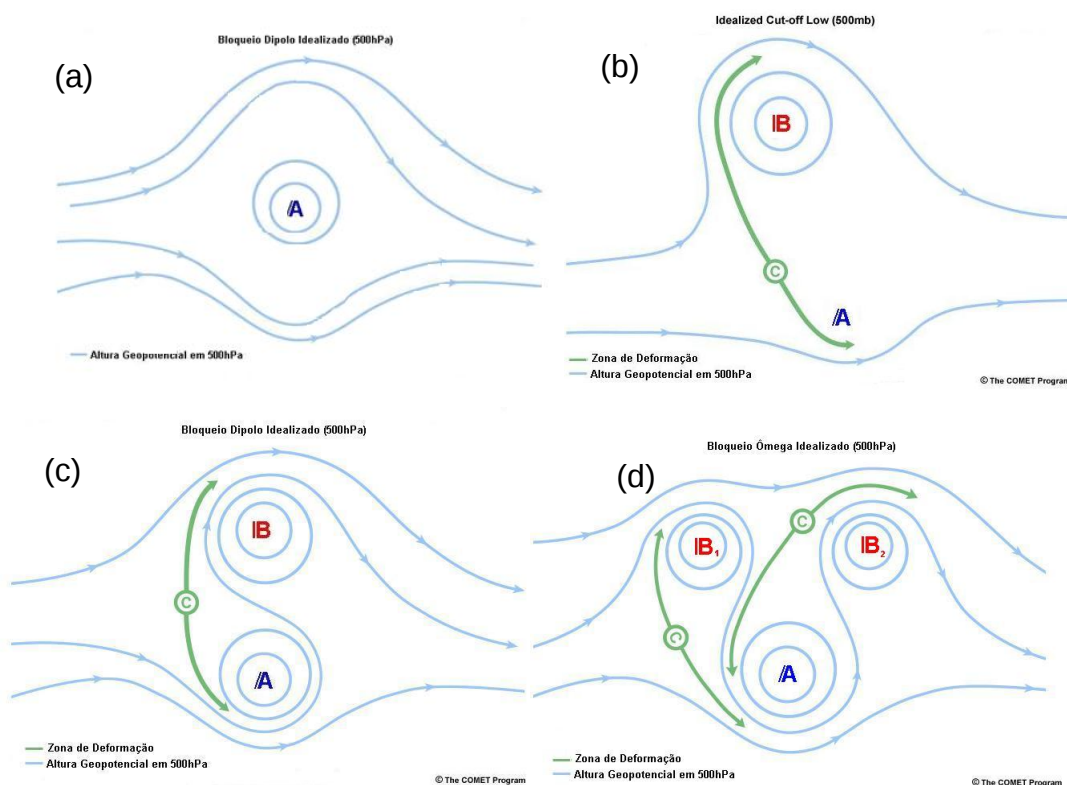


Figura 6 – Ilustração dos diferentes tipos de bloqueios atmosféricos, de acordo com Crum e Stevens (1988). (a) Bloqueio de Alta, (b) bloqueio de baixa desprendida, (c) bloqueio dipolo, (d) bloqueio ômega.

Fonte: www.meted.ucar.edu, adaptado, 2009.

O estudo de Huang et al. (2007) mostrou as influências de grande escala na formação de bloqueio dipolo e seus critérios de formação no hemisfério norte:

- 1- pelo menos um par de alta e baixa fechada, em 500hPa, em altura geopotencial com intervalo de contorno de 40 metros e, em 1000hPa, de 25 metros. A distância entre os centros da alta e da baixa, não pode ser superior a 30° de longitude;
- 2- o escoamento de oeste deve ser dividido em dois ramos em 500hPa e a distância entre o ponto de bifurcação e o ponto de encontro não deve ser inferior a 45° de longitude;
- 3- o centro de alta ou baixa pressão deve durar pelo menos 5 dias;
- 4- a velocidade do movimento do bloqueio não deve exceder 10° de longitude por dia;
- 5- o grande centro deve estar localizado pelo menos a 40° de latitude;
- 6- índice de bloqueio não inferior a 20m/s.

Nos resultados mostrados, o escoamento médio do jato de oeste tem uma grande influência sobre a evolução e ciclo de vida do episódio do bloqueio dipolo. Quando o cisalhamento aumenta, diminui a intensidade do bloqueio e seu ciclo de vida diminui. A intensidade média e o cisalhamento da estrutura do perfil do escoamento de oeste são duas importantes condições associadas com as características climáticas do bloqueio dipolo, que pode desempenhar papel crucial no seu ciclo de vida.

2.4 O FURACÃO CATARINA

O Catarina foi considerado um episódio raro (MATTOS; SATYAMURTY, 2004), que marcou o litoral sul de Santa Catarina e o litoral norte do Rio Grande do Sul, no final do mês de março de 2004 (Fig. 7). Sua formação e características físicas deixaram muitas dúvidas, na área de Meteorologia tanto no âmbito nacional quanto no internacional (SILVA DIAS et al., 2004).



Figura 7 – Imagem de satélite do Furacão Catarina no dia 26 março de 2004.

Fonte: <http://www.nasa.gov/centers/goddard/news/topstory/2004/0326brazilcyclone.html>.

Gusso (2004) analisou as imagens de satélite NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) do sistema POES (*Polar Operational Enviromental Satellites*) nos dias da formação do furacão Catarina. Começou os estudos a partir do dia 25 de março de 2004, próximo das coordenadas de $42^{\circ}08'W$ de longitude e $28^{\circ}46'S$ de latitude, a cerca de 800km da costa catarinense. O furacão Catarina atingiu o estado nas coordenadas $49^{\circ}28'W$ e $28^{\circ}55'S$ no dia 28 de março de 2004. O trabalho se baseou no levantamento diário das informações da velocidade de deslocamento, distância da costa brasileira, diâmetro do olho e temperatura de brilho no topo das nuvens, conforme mostrado na tab. 3.

Tabela 3 - Dados de imagens digitais selecionadas com a formação do anel interno.(TB = temperatura de brilho).

	<i>Data</i>	<i>Horário (UTC)</i>	<i>Diâmetro do olho (km)</i>	<i>Distância da Costa (km)</i>	<i>V média translação (kmh⁻¹)</i>	<i>TB no topo (K)</i>
1	25/03	20:05	25	713	-	217
2	25/03	22:02	32	690	11,8	216
3	26/03	07:19	31	601	9,58	214
4	26/03	09:17	37	591	5,08	216
5	26/03	19:41	44	479	10,7	199
6	26/03	21:39	42	467	6,20	220
7	27/03	11:02	43	318	11,3	216
8	27/03	20:56	52	156	16,4	214
9	28/03	02:43	53	54	17,6	-
10	28/03	05:49	56	0	17,4	215
11	28/03	20:31	8	- 182	12,4	227

Fonte: GUSSO, 2004.

O diâmetro do olho do furacão Catarina foi aumentando gradativamente até atingir o máximo de 56km no dia 28 às 5:49UTC. A maior velocidade ocorreu nos dias 27 e 28 (17,6km/h), quando atingiu a costa do Brasil. A temperatura de brilho mínima foi de 214K às 20:56UTC, no dia 27.

Mattos e Satyamurty (2004), para analisarem as características do Catarina, utilizaram o modelo de circulação geral do CPTEC T126L28. Os campos de vorticidade potencial isentrópica (VPI) no nível de 325K (média e alta troposfera), vorticidade relativa em baixos, médios e altos níveis da troposfera e vento em 925hPa e 200hPa, dentre outros. Concluíram que o sistema tinha estrutura barotrópica e a estrutura térmica indicava um núcleo quente em altos níveis da troposfera. Foram observadas algumas condições necessárias para a formação de um ciclone tropical, como um ambiente barotrópico de mesoescala, inserido em um dipolo de anomalia de VPI em 325K.

Lima (2005) definiu o evento como um vórtice axissimétrico de centro de baixa pressão com rotação ciclônica, apresentando uma região central com nuvens de pouco desenvolvimento vertical (olho) com características de um ciclone tropical.

Martins et al. (2004) realizaram um trabalho sobre a variação da pressão atmosférica na região afetada pelo Catarina. Dentre os principais resultados, encontraram um decréscimo acentuado da pressão atmosférica, principalmente na noite do dia 27 de março de 2004 para a madrugada de domingo do dia 28 de março de 2004. Por exemplo, em Siderópolis/SC a pressão atmosférica diminuiu em 17hPa

em um intervalo de 9 horas. Em Torres/RS, a pressão diminuiu em aproximadamente 12hPa em 6 horas (Fig. 8). Uma vez atingidos os valores mínimos de pressão, estes aumentaram tão rapidamente quanto diminuíram, alcançando valores semelhantes aos observados anteriormente, em questão de 8-9 horas.

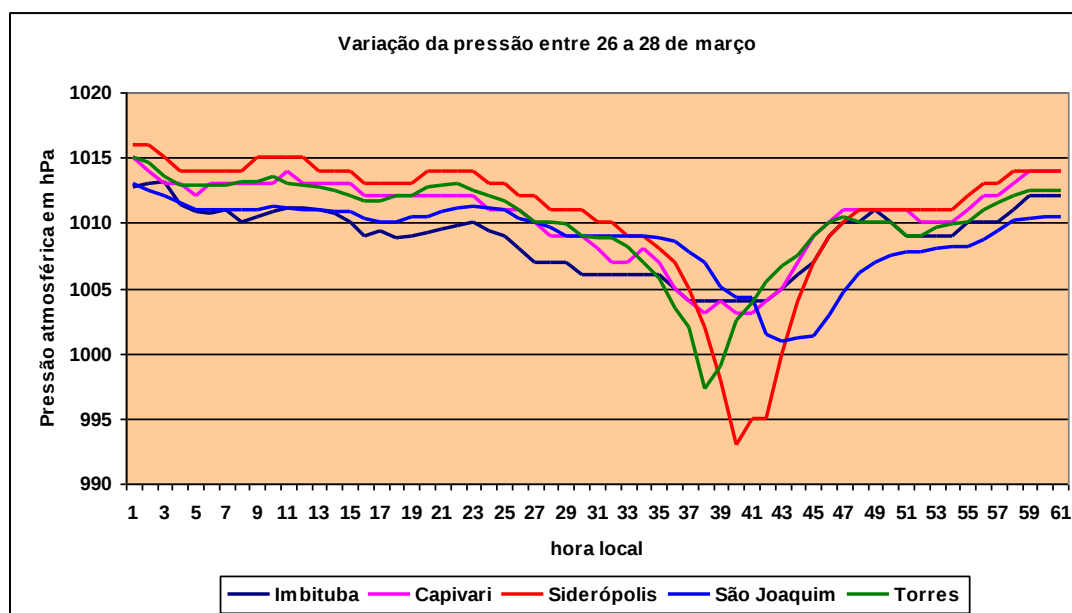


Figura 8 - Variação da pressão atmosférica entre os dias 26 a 28 de março de 2004, na região sul do Brasil.

Fonte: MARTINS et al, 2004.

Os ventos registrados na estação meteorológica automática Barragem São Bento no município catarinense de Siderópolis/ SC e a uma altura de 135 metros do nível médio do mar, apresentaram fortes rajadas, de 146,7 km/h, e pressão atmosférica de 993 hPa, na madrugada do dia 28 em torno de 3 horas, conforme Fig. 9.

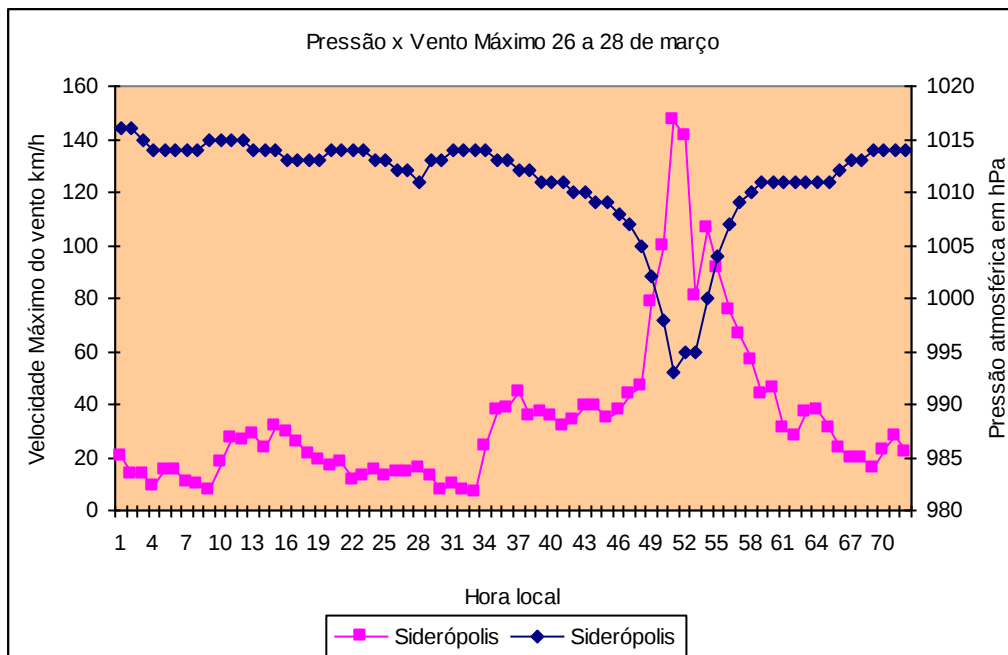


Figura 9 – Variação da pressão atmosférica e vento máximo na estação meteorológica da Barragem São Bento, em Siderópolis/SC.

Fonte: MARTINS et al, 2004.

De acordo com Marcelino et al. (2004), a região com maior destruição ocorreu nas áreas em vermelho na Fig. 10, no litoral sul de Santa Catarina. Na região próxima do único registro meteorológico, na estação de Siderópolis/SC (MARTINS et al, 2004), os estragos não foram significativos em comparação com o litoral sul catarinense, entre os municípios de Passo de Torres até Balneário Arroio do Silva, marcado em vermelho no mapa da Fig 10.

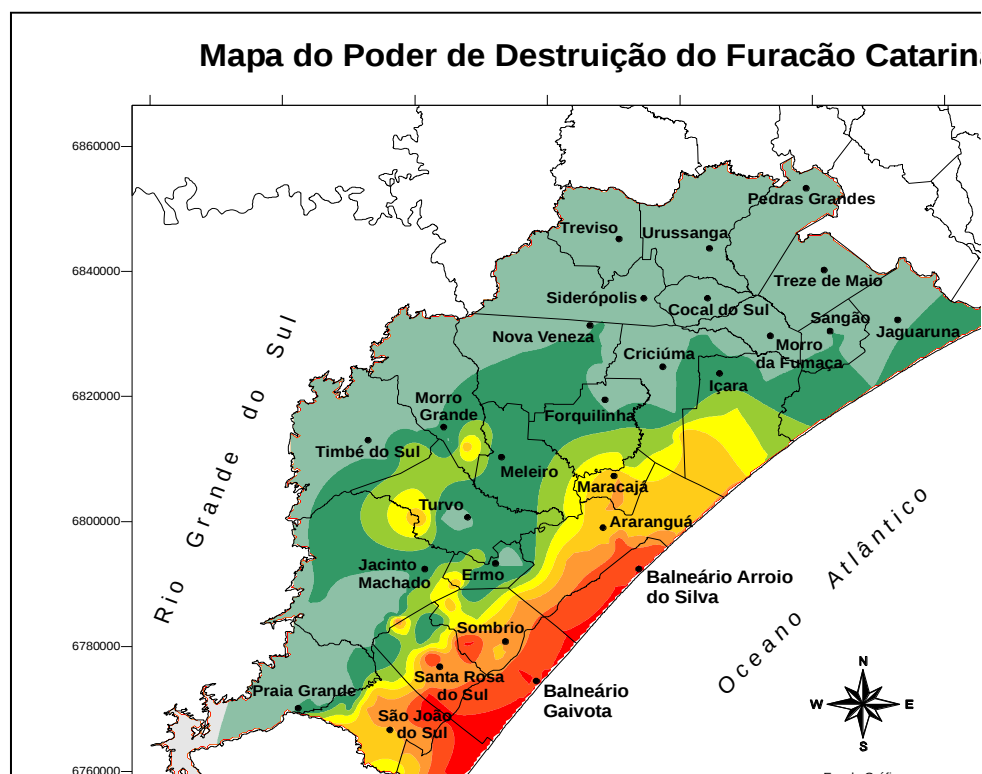


Figura 10 – Mapa do poder de destruição do Furacão Catarina baseado na escala de Saffir-Simpson.

Fonte: MARCELINO et al, 2004.

Pezza e Simonds (2005) concluíram que a ocorrência do ciclone tropical próxima a costa sudeste da América do sul, está relacionada a uma rara junção de um bloqueio atmosférico, cisalhamento do vento fraco e temperatura da superfície do mar elevada. Os autores comentam que a ocorrência deste evento pode estar relacionada às mudanças climáticas no planeta Terra.

Mctaggart-Cowan et al. (2006) publicaram detalhes das condições atmosféricas que favoreceram a ocorrência de um ciclone tropical fora de sua região de origem. O deslocamento para oeste deste sistema, numa região onde o escoamento normalmente é para leste, foi considerado uma consequência de um bloqueio do tipo dipolo no oceano próximo a região sul do Brasil, fraco cisalhamento vertical de vento e uma transição tropical (TT) (DAVIS; BOSART, 2004). Ainda, os autores colocaram em evidência outras características deste sistema, que ocorreu sobre o Oceano Atlântico cuja temperatura da superfície do mar foi inferior daquela em que, normalmente, é observada a ocorrência de ciclones tropicais nas regiões

equatoriais. O furacão Catarina ocorreu sobre águas consideradas frias em trono de 25°C (SILVA et al., 2004), fora dos padrões de formação de um furacão clássico, enquanto que os furacões ocorrem, normalmente, sobre águas oceânicas com temperaturas superficiais superiores a 26,5°C.

Os modelos numéricos convencionais de previsão de tempo e as análises numéricas não conseguiram detectar o fenômeno, provocando dificuldade para prever sua trajetória, intensidades dos ventos, precipitações e outros fatores meteorológicos (MENEZES; SILVA DIAS, 2004).

Segundo Calearo et al. (2004), com a liberação de rodadas do modelo numérico GFDL para a região do Catarina, modelo esse utilizados nos Estados Unidos da América para previsão de furações, foi fundamental para a definição da previsão de intensidade e trajetória do furacão Catarina (Fig. 11).

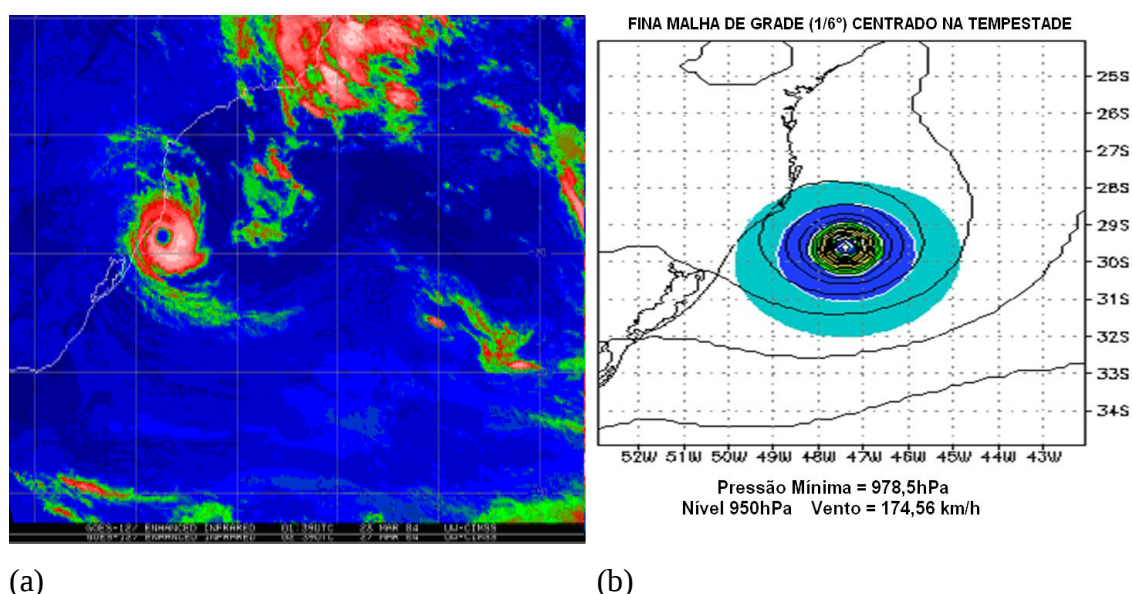


Figura 11 – (a) Imagem do satélite GOES-12 do dia 28/03/2004 as 01:39UTC e (b) do modelo GFDL na simulação do Furacão Catarina.

Mctaggart-Cowan et al. (2006), apresentam uma tabela com a trajetória, pressão atmosférica ao nível médio do mar e a velocidade do vento do Catarina analisado por R. Edson da Universidade de Guam. Nesta tabela aparecem os estágios de transição do sistema de Extratropical (Ex), Híbrido tropical/ extratropical (Hy), Tempestade tropical (TS), Furacão categoria 1 (H1; Simpson 1974) e Furacão categoria 2 (H2).

Tabela 4 - Trajetória do furacão Catarina. As abreviaturas indicam o estágio do sistema são: Extratropical (Ex), Híbrido tropical/ extratropical (Hy), Tempestade tropical (TS), Furacão categoria 1 (H1) e Furacão categoria 2 (H2).

Dia	Hora (UTC)	Lat	Lon	PNMM (hPa)	Velocidade do vento (nós)	Estágio
19	1800 ^{a, b, c}	27.0°S	49.0°W		25	Ex
20	0000 ^a	26.5°S	48.5°W		25	Ex
20	0600 ^a	25.3°S	48.0°W		30	Ex
20	1200 ^a	25.5°S	46.0°W		30	Ex
20	1800 ^{a, b, c}	26.5°S	44.5°W		30	Ex
21	0000 ^a	26.8°S	43.0°W		30	Ex
21	0600	27.5°S	42.0°W		30	Ex
21	1200 ^{a, c}	28.7°S	40.5°W		30	Ex
21	1800 ^c	29.5°S	39.5°W		30	Ex
22	0000 ^a	30.9°S	38.5°W		30	Ex
22	0600	31.9°S	37.0°W		30	Ex
22	1200 ^{a, c}	32.3°S	36.7°W		30	Ex
22	1800 ^b	31.5°S	36.5°W		30	Ex
23	0000 ^a	30.7°S	36.7°W		30	Ex
23	0600	29.8°S	37.0°W	1002	30	Ex
23	1200 ^c	29.5°S	37.5°W	990	30	Ex
23	1800 ^b	29.4°S	38.1°W	991	35	Hy
24	0000 ^a	29.3°S	38.5°W	993	35	Hy
24	0600 ^a	29.2°S	38.8°W	992	35	Hy
24	1200 ^{a, c}	29.1°S	39.0°W	990	35	Hy
24	1800 ^{a, c}	29.1°S	39.4°W	990	40	Hy
25	0000 ^{a, b}	29.0°S	39.9°W	993	40	TS
25	0600 ^b	28.9°S	40.4°W	993	45	TS
25	1200 ^{a, c}	28.7°S	41.2°W	994	50	TS
25	1800 ^b	28.7°S	41.9°W	994	55	TS
26	0000 ^{a, c}	28.7°S	42.6°W	989	60	H1
26	0600 ^d	28.7°S	43.1°W	989	65	H1
26	1200 ^{a, c, d}	28.8°S	43.7°W	982	70	H1
26	1800 ^{a, c, d}	28.9°S	44.2°W	975	70	H1
27	0000 ^{a, d}	29.1°S	44.9°W	974	70	H1
27	0600 ^{a, d}	29.2°S	45.6°W	974	75	H1
27	1200 ^{a, c, d}	29.5°S	46.4°W	972	75	H1
27	1800 ^{a, c, d}	29.5°S	47.5°W	972	80	H1
28	0000 ^{a, d}	29.3°S	48.3°W	972	80	H1
28	0600 ^{d, e}	29.0°S	49.7°W		85	H2
28	1200 ^{a, c}	28.5°S	50.1°W		60	TS
28	1800 ^a	28.5°S	51.0°W		45	TS

^a Imagens de satélite infravermelho utilizadas para estimar a localização e estado;

^b Imagens QuickSCAT utilizadas para estimar a localização e estado;

^c Imagem visível de satélite utilizada para estimar a localização e estado;

^d Imagem de satélite microondas utilizadas para estimar a localização e estado;

^e Imagem TRMM utilizadas para estimar a localização e estado.

Fonte: MCTAGGART-COWAN et al. , 2006.

Veiga et al. (2008, 2009), ao analisarem a energética do processo de transformação de um ciclone extratropical para o furacão Catarina, através do diagrama de Lorenz, mostraram que a maioria das transições ocorreram com uma súbita e profunda mudança na dinâmica de ciclo da energia ambiental durante as fases iniciais do desenvolvimento da furacão Catarina. Estas mudanças abruptas coincidiram com a fase do sistema da baixa despreendida. As grandes mudanças ambientais não puderam ser vistas como uma transição tropical, mas devem ter contribuído para a transição tropical alguns dias mais tarde. A conversão de energética apresentado pelo ciclo de Lorenz, não foram transmitidas para o vórtice diretamente, mas estavam de acordo com a importância do bloqueio em facilitar a transição. Do ponto de vista quantitativo, com a abordagem da caixa de energia do ambiente, também está de acordo com a mudança de fase do ciclone representando a transição de um sistema híbrido, defendidos por Beven (1997) e Hart (2003).

Vianna et al. (2010) analisaram o papel do oceano na formação e evolução do furacão Catarina. Utilizaram um conjunto de informações, tanto de temperatura do oceano na superfície quanto de sua profundidade e circulação, e encontraram círculos de núcleos quentes isolados, que devem ter tido grande influência nas mudanças bruscas na estrutura e, posteriormente, na transição do ciclone extratropical. Ao passar sobre um dos núcleos quentes isolados no dia 23 de março, com uma profundidade em torno de 170 metros no oceano, dá-se início ao processo de modificação em sua estrutura (transição tropical) e sua súbita intensificação nos dias 26 e 27 de março, ao passar por outros núcleos quentes. Estes núcleos quentes tiveram papel importante na intensificação dos ventos e na transformação de um ciclone extratropical em um ciclone tropical.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 CASOS DE ESTUDO

Neste trabalho serão analisados três casos de estudo. O primeiro recebeu destaque no âmbito deste estudo por estar associado à ocorrência do furacão Catarina, em março de 2004. Os outros dois casos ocorreram em maio de 2005 e em setembro de 2008.

3.1.1 FURACÃO CATARINA

O evento ocorrido em março de 2004, que culminou na formação do furacão Catarina, constitui o principal foco de estudo deste trabalho. O período analisado compreendeu os dias 20 a 28 de março de 2004.

3.1.2 OUTROS DOIS CASOS

Com a finalidade de serem comparados alguns aspectos relacionados à ocorrência e evolução do primeiro caso de estudo, outros dois também foram analisados:

- a) Caso 1: dias 30 de abril a 06 de maio de 2005;
- b) Caso 2: dias 13 a 19 de setembro de 2008.

3.2 DADOS OBSERVADOS

3.2.1 SATÉLITE GEOSTACIONÁRIO GOES-12

As imagens de satélite geoestacionário utilizadas foram obtidas pelo satélite GOES – 12, obtidas no site do CPTEC/INPE (<http://www.cptec.inpe.com>) e da CIMSS (<http://cimss.ssec.edu>). Foram analisadas imagens obtidas nos canais do infravermelho e vapor d'água. A resolução temporal destas imagens foi de

aproximadamente 30 minutos. Nas imagens de satélite no canal infravermelho as regiões brancas indicam áreas onde a atividade convectiva é intensa, pois indicam as temperaturas de brilho dos topos das nuvens. Quanto mais negativa for a temperatura de brilho, mais elevado é o topo da nebulosidade e mais branca é a região. No caso das imagens de satélite no canal do vapor d'água a interpretação é diferente, pois as áreas brancas indicam aquelas onde existe grande quantidade de vapor d'água e, portanto, regiões onde as atividades convectivas podem causar intensas precipitações em superfície.

Foram também utilizadas as imagens realçadas no canal infravermelho disponibilizadas pela Universidade de Wisconsin- *Madison Space Science and Engineering Center* (<http://cimss.ssec.wisc.edu>).

3.2.2 SATÉLITE QUIKSCAT

O satélite QuikSCAT foi colocado em órbita em junho de 1999, pela NASA. Transporta um escaterômetro, denominado *SeaWinds*, que mede a intensidade e direção do vento próximo de 10m da superfície do mar. Este sensor varre uma faixa de 1800km durante cada órbita e, por operar na frequência de microondas, fornece informações sob todas as condições de tempo. A precisão das medidas das velocidades dos ventos é de 2m/s para valores entre 3m/s e 20 m/s e de 20° na direção dos ventos. A resolução horizontal da parcela discriminada pelo sensor é de 25km. Estas imagens estão disponíveis no site <http://winds.jpl.nasa.gov/>.

Por ser de órbita quase polar, a resolução temporal (tempo entre a aquisição de imagens do mesmo local e com o mesmo ângulo de observação) das imagens fornecidas pelo QuikSCAT é diária. O escaterômetro *SeaWinds*, a bordo deste satélite, tem capacidade para obter medidas sobre uma área de aproximadamente 90% da superfície do planeta, diariamente. A Fig.12 mostra uma imagem do satélite QuikSCAT e um exemplo de distribuição de ventos fornecidos pelo sensor *SeaWinds*. A escala de velocidades encontra-se no canto superior direito da Fig.12b.

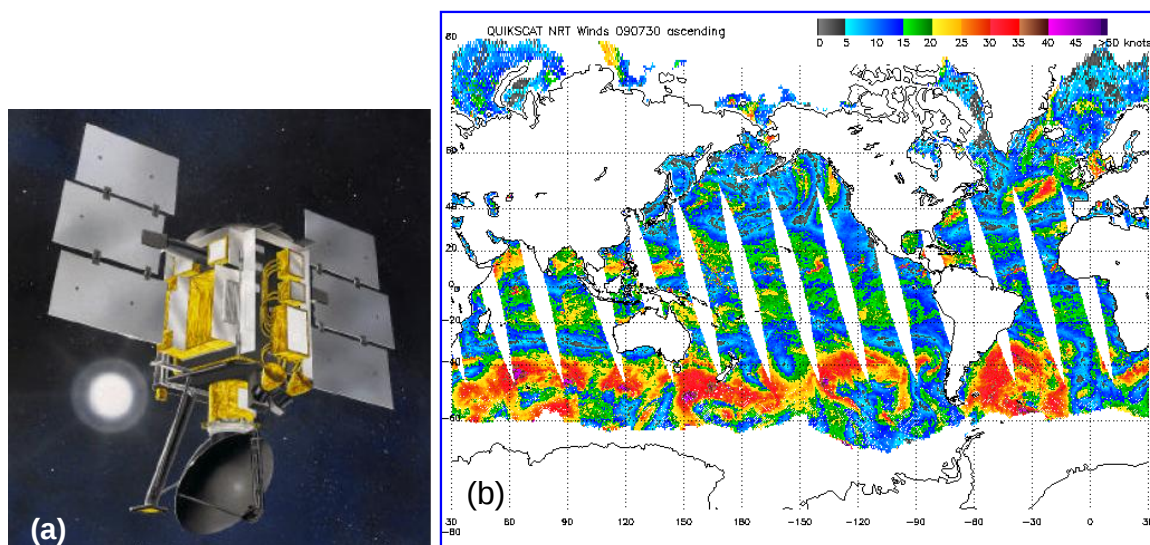


Figura 12 – (a) Imagem do satélite QuikSCAT, (b) exemplo de campos de ventos medidos a 10 metros da superfície dos Oceanos e mares.

Fonte: http://manati.orbit.nesdis.noaa.gov/cgi-bin/qscat_day-1.pl.

3.2.3 ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE SUPERFÍCIE

A análise dos dados obtidos em estações meteorológicas de superfície foi realizada somente para o período de ocorrência do furacão Catarina. Foram utilizados dados meteorológicos obtidos em estações convencionais e automáticas de superfície. Estes dados foram cedidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), pela Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina (EPAGRI), pelas Centrais Elétricas de Santa Catarina S.A (CELESC), Tractebel Energia (TRACTEBEL), pela Companhia Catarinense de Águas e Saneamento (CASAN) e pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). A tab. 5 mostra as coordenadas geográficas (latitude/longitude) e a altitude de cada estação meteorológica.

Tabela 5 – Coordenadas geográficas e altitude das estações meteorológicas cujos dados foram utilizados para caracterizar as condições em superfície durante o período de ocorrência do furacão Catarina.

Estação Meteorológica	Latitude(°S)	Longitude(°W)	Altitude(m)	Instituição
Siderópolis	28°36'32"	49°33'04"	135	CASAN
Capivari de Baixo	28°28'49"	49°00'00"	9	TRACTEBEL
São Joaquim	28°19'00"	49°59'00"	1415	INMET/EPAGRI
Torres	29°19'00"	49°44'00"	31	INMET
Tramandaí	30°00'34"	50°08'06"	4	UFRGS
Campo Belo do Sul	27°55'46"	50°48'30"	978	BAESA
Pinhal da Serra	27°53'32"	51°10'51"	958	BAESA
Bom Retiro	27°53'05"	49°34'51"	1083	CELESC

Nas estações convencionais, as informações das variáveis meteorológicas estão disponíveis a cada 6 horas. Nas estações automáticas, a disponibilidade dos dados é horária. A Fig.13 mostra a localização das estações meteorológicas de superfície listadas na tab.5.

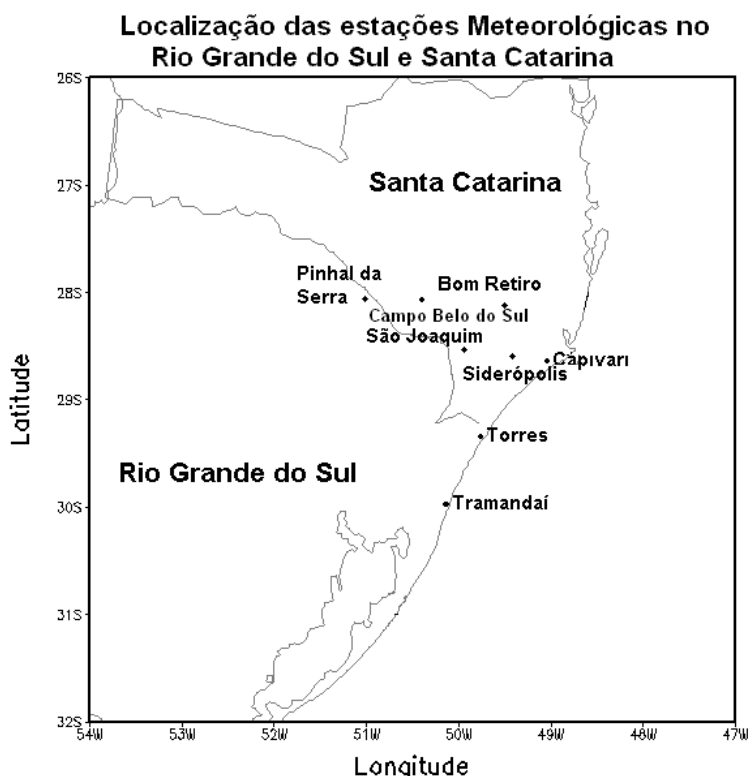


Figura 13 – Posição geográfica das estações meteorológicas utilizadas.

A análise dos dados em superfície compreendeu os dias 27 e 28 de março de 2004. O objetivo desta análise foi o de mostrar as alterações marcantes das condições meteorológicas de superfície provocadas pela proximidade do furacão Catarina na costa sul do Brasil.

3.3 DADOS SIMULADOS

O modelo atmosférico utilizado para as simulações foi o modelo de mesoescala WRF (*Weather Research & Forecasting Model*, <http://wrf-model.org/index.php>), versão 3.0 (SKAMAROCK et al., 2008). Trata-se de um modelo de previsão de última geração, elaborado para fins operacionais e de pesquisas no âmbito das ciências atmosféricas. O sistema WRF é um modelo de domínio público. O núcleo dinâmico utilizado foi o *Advanced Research WRF* (ARW).

O modelo WRF-ARW pode ser usado nas simulações de clima e tempo regionais, em investigações que envolvem diferentes escalas espaço-temporais, em simulações idealizadas em múltiplas escalas, dentre outras aplicações. Permite o acoplamento com outros modelos e assimilação de dados.

As equações do modelo WRF-ARW são escritas usando uma coordenada vertical que segue o terreno, denominada η (eta, ilustrada na Fig. 14), definida como:

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{\mu} \quad , \quad \text{com } \mu = p_{hs} - p_{ht} \quad (1)$$

onde:

p_h = componente hidrostática da pressão;

p_{hs} = pressão à superfície;

p_{ht} = pressão no topo.

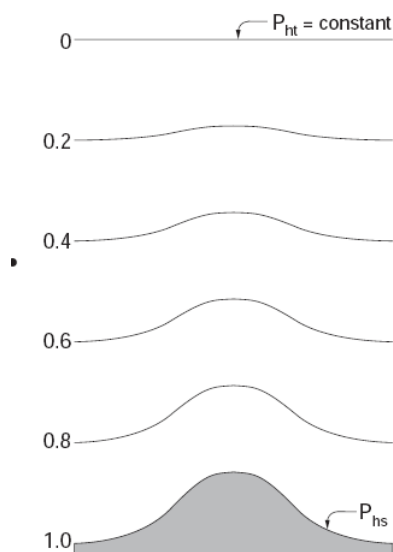


Figura 14 – Coordenada vertical do modelo WRF-ARW.

Fonte: SKAMAROCK et al., 2008.

Os domínios das simulações são mostrados na Fig. 15, escolhidos de maneira a tornar possíveis as análises feitas das circulações atmosféricas associadas à ocorrência dos casos de estudo. A grade maior tem 50km de espaçamento horizontal entre os pontos de grade e a grade menor tem 10km. Nas simulações do caso Catarina foram utilizadas as duas grades. As simulações dos outros dois casos ocorreram somente com o uso da grade maior. As outras configurações das simulações foram idênticas para os três casos de estudo. A grade menor foi utilizada somente nos processamentos do caso furacão Catarina, para se obter um maior detalhamento dos campos.

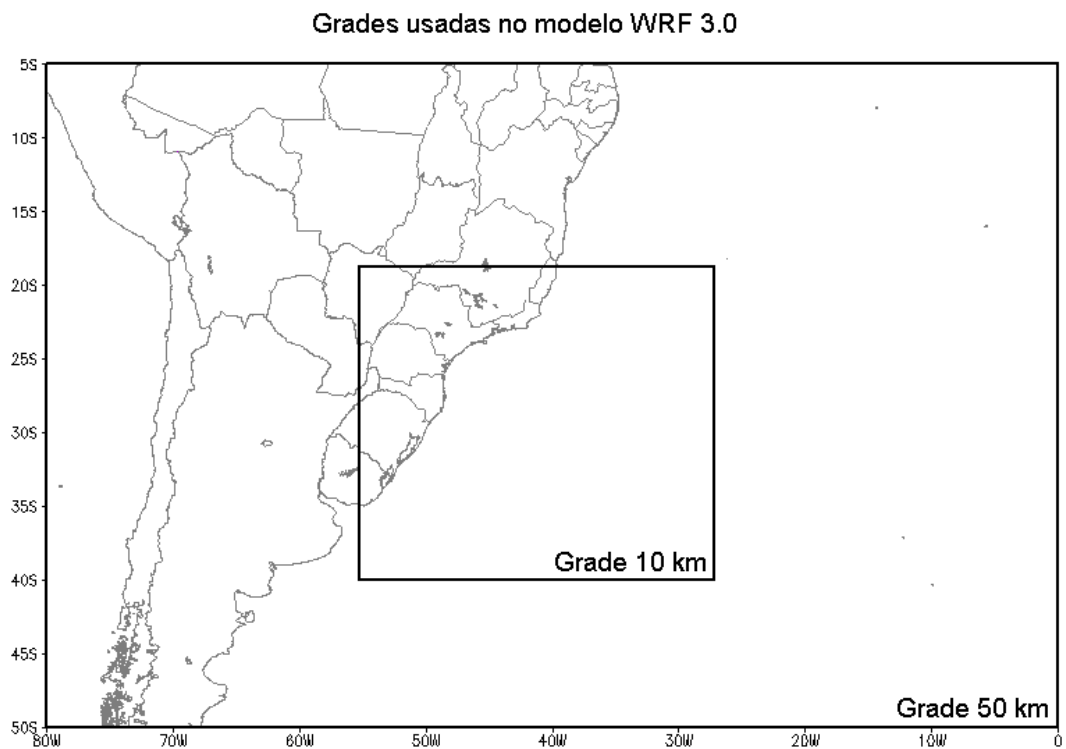


Figura 15 - Domínios com 50km e 10km de resolução horizontal, utilizados para a obtenção das condições de mesoescala.

Os dados de entrada e de contorno das simulações com o modelo WRF-ARW foram as análises GDAS (FNL) do NCEP, com resolução horizontal de 1° , atualizados a cada 6 horas. As simulações foram feitas com 37 níveis verticais, em coordenadas eta. A distribuição dos níveis foi: 1.0, 0.99, 0.98, 0.97, 0.95, 0.93, 0.91, 0.88, 0.81, 0.75, 0.69, 0.64, 0.58, 0.53, 0.49, 0.45, 0.41, 0.37, 0.33, 0.30, 0.27, 0.24, 0.22, 0.19, 0.17, 0.15, 0.13, 0.11, 9.27×10^{-2} , 7.73×10^{-2} , 6.32×10^{-2} , 5.02×10^{-2} , 3.82×10^{-2} , 2.73×10^{-2} , 1.73×10^{-2} , 8.28×10^{-3} , 0.

O modelo WRF-ARW (versão 3.0) tem várias parametrizações físicas, para as quais existem opções de escolha. As parametrizações físicas utilizadas nas simulações, nos dois domínios estabelecidos, estão indicadas na tab. 6. A parametrização de microfísica Goddard está disponível somente a partir da versão 3.0 do modelo WRF. De acordo com a literatura, trata-se de um esquema bastante sofisticado, com inovações no tratamento dos processos termodinâmicos existentes dentro das nuvens, além de incluir várias categorias de hidrometeoros.

Tabela 6 – Parametrizações físicas utilizadas nas simulações com o modelo WRF-ARW, nos 2 domínios (50km e 10km de resolução horizontal).

Parametrizações	Opções escolhidas
Microfísica	<i>Goddard Cumulus Ensemble</i> (TAO; SIMPSON, 1993, TAO et al., 2003)
Convecção	Kain-Fritsch (KAIN, 2004)
Radiação Onda Curta	Dudhia (MM5) (DUDHIA, 1989)
Radiação Onda Longa	RRTM (MLAWER et al., 1997)
Camada Superficial	Teoria similaridade (JANJIC, 2002)
Modelo de superfície	<i>Noah land-surface model</i> (CHEN; DUDHIA, 2001)
Camada Limite Planetária	Mellor-Yamada-Janjic (JANJIC, 2002)

Nos trabalhos científicos averiguados, as opções de parametrizações que mais variam nos estudos sobre furacões são as de microfísica e de camada limite planetária. Para este trabalho não foram realizados experimentos de sensibilidade quanto às parametrizações escolhidas. Foi feita uma pesquisa em artigos nos quais os autores utilizaram o modelo WRF em estudos sobre furacões. Por exemplo, Hill e Lackmann (2009) utilizaram o esquema de Purdue-Lin, na versão 2.1.2 do modelo WRF, como opção da parametrização de microfísica. Moscatello et al (2008) utilizaram a parametrização de Thompson no estudo de um furacão ocorrido no Mar Mediterrâneo, utilizando a versão 2.2 do modelo WRF. Davis et al (2008), também utilizando a versão 2.2 do modelo WRF, adotaram a parametrização de microfísica WRF3 (*WRF single moment 3 class*) nos estudos para alguns furacões ocorridos no Oceano Atlântico Norte. As opções de camada limite planetária mais frequentes são a de Mellor-Yamada-Janjic (adotada neste trabalho) e a de Yonsei University (YSU).

O tempo total das simulações para os casos de estudo ocorreu sobre um período de 24 horas, com início às 00UTC de cada dia e saídas a cada 3 horas. Esta configuração foi estabelecida após a realização de vários experimentos para o caso do furacão Catarina. Inicialmente, pretendia-se realizar as simulações sobre o período total de ocorrência de cada caso escolhido. Entretanto, os resultados de vários testes realizados para o caso furacão Catarina, mostraram que a sua posição simulada não era compatível com observada, seguindo as coordenadas fornecidas em McTaggart-Cowan et al. (2006). Estes testes incluíram processamentos com

inicializações em datas diferentes e com durações de 144h, 120h, 96h, 72h, 48h e 24h, na tentativa de obter uma trajetória simulada mais próxima do real. Como exemplo, nas simulações que envolveram vários dias, o furacão Catarina ficava posicionado na altura do estado do Espírito Santo ao invés do de Santa Catarina. Em outras simulações, o furacão Catarina ficava posicionado no litoral do Uruguai. A posição mais próxima daquela observada para este caso foi encontrada somente com a realização das simulações sobre um período total de 24 horas. Desta forma, para manter as características das configurações, os outros dois casos também foram simulados sobre períodos de 24 horas.

Foram também testados diferentes aninhamentos de grades, com 2 e 3 domínios de resoluções horizontais de 50-10km e 36-12-4km, respectivamente. O uso de 3 grades aninhadas foi descartado devido ao tempo real das simulações (vários dias para finalizar o processamento, no caso do furacão Catarina) e pelo fato das análises preliminares dos resultados obtidos com esta grade não mostrarem benefícios significativos nos campos simulados, no que diz respeito ao seu detalhamento.

3.4 CAMPOS ANALISADOS

Para as avaliações das condições meteorológicas, em vários níveis da atmosfera, foram analisadas as seguintes variáveis:

- altura geopotencial, em 850 e 500hPa;
- vento horizontal, em vários níveis verticais;
- vorticidade relativa em 900hPa (V900) e em 200hPa (V200);
- umidade relativa, na camada entre 950 e 700hPa;
- temperatura da superfície do mar (TSM);
- pressão ao nível médio do mar (PNMM);
- variação vertical do vento horizontal ,na camada 850 e 200hPa (VV).

Para o caso do furacão Catarina, estas variáveis são mostradas utilizando os resultados obtidos com as grades de 50km ou de 10km, dependendo do interesse. Para facilitar esta identificação, em todas as figuras obtidas com o modelo WRF é mostrado, no canto inferior direito, a resolução da grade utilizada mesmo para os outros casos de estudo (cujos resultados foram obtidos unicamente com a grade de

50km de resolução horizontal). Todas as figuras foram confeccionadas utilizando-se o pacote de visualização GrADS, na plataforma Linux.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 FURACÃO CATARINA

Nesta subseção, serão apresentados os resultados encontrados para a transformação de um ciclone extratropical em um ciclone com características tropical, cuja evolução transformou-se no furacão Catarina, no período entre os dias 20 e 28 de março de 2004.

Na Fig.16 são mostradas imagens do satélite geoestacionário GOES-12, no canal infravermelho (figuras da esquerda) e cisalhamento vertical do vento horizontal, na camada entre 850hPa e 200hPa e altura geopotencial em 850hPa (figuras da direita). Nestas imagens de satélites, regiões mais brancas indicam aquelas onde as temperaturas de brilho dos topos das nuvens são mais negativas, ou seja, indicam nuvens que têm grande desenvolvimento vertical (nuvens *Cumulonimbus*).

No dia 20 de março de 2004 (Fig.16a), observa-se o desenvolvimento e formação de baixa pressão em deslocamento para o oceano associada a um sistema frontal mostrada através da linha fechada do geopotencial na costa norte de Santa Catarinal. Na vanguarda deste sistema, nota-se a nebulosidade associada a um outro ciclone que se formou anteriormente na região de interesse. A faixa de cisalhamento vertical intenso que pode ser vista sobre o Oceano Atlântico, na Fig.16b, está associada à frente fria do ciclone que antecedeu o sistema de interesse (caso furacão Catarina). No seguimento, todas as discussões estarão direcionadas ao ciclone associado ao caso furacão Catarina. No dia 21 (Fig. 16c) observa-se a evolução do ciclone, pois a estrutura de sua nebulosidade está mais organizada, com o vórtice e o sistema frontal bem definidos, associado ao desenvolvimento de um ciclone extratropical. É possível identificar uma isoípsa

fechada (1460mgp, Fig.16d) no Oceano Atlântico, a leste do litoral catarinense (27°S/45°W). No seguimento, observa-se a formação de uma oclusão da baixa pressão (Fig.16e), na divisa da região do cisalhamento vertical muito fraco (0-5m/s, predominantemente) e a faixa de cisalhamento mais forte (em torno de 30 m/s) e mínimo de altura geopotencial (1420mgp), mostrados na Fig.16f. Esta baixa se desprende do ciclone precursor (Fig.16g, 16i) e permanece localizada na interface entre duas regiões com cisalhamento vertical de sinais contrários (Fig.16h e 16j). A ampla região com cisalhamento negativo nesta figura consiste em um indicativo das transformações ambientais que irão favorecer a posterior transição tropical (DAVIS;BOSART, 2004) pela qual a baixa desprendida irá passar.

Neste momento, é oportuno mencionar resultados discordantes, publicados na literatura internacional, a respeito da data de início do processo de transição tropical. De acordo com Pezza e Simmonds (2005), esta fase teve início às 00UTC do dia 23 (Fig.16g). O critério utilizado pelos autores para caracterizar o início desta fase foi baseado na trajetória do sistema, pois foi próximo deste horário/data que o mesmo começou a se deslocar para oeste. McTaggart-Cowan et al. (2006) se basearam nos resultados obtidos por Roger T. Edson (Universidade de Guam, EUA) para a identificação das diferentes fases pelas quais o sistema em estudo passou. O critério utilizado por este pesquisador para identificar o início da transição tropical foi no valor de pressão ao nível média do mar e de velocidade do vento estimada por satélite. Utilizando este procedimento, a transição tropical teria iniciado às 00UTC do dia 24 (Fig.16i). Seja dia 23 seja dia 24, a baixa desprendida estava localizada na região de interface entre dois padrões contrários de cisalhamento vertical do vento horizontal, como mostram as Fig.16g, 16j. Esta situação perdurou durante toda a fase de transição tropical (dia 25, Fig.16k,16l). Esta situação de transição tropical parece ter ocorrido na retaguarda de um ciclone extratropical fraco (de acordo com a classificação de Davis e Bosart, 2004), associado a um vórtice em médios níveis da troposfera que favoreceu a convecção local (McTAGGART-COWAN et al, 2006). No decorrer do dia 25, Fig.16k, a formação de nebulosidade em forma de espiral, passando por uma vírgula invertida Fig.16k, também observada por Gan (2009). No decorrer dos dias 25 e 26, a organização da nebulosidade em forma espiralada com a nítida formação de um olho no seu centro Fig 16m.

Seguindo a classificação dos eventos fornecida em McTaggart-Cowan et al. (2006), o período de transição tropical terminou no dia 26 às 00UTC (Fig.16m),

quando houve a formação do furacão Catarina. A partir deste momento, o mínimo de altura geopotencial (1490m_gp, Fig.16n) adentrou na região onde o cisalhamento vertical do vento horizontal estava negativo (Fig.16n). Nos dias seguintes, este mínimo esteve localizado no centro da região de cisalhamento vertical negativo (Fig. 16p, 16r). Quando da transformação da baixa despreendida em furacão, observa-se a formação do olho do Catarina (Fig.16m, 16o, 16q). De acordo com Gusso (2004), o diâmetro do olho chegou a 50km no decorrer do dia 27 e na madrugada de 28. No final do dia 27 e início do dia 28, este sistema meteorológico, conhecido como o primeiro furacão brasileiro, chegou à costa sul do Brasil, entre o litoral norte do Rio Grande do Sul e o litoral sul catarinense. Posteriormente, teve início o processo de sua dissipação (Fig.16q).

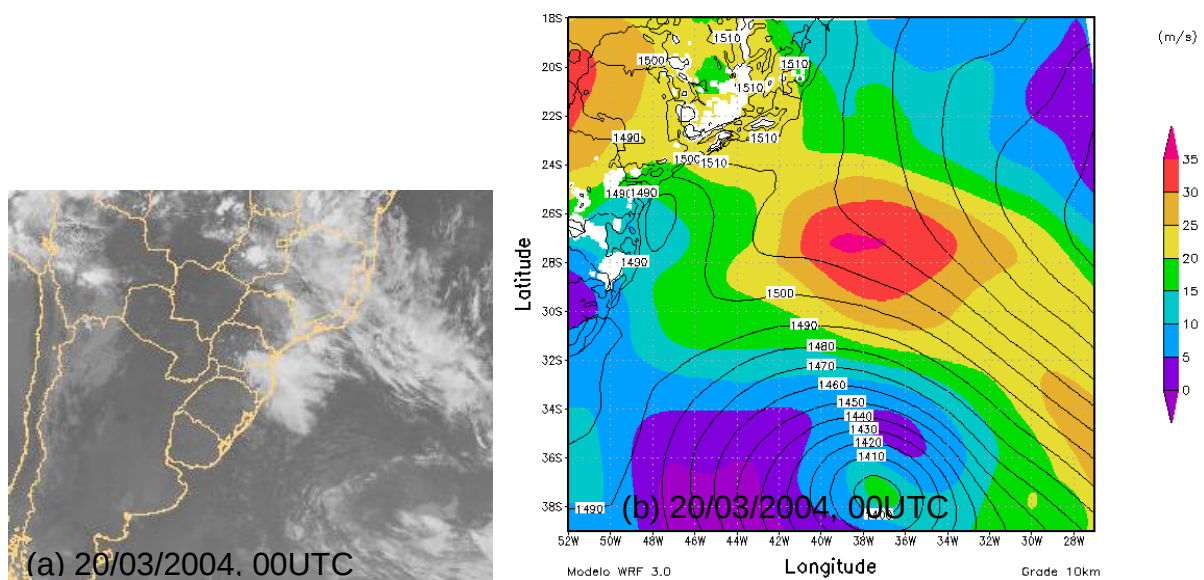


Figura 16 - Imagens do satélite geoestacionário GOES-12 no canal infravermelho (figuras à esquerda) e diferença do vento horizontal na camada 850-200hPa (m/s, hachurado) e altura geopotencial (m_gp, linha contínua) em 850hPa (figuras à direita). O período mostrado compreende os dias 20 a 28 de março de 2004. O horário está indicado nas figuras.

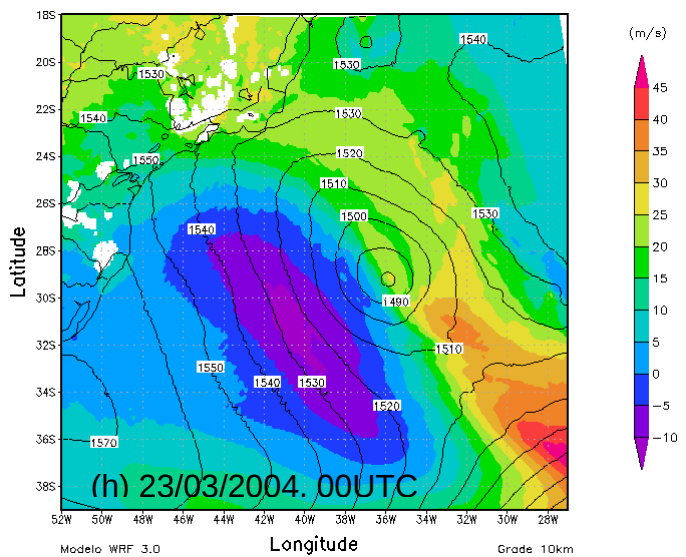
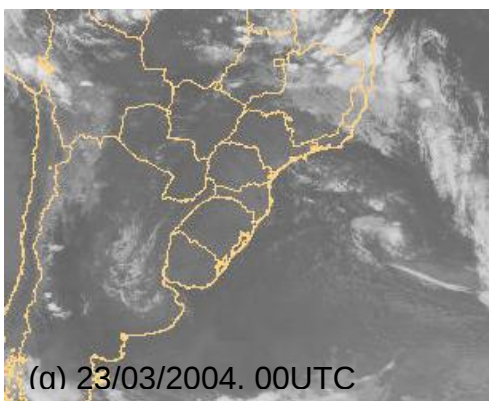
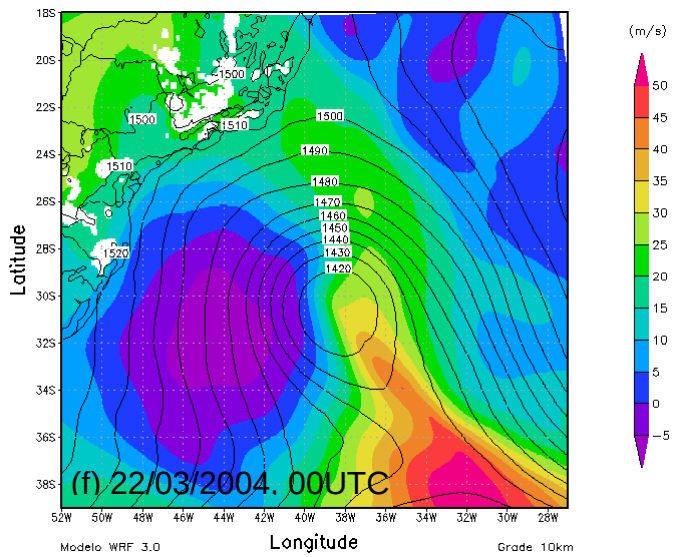
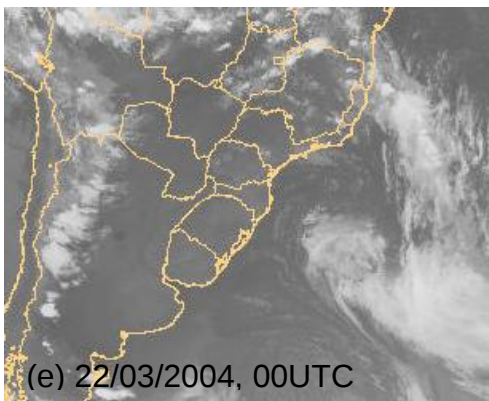
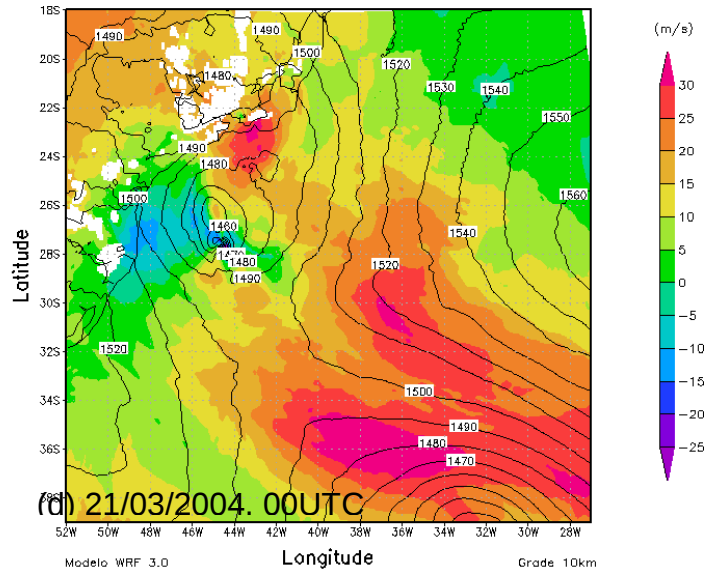
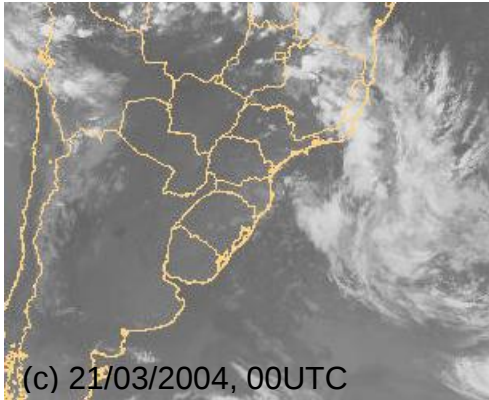


Figura 16- Continuação.

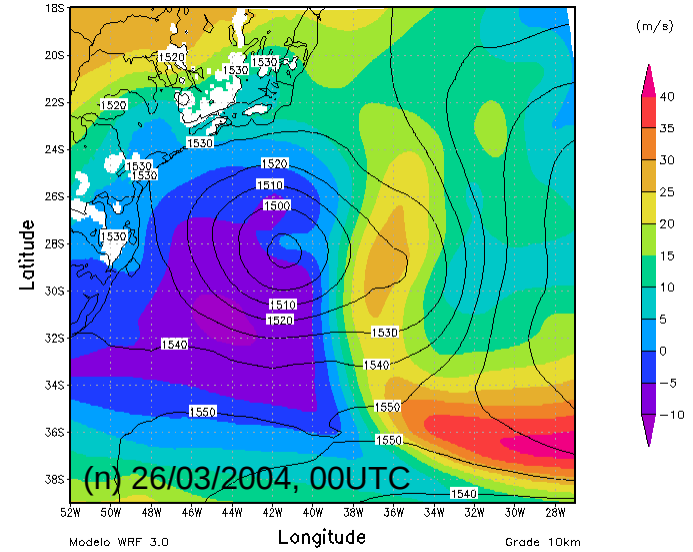
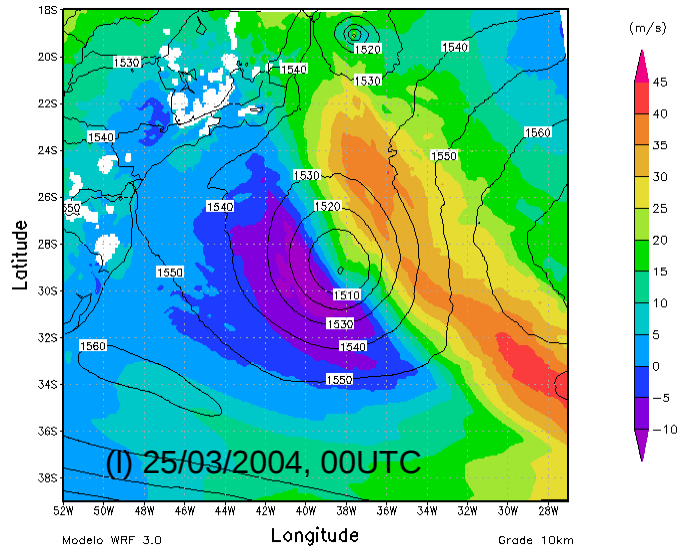
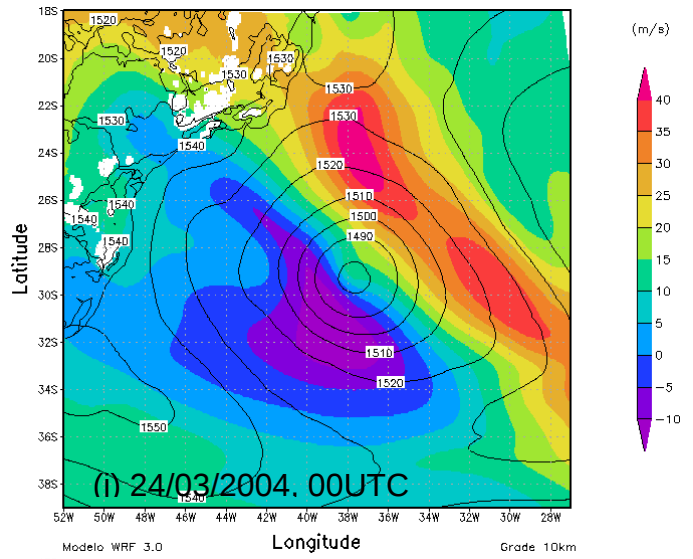
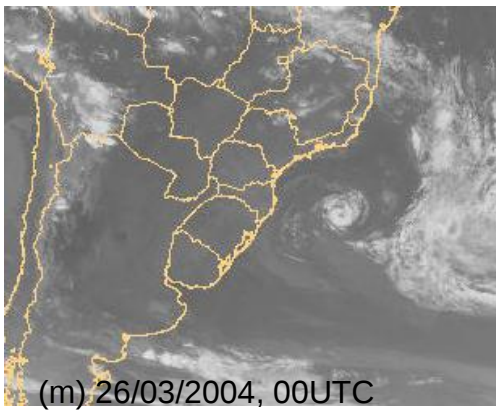
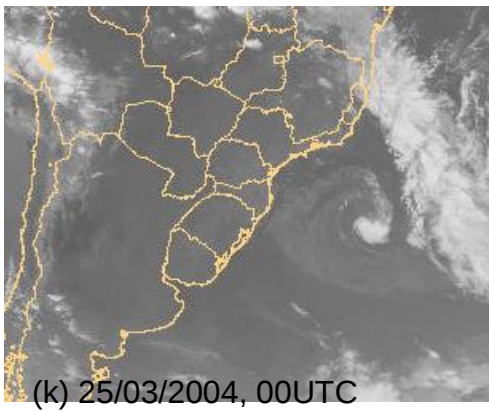
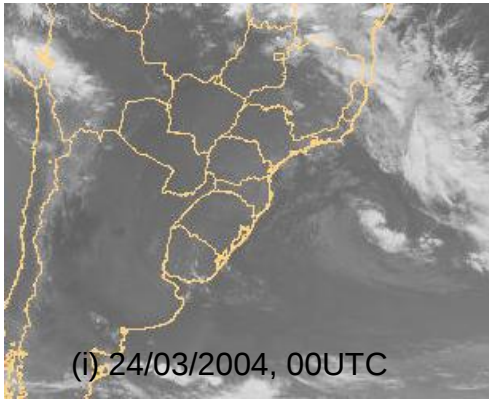


Figura 16 – Continuação.

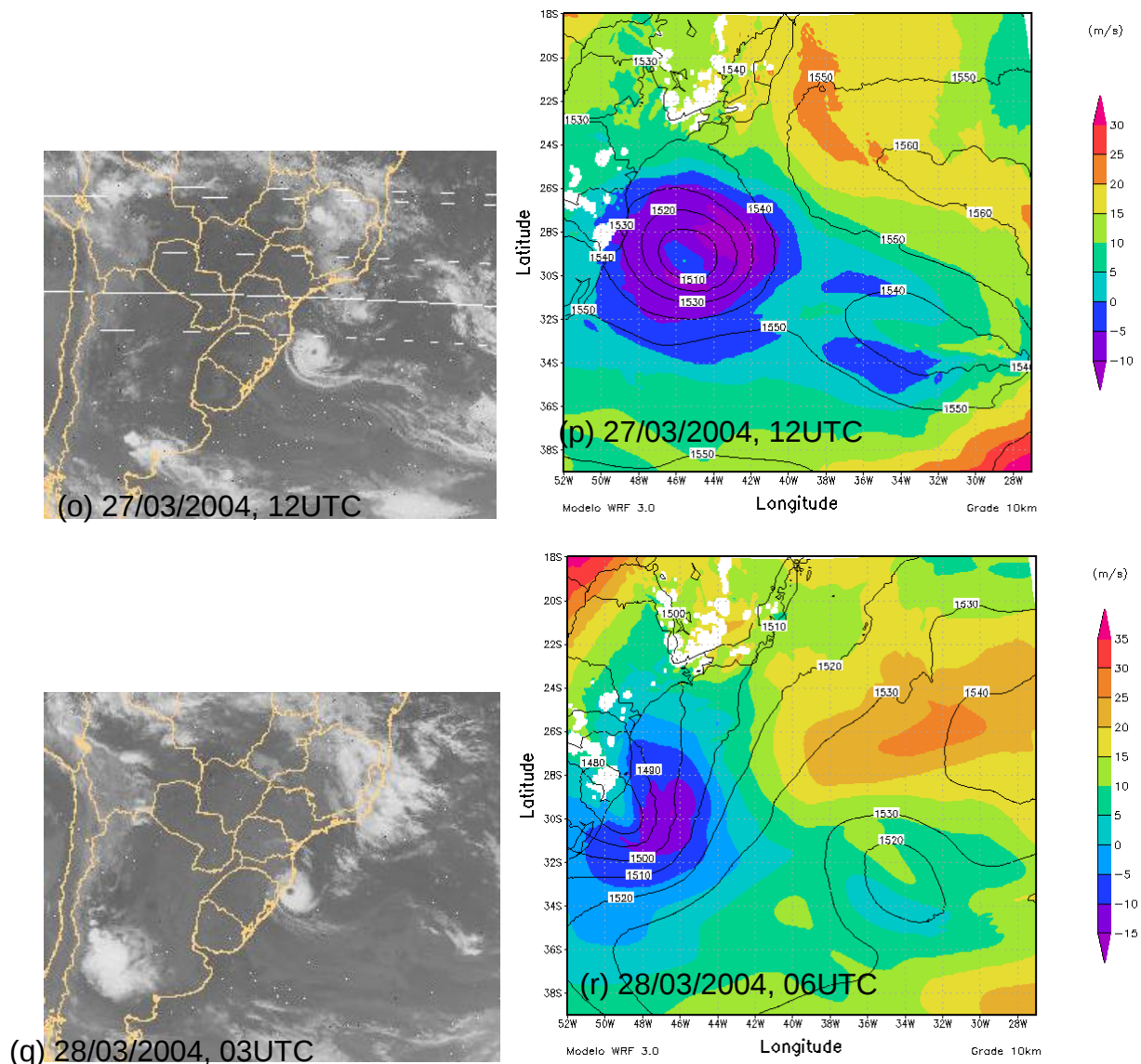


Figura 16 – Continuação.

Imagens do satélite GOES-12, no canal vapor d'água e umidade na camada entre 950 e 700hPa da atmosfera, juntamente com a temperatura da superfície do mar são mostradas na Fig.17 (figuras à esquerda e direita, respectivamente), para o período entre os dias 23 e 28 de março de 2004. Os horários das imagens de satélite e das figuras provenientes das simulações do modelo WRF3.0 estão defasados de 20 minutos, aproximadamente, com exceção das Fig.17a e Fig.17b. O retângulo que aparece nas figuras da direita indica a região geográfica na qual o furacão Catarina se desenvolveu. Os campos de TSM (temperatura da superfície do mar) que aparecem nestas figuras serão analisados em conjunto com os campos de ventos em 900hPa mostrados na Fig.22. Isto porque os escoamentos em baixos níveis sobre as águas oceânicas e os respectivos valores de TSM também

influenciaram na evolução do caso furacão Catarina, como será mostrado mais adiante. Em relação a estes últimos campos, diferenças significativas foram encontradas comparando-se os resultados do caso furacão Catarina com os dos outros dois casos de estudo.

A imagem de vapor d'água no dia 23, às 01:39UTC (Fig.17a) mostra o centro de baixa pressão com formação de núcleos convectivos associada a uma baixa desprendida (HATZFEY; McINNES,1996 e NIETO et al, 2007). Nesta região a umidade relativa na camada entre 950-700hPa estava bastante elevada, com valores superiores a 80% na maioria das regiões. É interessante notar que o modelo WRF 3.0 restituiu muito bem a faixa de valores baixos de umidade relativa entre a banda associada à frente fria do ciclone e a baixa desprendida, nos dias 23 até 25 de março. Tal faixa aparece em tons de preto nas imagens de satélite das Fig.17a, 17c,17e,17g.

Nos dias 24 e 25 às 00UTC (Fig. 17c a Fig.17f) a nebulosidade começa a adquirir um aspecto em espiral, com elevados valores de umidade no vórtice. Os campos simulados de umidade relativa (Fig.17d,17f) mostram algumas concentrações com elevados valores na camada entre 950-700hPa, em de acordo com as imagens do vapor d'água (Fig.17d,17e). Neste período observa-se nitidamente o desprendimento da região de baixa pressão do sistema baroclínico precursor.

A partir do dia 26 (Fig.17g, 17i, 17k e 17m), as imagens de satélite mostram a nebulosidade em espiral com a formação do olho, típico de furacão, quando os campos simulados pelo modelo WRF 3.0 (Fig. 17h, 17j, 17l e 17n) não fornecem valores compatíveis com as imagens. Assim, pode-se dizer que o modelo não restituiu adequadamente o campo de umidade na baixa troposfera, pois os valores simulados foram inferiores aos esperados, tendo em vista os elevados valores de vapor d'água observados nas imagens de satélite.

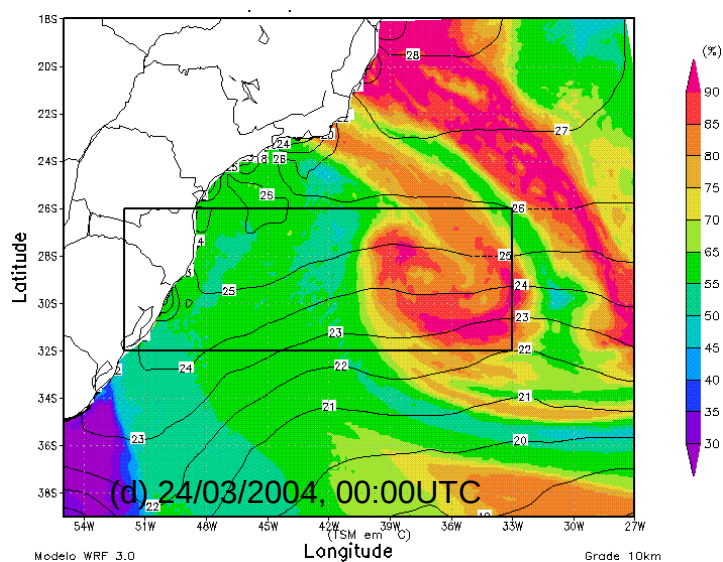
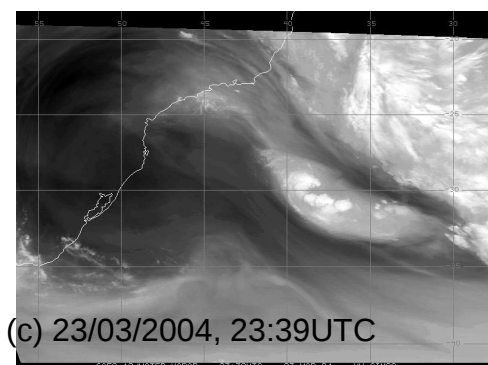
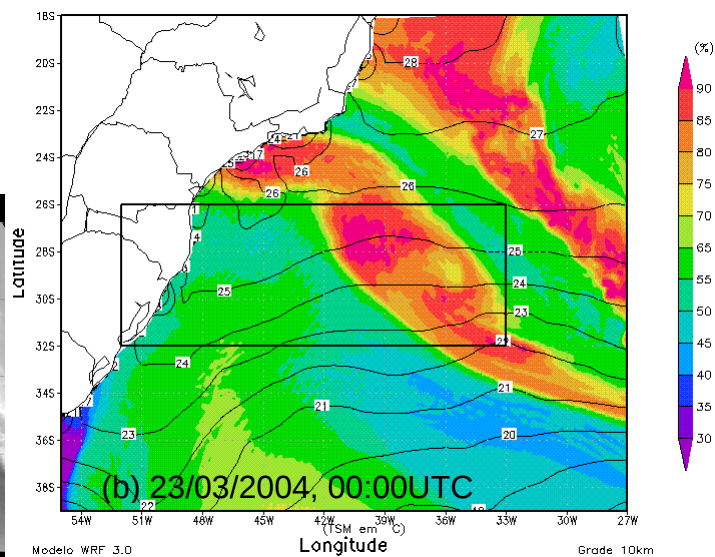
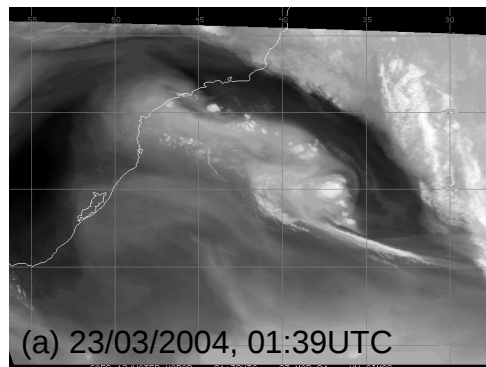


Figura 17 - Imagens do satélite geoestacionário GOES-12 no canal vapor d'água (figuras à esquerda) e umidade relativa na camada de 950 a 700hPa (% , hachurado) e temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$, linha contínua) (figuras à direita). O período mostrado compreende os dias 23 a 28 de março de 2004. O retângulo indica a região de ocorrência do caso furacão Catarina. O horário está indicado nas figuras.

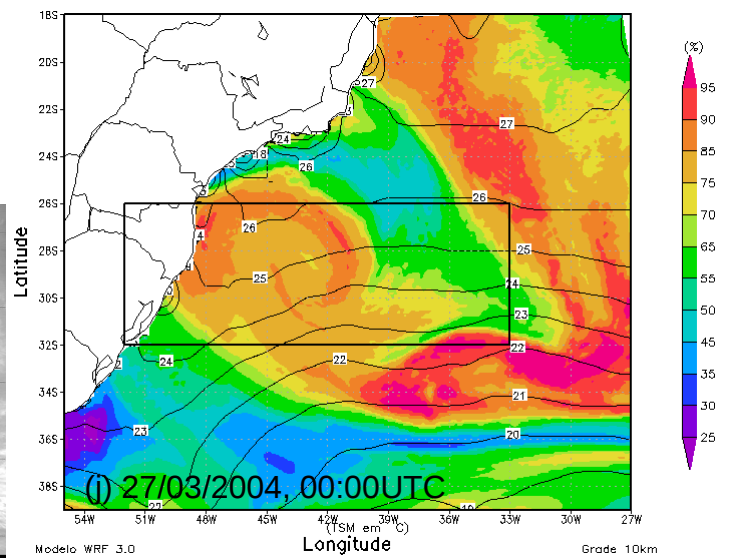
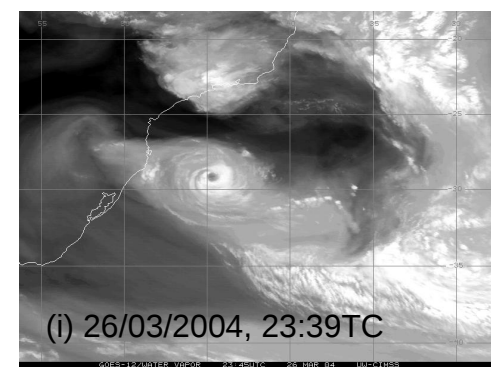
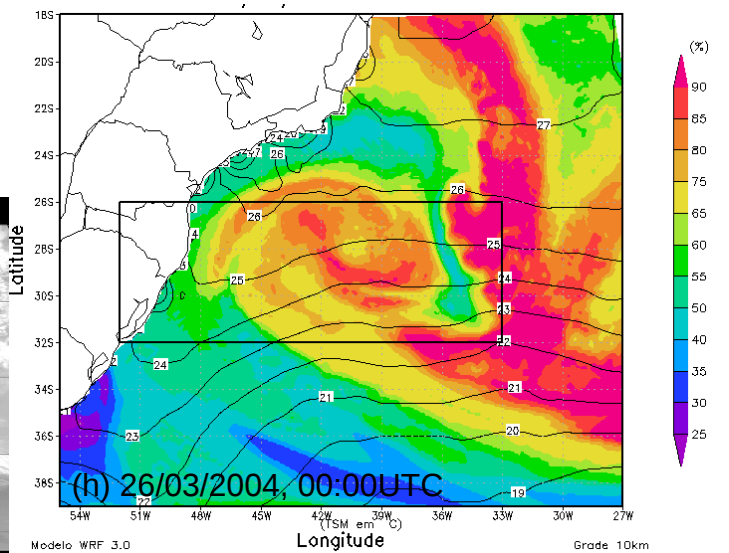
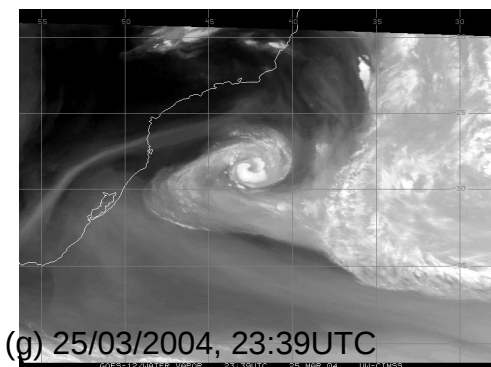
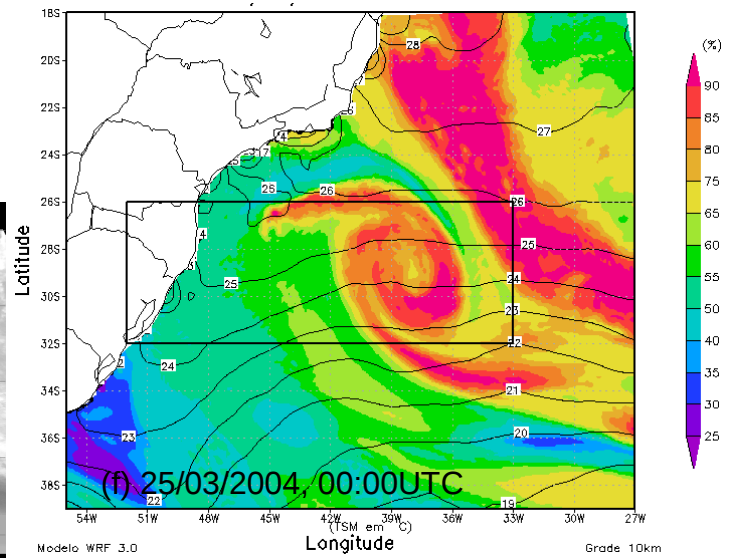
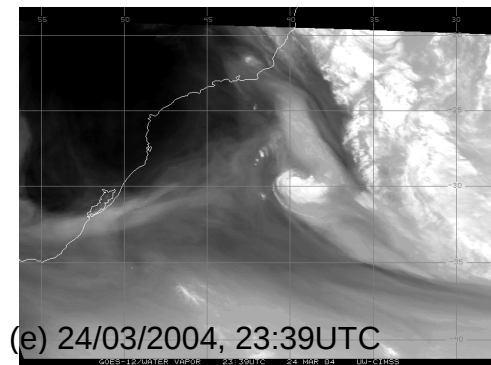


Figura 17 – Continuação.

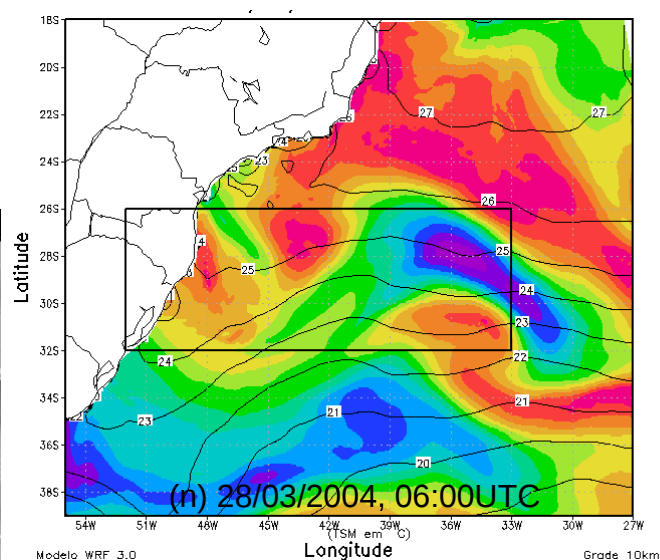
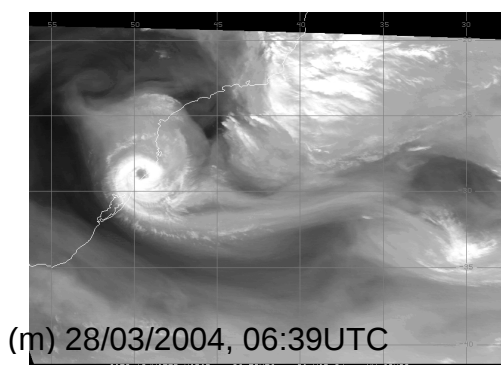
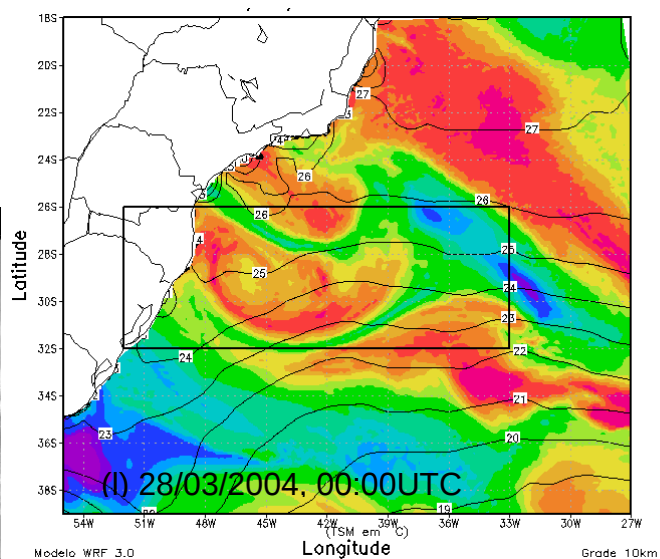
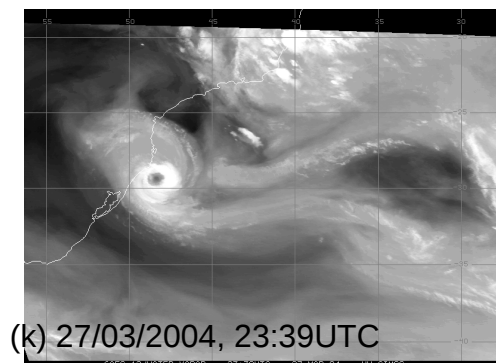
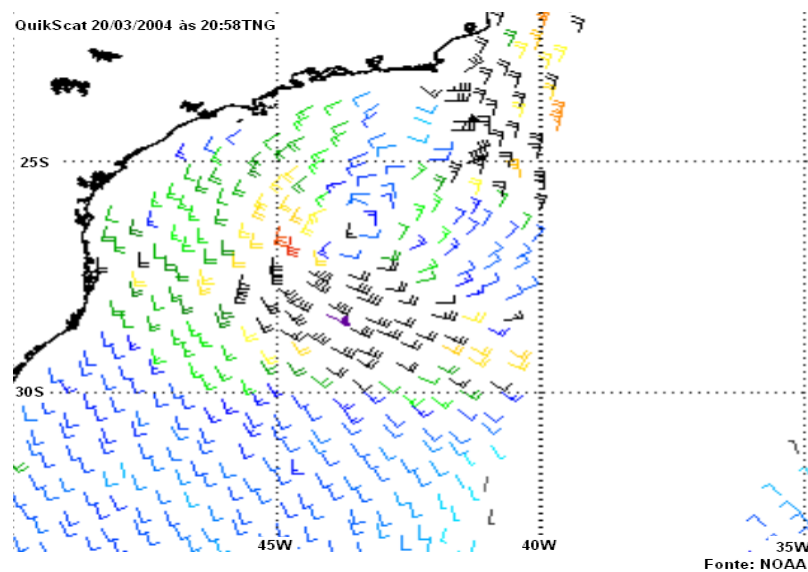


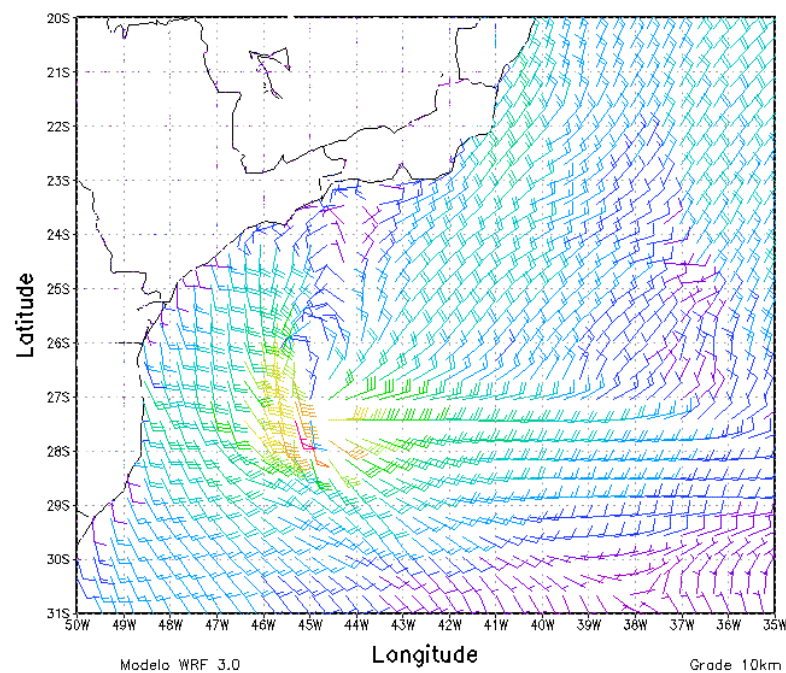
Figura 17 – Continuação.

Na Fig.18 são mostrados os campos de ventos medidos a 10m de altura pelo escaterômetro *SeaWinds* (a bordo do satélite QuikSCAT) e simulados, usando o modelo WRF3.0 com grade de 10km de espaçamento horizontal entre os pontos de grade. Optou-se por mostrar os campos com esta grade, ao invés da grade maior, devido ao maior detalhamento que a grade menor oferece. Ainda, os horários dos campos simulados foram os mais próximos daqueles das imagens de satélite. Também, a grade foi ajustada de maneira a ficar compatível com a área mostrada pelo satélite, para todos os horários mostrados. Está defasagem temporal variou entre alguns minutos até um pouco mais de 30 minutos, o que não foi considerado significativo. Os pontos verdes, existentes em algumas figuras, indicam regiões onde foi detectada precipitação pelo sensor embarcado no satélite.

No dia 20 observa-se um ciclone extratropical nas águas litorâneas do Oceano Atlântico, na costa norte de Santa Catarina e Paraná em torno das latitudes 25°S-26°S. Comparando-se a posição do centro deste ciclone, fornecida pelo satélite QuikSCAT (Fig.18a) e pelo modelo WRF (Fig.18b), observa-se uma defasagem de 1° de longitude e de latitude, pois o centro deste ciclone está localizado em torno de 26,5°S/43,5°W (Fig.18a) e próximo de 27,5°S/44,8°W (Fig.18b), no campo de vento de 10m simulado pelo modelo WRF 3.0. Este sistema apresentou um deslocamento rápido para alto mar nos dias 20 e 21 de março (mostrado nas Fig.18c,18e,18g). No dia 20 as intensidades dos ventos, tanto nos campos observados quanto nos simulados (Fig.18a,19b), foram próximas e em torno de 10-15 nós em seus centros, com valores significativos em suas periferias, por volta de 40-50 nós. No dia 21 (Fig.18c,18d), em ambas as análises, os valores foram próximos na periferia, em torno de 30 nós. Entretanto, próximo do centro, as velocidades diferiram em cerca de 10 nós. Os valores observados no centro foram próximos a 20- 30 nós (Fig.18c) e os simulados em torno de 10-20 nós (Fig.18d). No dia 22 (Fig.18e, 18f), as intensidades dos ventos na periferia do sistema foram próximos. Novamente, as maiores diferenças ocorreram na vizinhança do centro do sistema, porque os ventos medidos foram de 20-30 nós (Fig.18e) e os ventos simulados apresentaram velocidades variando entre 10-15 nós (Fig.18f). Em ambas as figuras, as intensidades máximas ficaram localizadas do lado sul e oeste do sistema. No dia 23 (Fig.18g,18h), em ambas as figuras, observa-se que as intensidades dos ventos diminuíram em torno de 5 nós, tanto no centro quanto na periferia do sistema. A partir do dia 24 (Fig.18i,18j) e até o dia 27 (Fig.18o,18p) podem ser observados aumentos consideráveis nos valores de vento registrados pelo sensor *SeaWinds*, no satélite QuikSCAT, em relação ao simulado pelo modelo. Como exemplo, no dia 26 os valores observados (Fig.18m) no centro do sistema chegaram a 50 nós e na sua periferia, as intensidades dos ventos observados diminuíram para valores em torno de 40 nós. Para este dia, os ventos simulados (Fig.18n) ficaram em torno 5- 10 nós perto do centro do sistema, com um aumento para 20-25 nós em direção à sua periferia. Na fase furacão, o modelo subestimou as velocidades perto do centro em até 90% do valor observado e em 50%, na periferia. No final do dia 27 (Fig.18o,18p), a situação se repetiu. As diferenças marcantes ocorreram entre os dias 25 a 28, período em que o sistema estava com estrutura de um ciclone tropical.

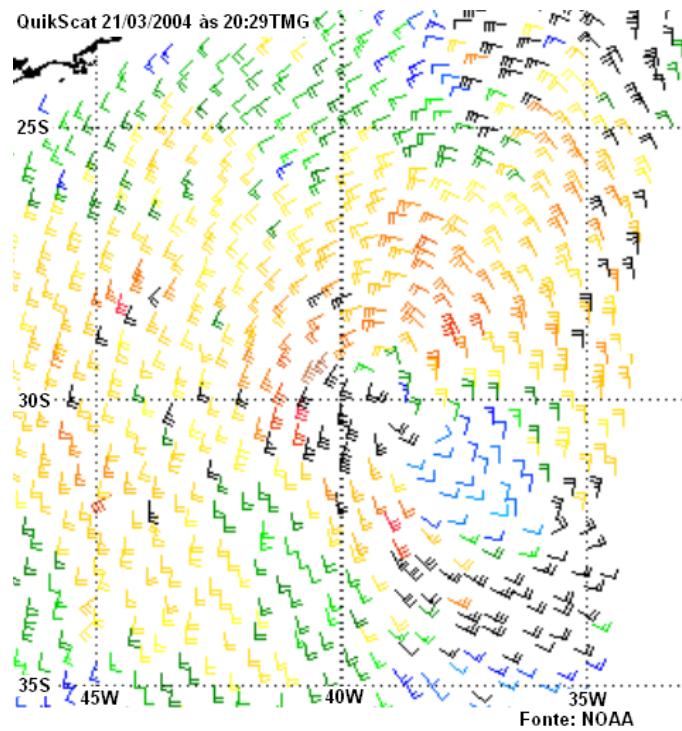


(a) Vento (QuikSCAT) 20/03/2004, 20:58UTC.

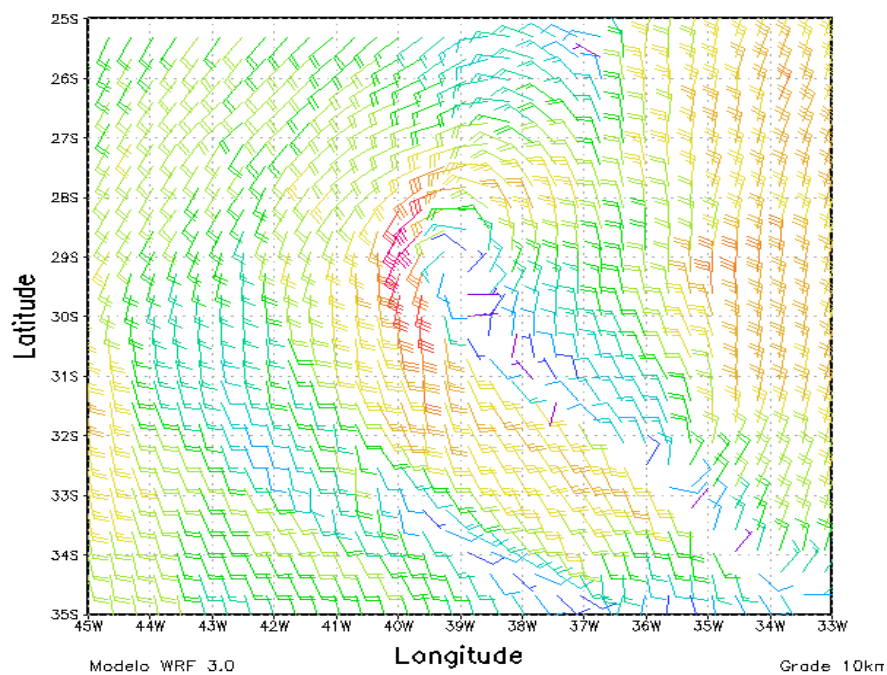


(b) Vento (WRF3.0) 20/03/2004, 21:00UTC

Figura 18 – Campos de vento horizontal (em nós) a 10m de altura medidos pelo escaterômetro *SeaWinds* (a bordo do satélite QuikSCAT) e simulados pelo modelo WRF. O período compreende os dias 20 a 27 de março de 2004. O horário está indicado nas figuras.

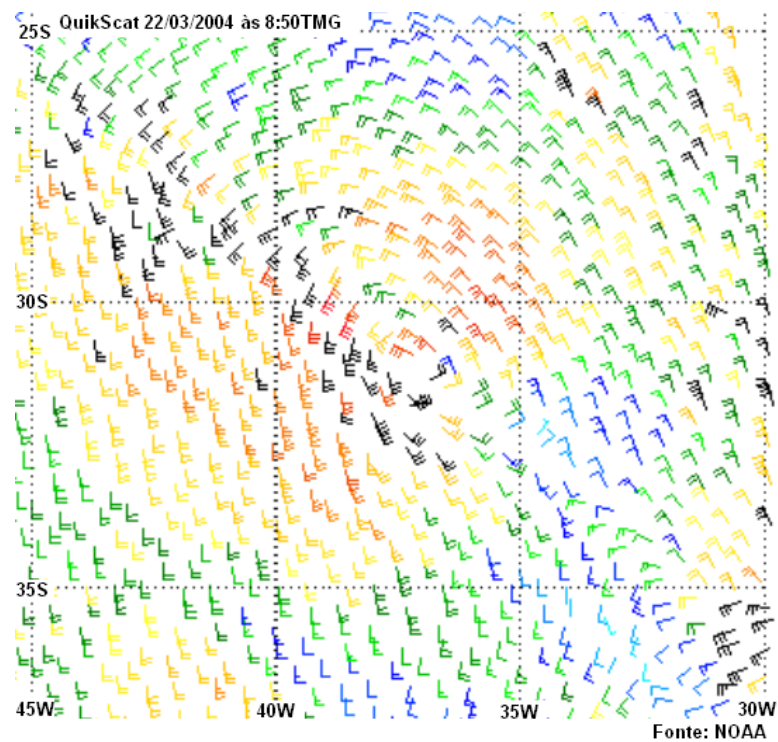


(c) Vento (QuikSCAT) 21/03/2004, 20:29UTC.

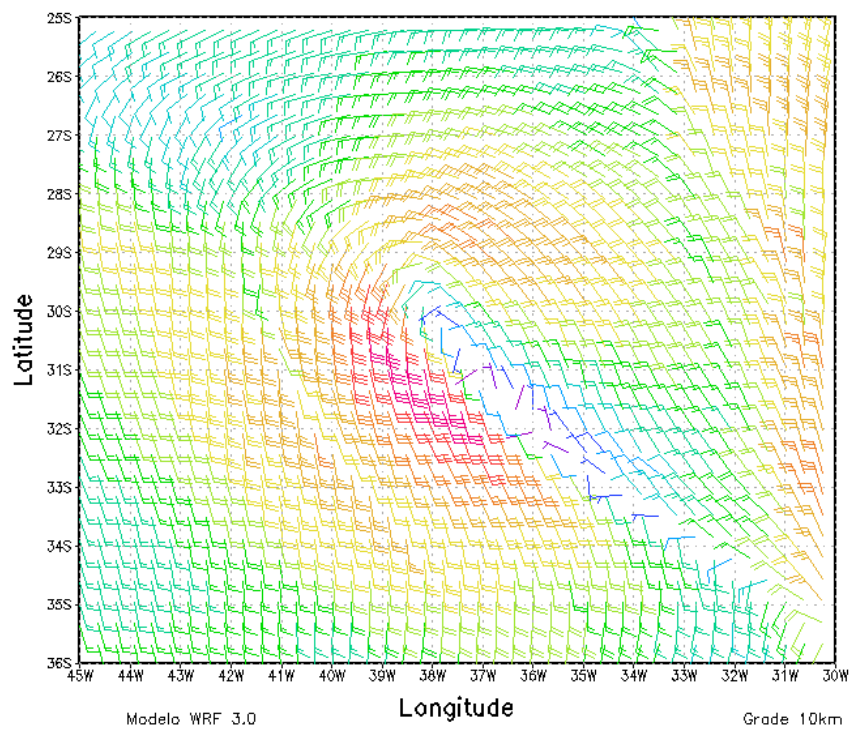


(d) Vento(WRF3.0) 21/03/2004, 21:00UTC.

Figura 18 – Continuação.

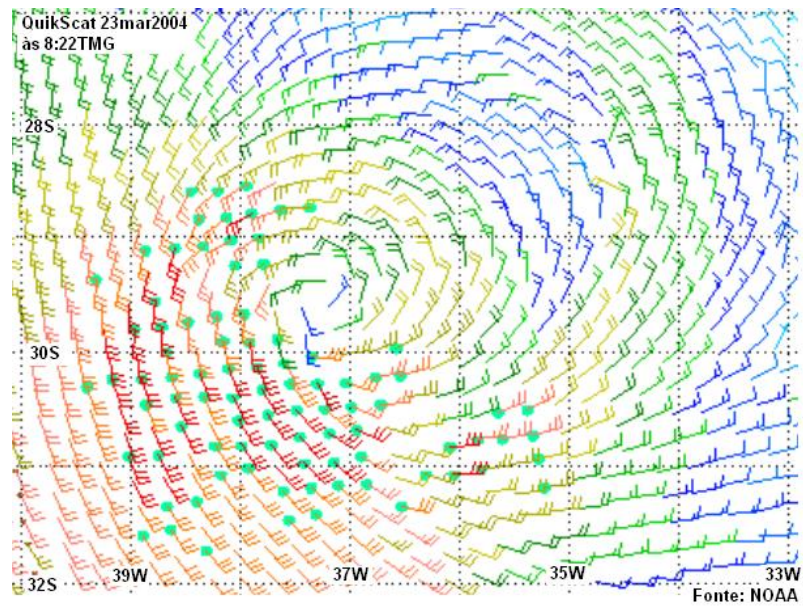


(e) Vento(QuikSCAT) 22/03/2004, 8:50UTC.

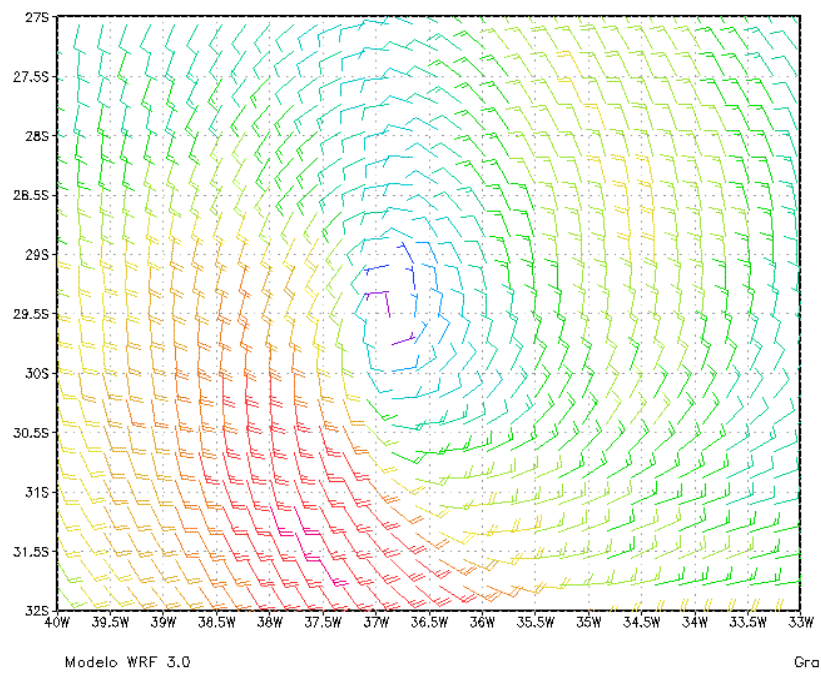


(f) Vento (WRF3.0) 22/03/2004, 9:00UTC

Figura 18 – Continuação.

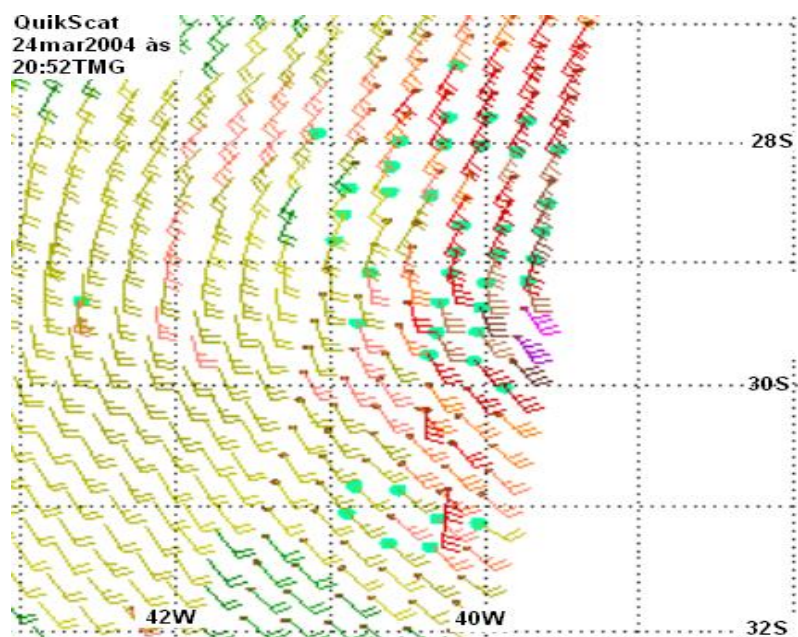


(g) Vento (QuikSCAT) 23/03/2004, 8:22UTC.

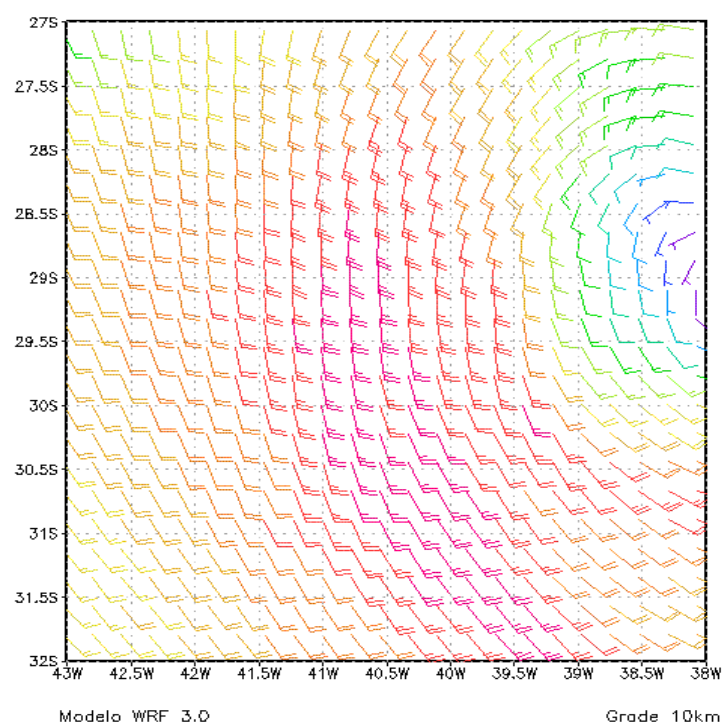


(h) Vento (WRF3.0) 23/03/2004, 9:00UTC.

Figura 18 – Continuação.

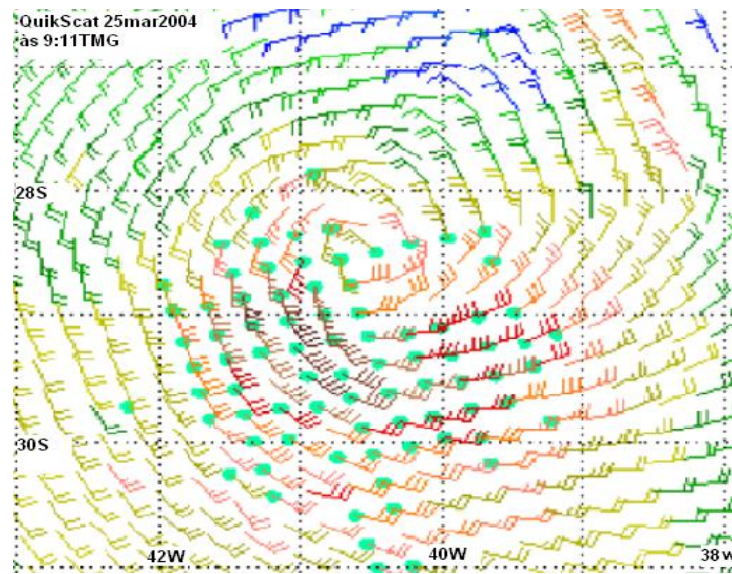


(i) Vento (QuikSCAT) 24/03/2004, 20:52UTC.

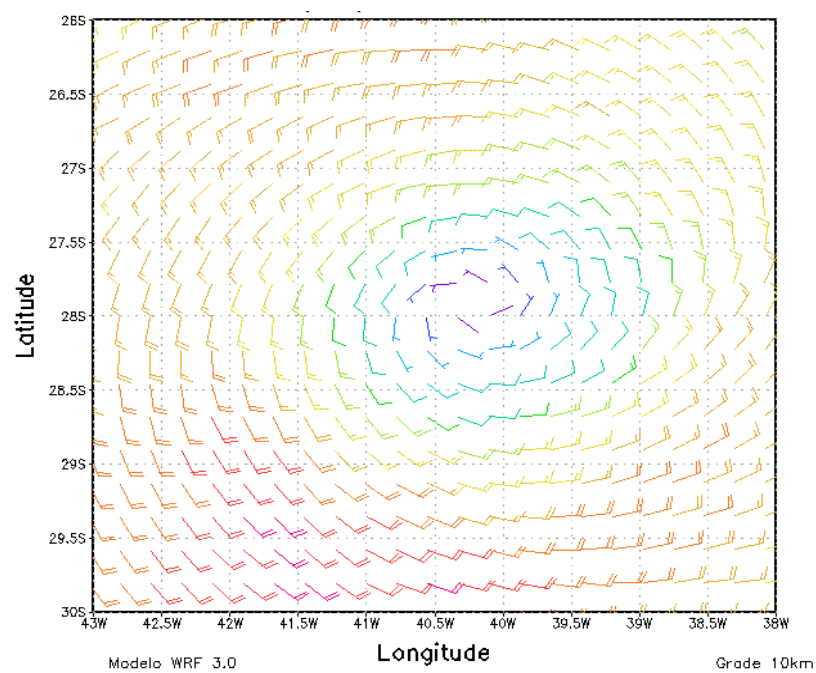


(j) Vento (WRF3.0) 24/03/2004, 21:00UTC.

Figura 18 – Continuação.

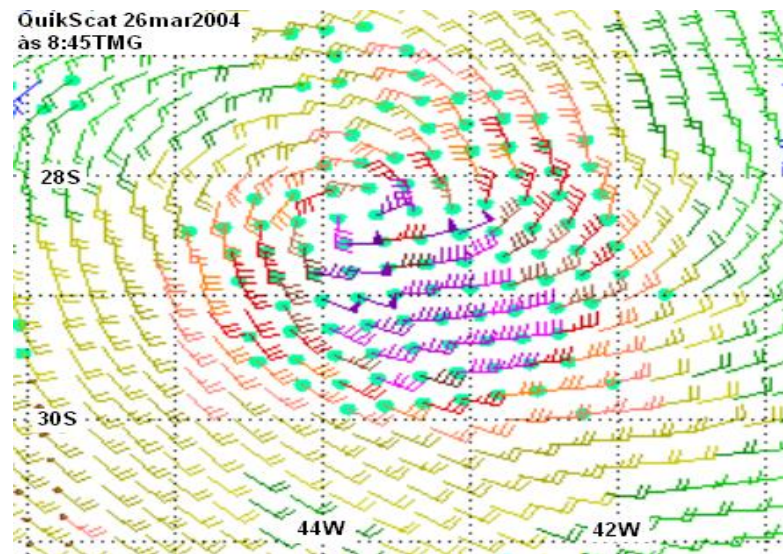


(k) Vento (QuikSCAT) 25/03/2004, 9:11UTC.

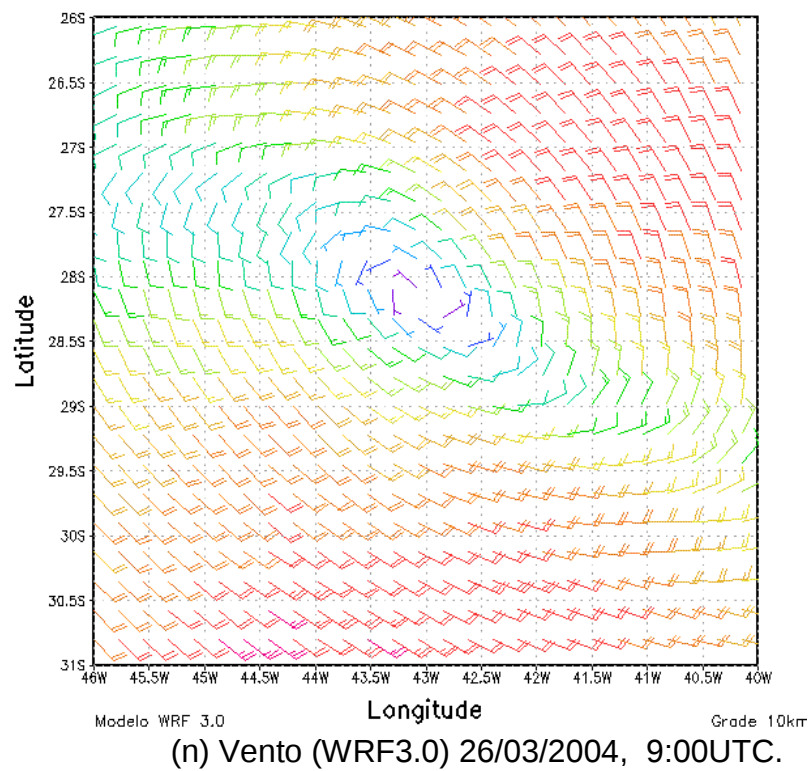


(l) Vento (WRF3.0) 25/03/2004, 9:00UTC.

Figura 18 – Continuação.

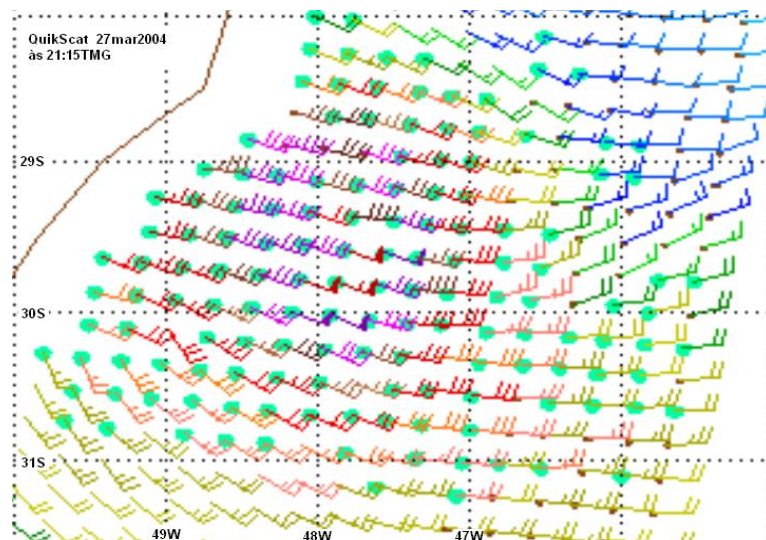


(m) Vento (QuikSCAT) 26/03/2004, 8:45UTC.

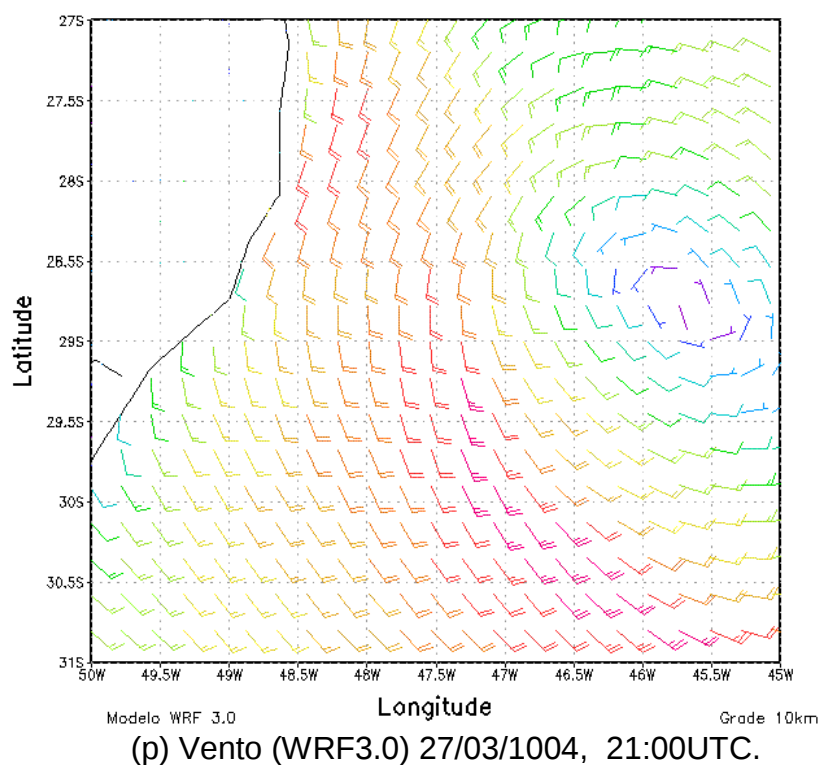


(n) Vento (WRF3.0) 26/03/2004, 9:00UTC.

Figura 18 – Continuação.



(o) Vento (QuikSCAT) 27/03/2004, 21:15UTC.



(p) Vento (WRF3.0) 27/03/2004, 21:00UTC.

Figura 18 – Continuação.

A Fig.19 mostra os campos de pressão ao nível médio do mar (PNMM) e de vorticidade relativa em 900hPa (V900), para o período de 20 a 28 de março de 2004, a cada 12 horas. Todos os campos da Fig.19 têm máscara sobre o continente, com exceção das Fig.19p e Fig.19q, porque no horário destas últimas, o furacão Catarina

atingiu o continente sul Americano e optou-se por mostrar os valores restituídos pelo modelo destas variáveis em todo o domínio.

Os maiores valores de $V900$ foram observados no dia 21 às 12UTC de $-25 \times 10^{-5} s^{-1}$ (Fig.19c). No início da formação do ciclone extratropical na costa norte de Santa Catarina, a PNMM era de 1009hPa no dia 20 às 12UTC (Fig.19a). A PNMM foi diminuindo gradativamente nas horas seguintes, chegando ao mínimo de 1002hPa, no dia 22 às 00UTC (Fig.19d). Entre às 12UTC do dia 21 (Fig.19c) e as 00UTC do dia 22 (Fig.19d), período em que o ciclone extratropical foi mais intenso, os valores diminuíram gradativamente. No dia 23 às 00UTC (Fig.19f), a PNMM subiu para 1006hPa. Em torno do dia 23 às 12UTC (Fig.19g) e 00UTC do dia 24 (Fig.19h) a PNMM apresentou pequena oscilação, enquanto a $V900$ aumentou para $-18 \times 10^{-5} s^{-1}$, período do desprendimento da baixa pressão do ciclone extratropical. A partir do dia 23, a baixa desprendida (Fig.17a,c) começou seu deslocamento para oeste (Fig.19g). O ciclone extratropical seguiu sua trajetória para leste. Nos dias 23 e 24, a baixa desprendida foi se transformando (período de transição tropical) até que, no dia 25, ocorreu a formação do furacão Catarina (Fig.17i). As simulações com o modelo WRF3.0 não mostram grandes variações entre o período do dia 23 até o dia 28, quando o furacão atinge a costa. As variações mais significativas ocorreram no dia 27 às 06UTC, quando a pressão atingiu 1007hPa e a $V900$ de $-18 \times 10^{-5} s^{-1}$ às 12UTC no mesmo dia. Neste período o furacão Catarina estava muito ativo. O modelo WRF 3.0 não conseguiu simular a intensidade do Catarina, pois o gradiente de pressão não foi intenso, o que explica os ventos bem mais fracos observados nas Fig. a partir do dia 26.

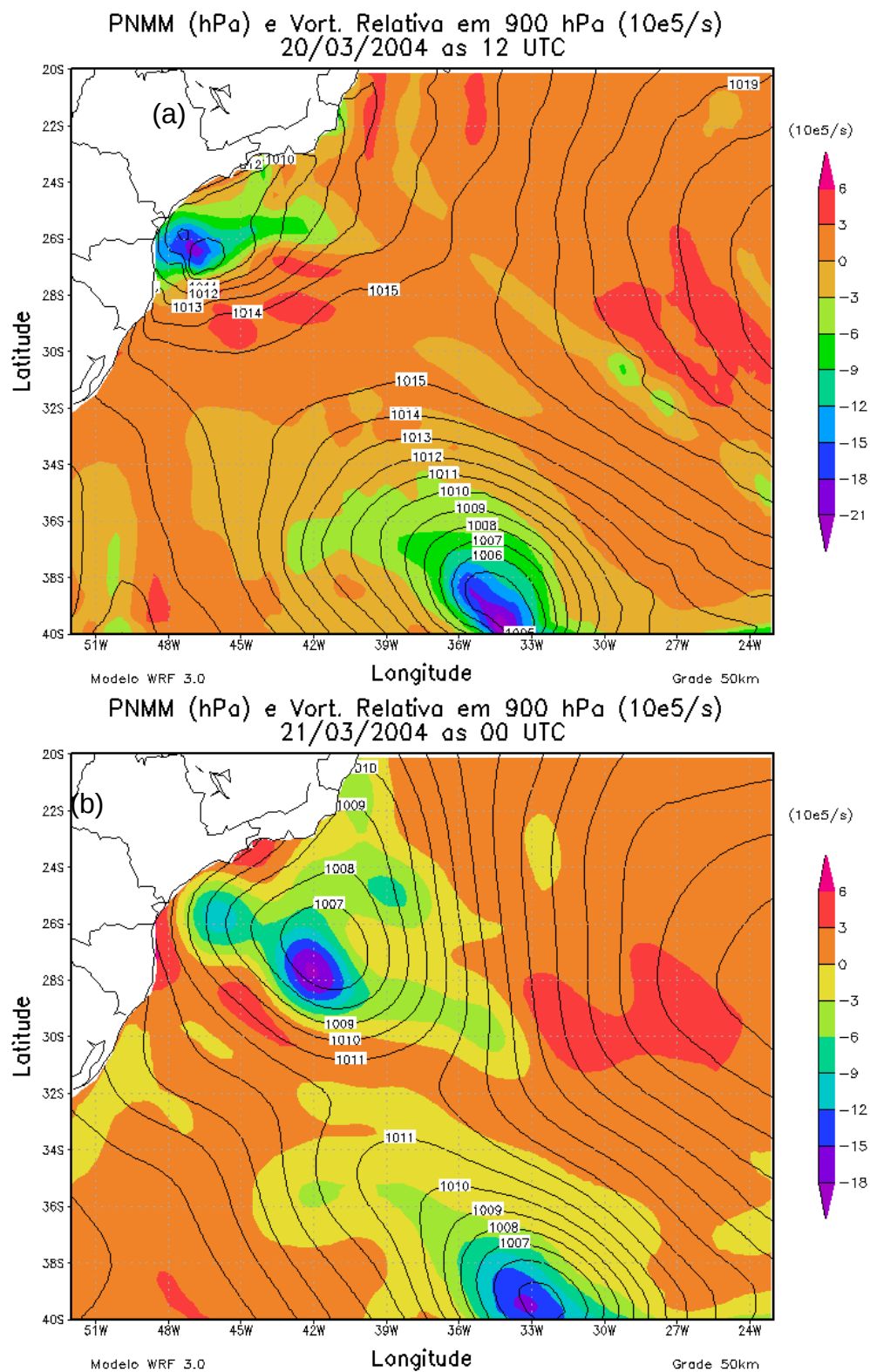


Figura 19 - Campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) e de vorticidade relativa ($\times 10^{-5} s^{-1}$) em 900hPa, para o período de 20 a 28 de março de 2004. O horário está indicado nas figuras.

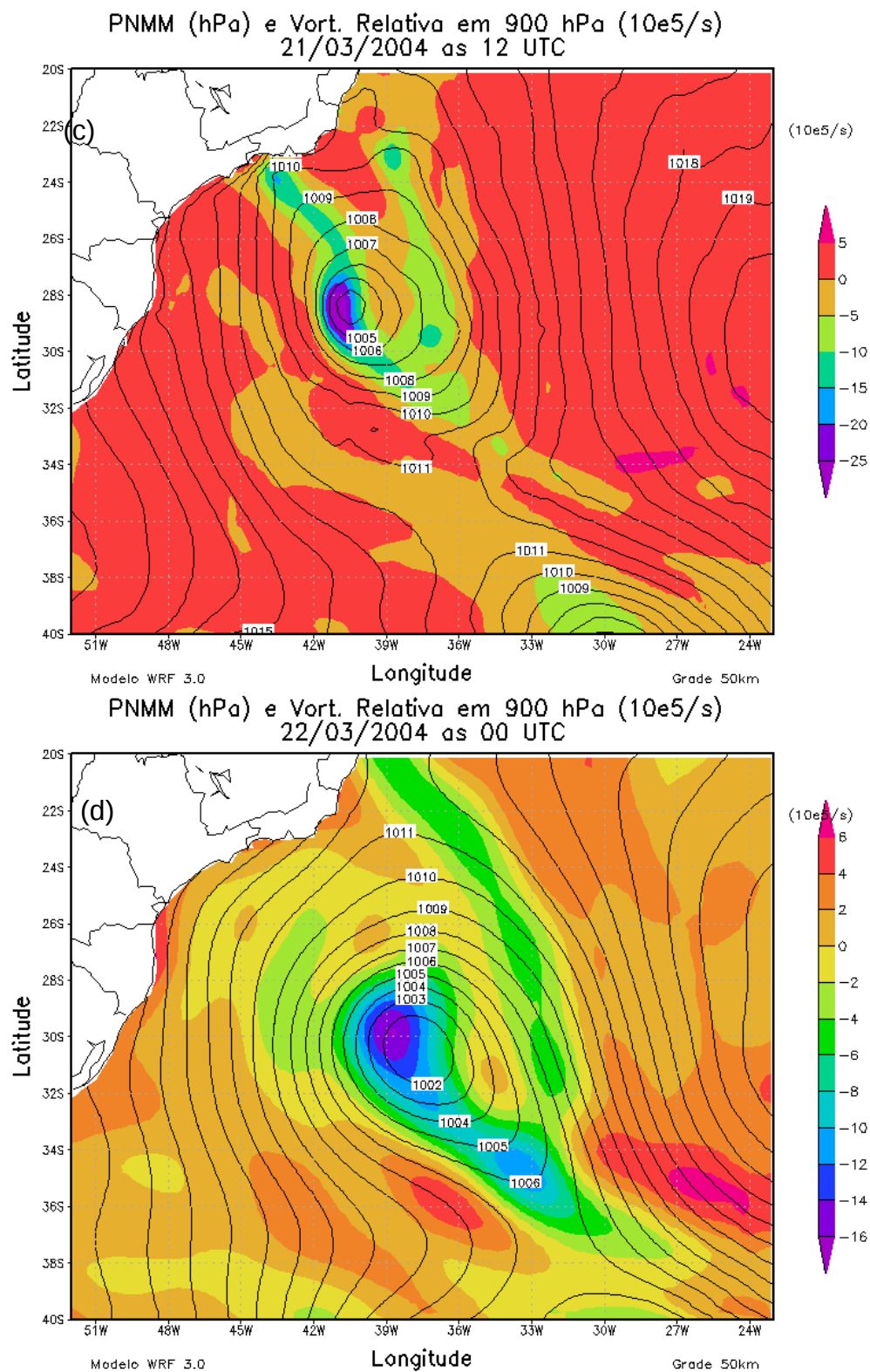


Figura 19 – Continuação.

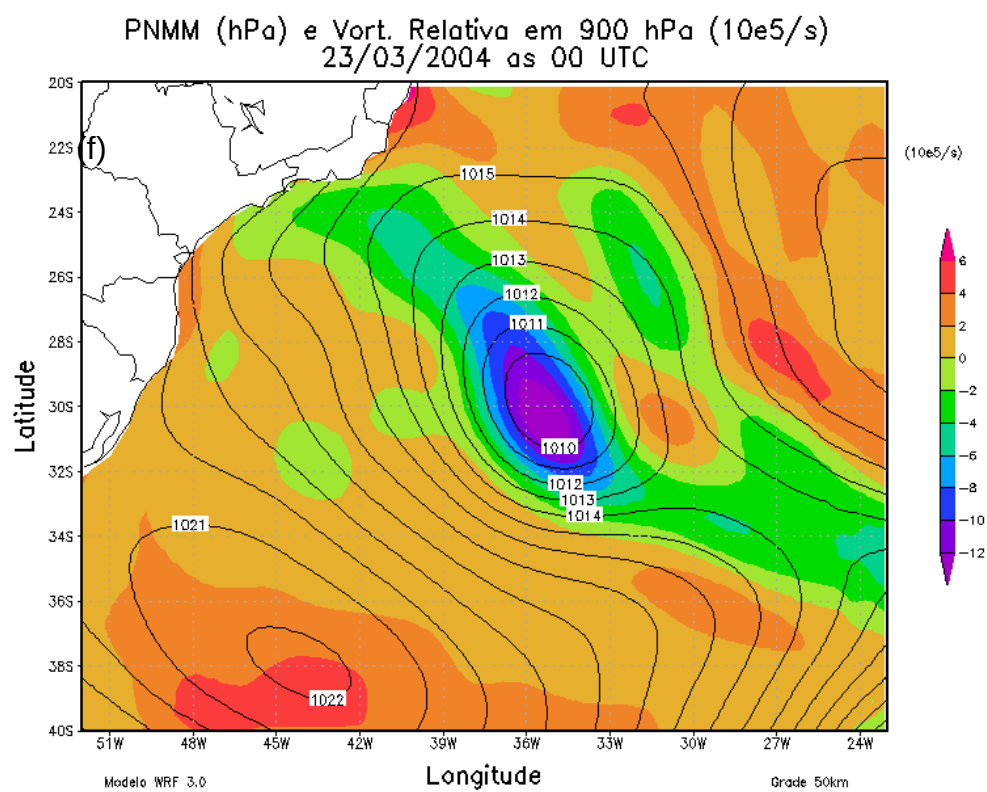
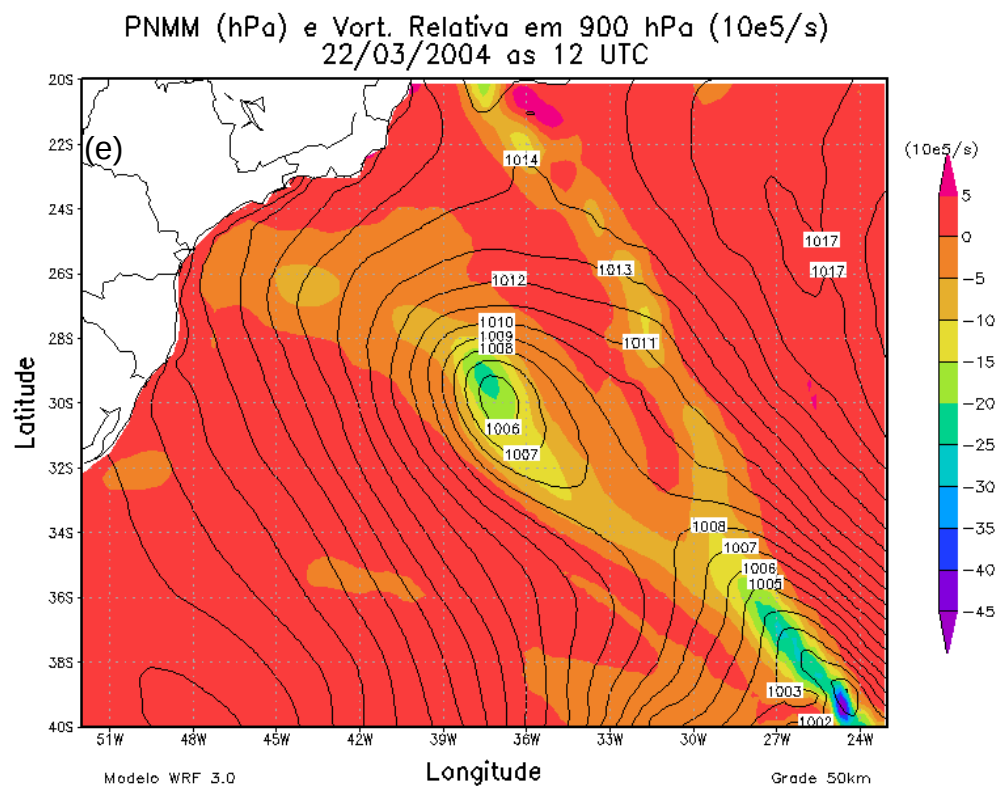


Figura 19 – Continuação.

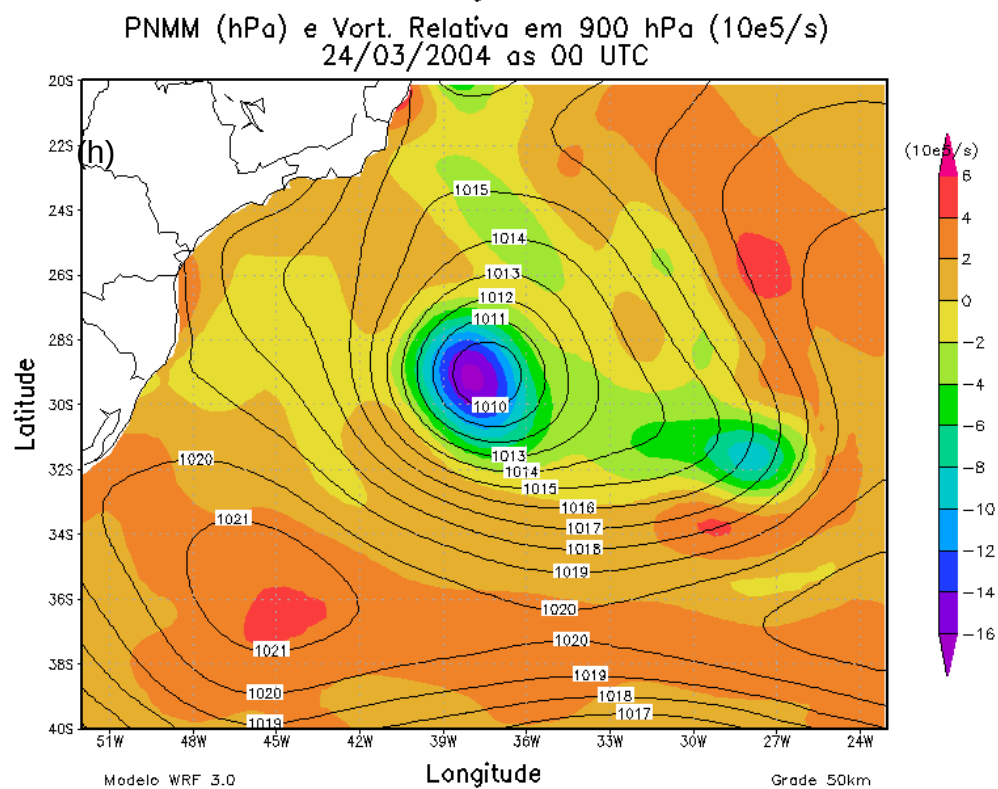
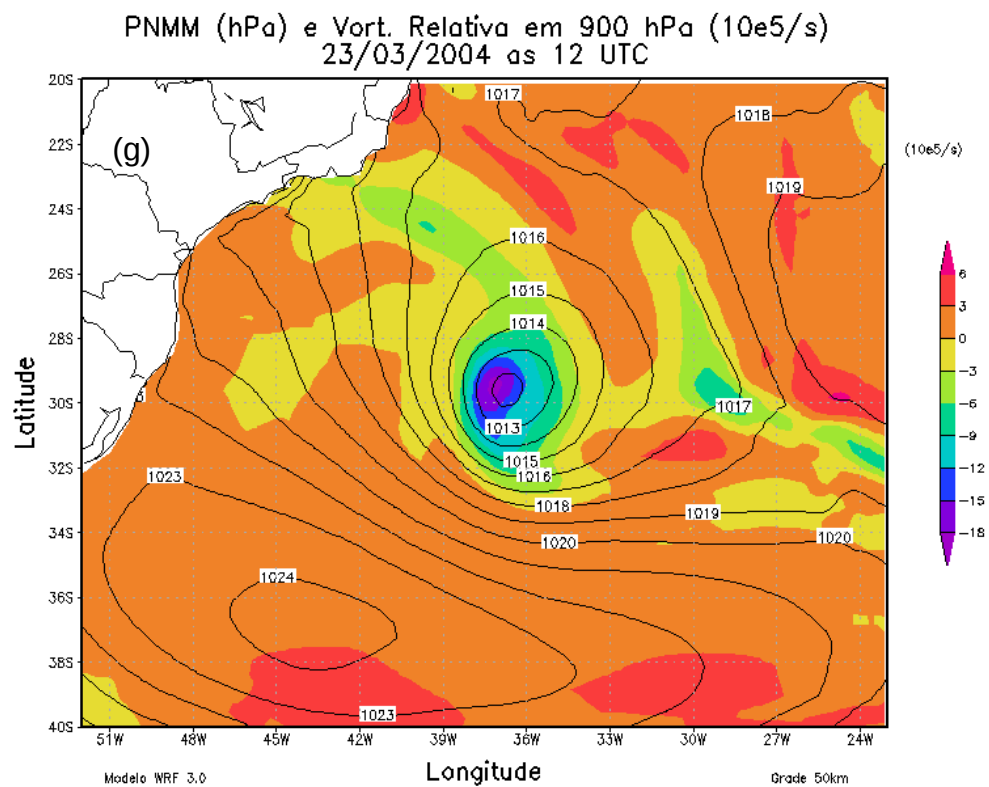


Figura 19 – Continuação.

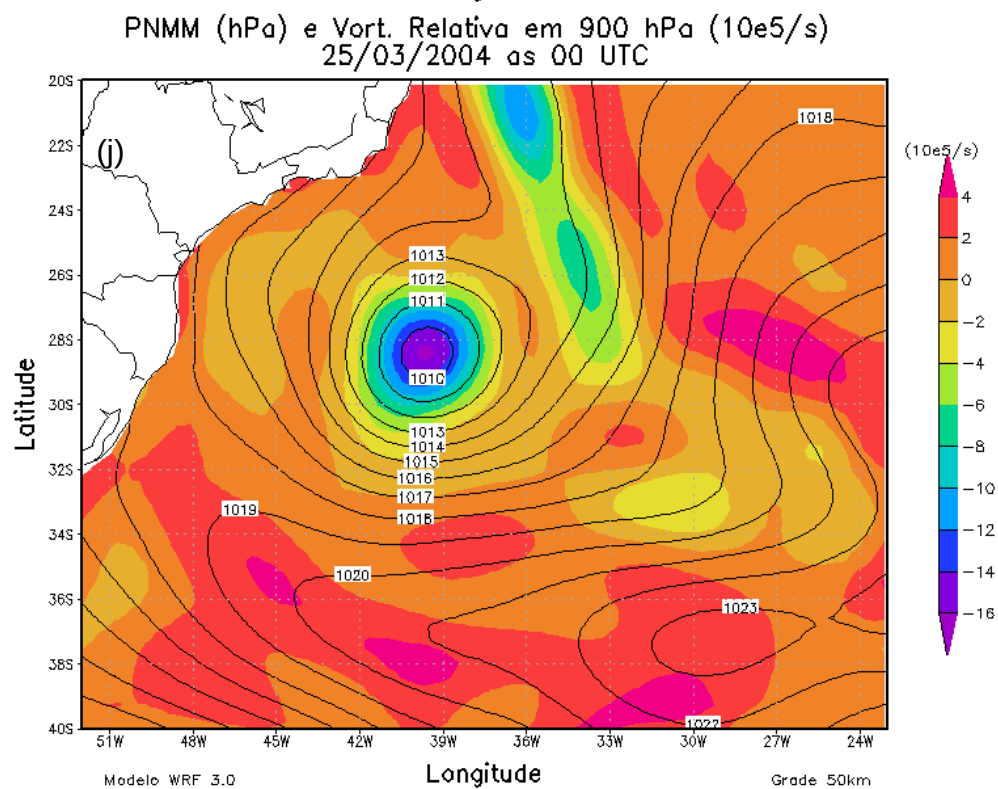
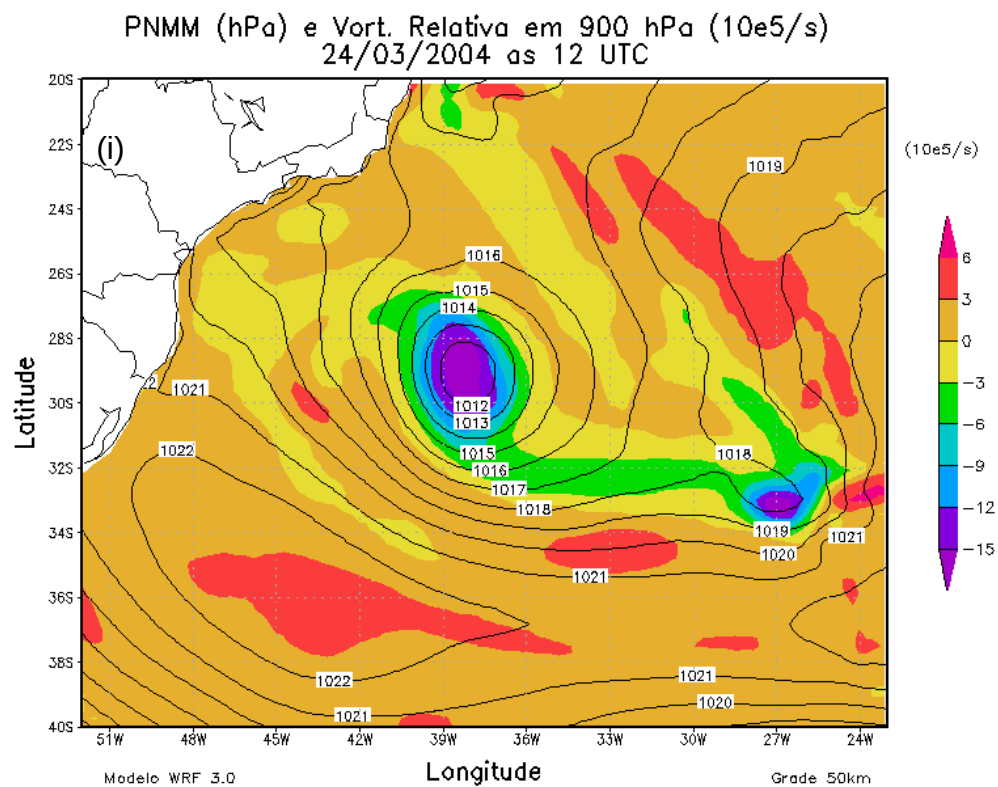


Figura 19 – Continuação.

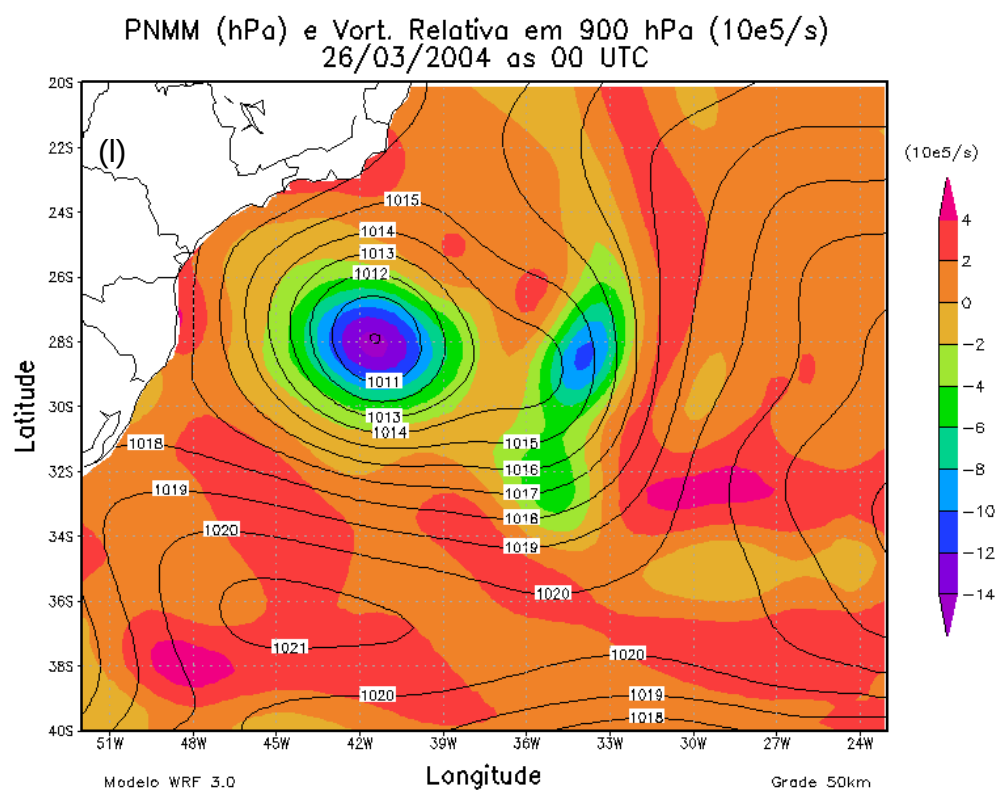
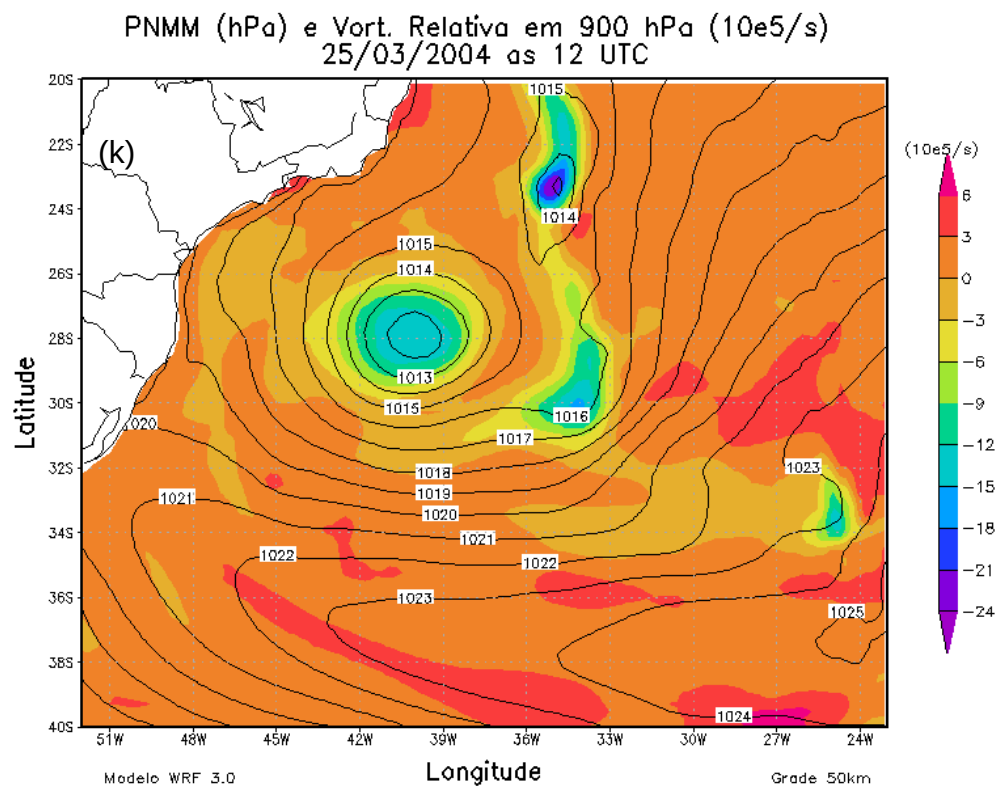


Figura 19 – Continuação.

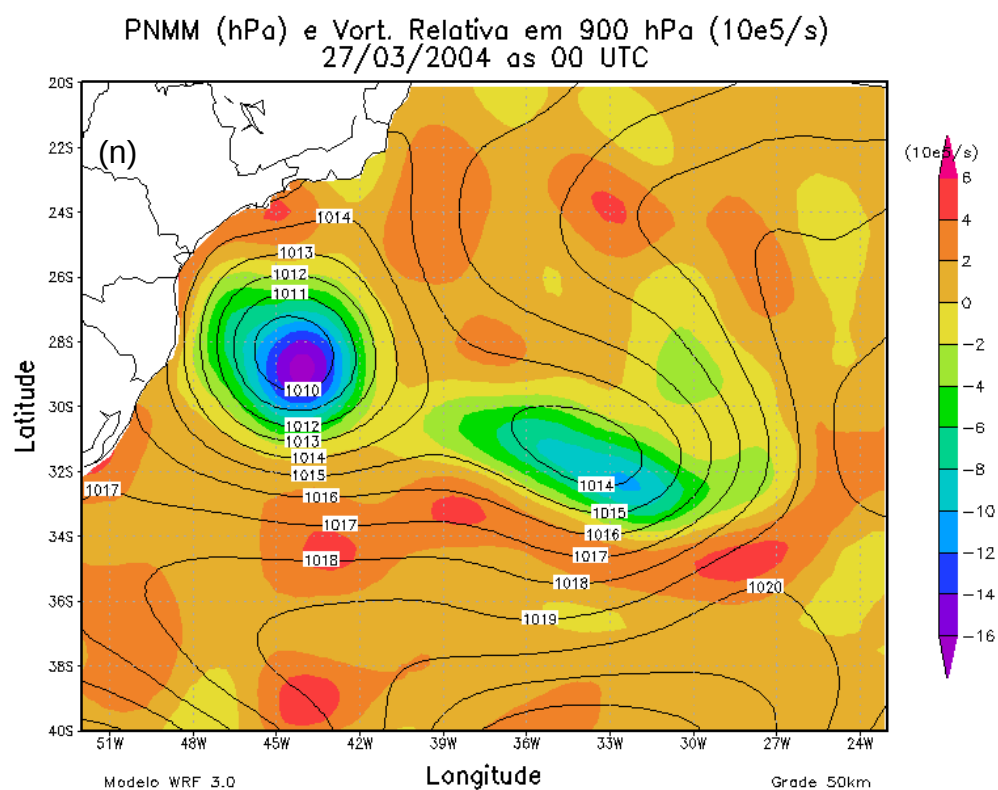
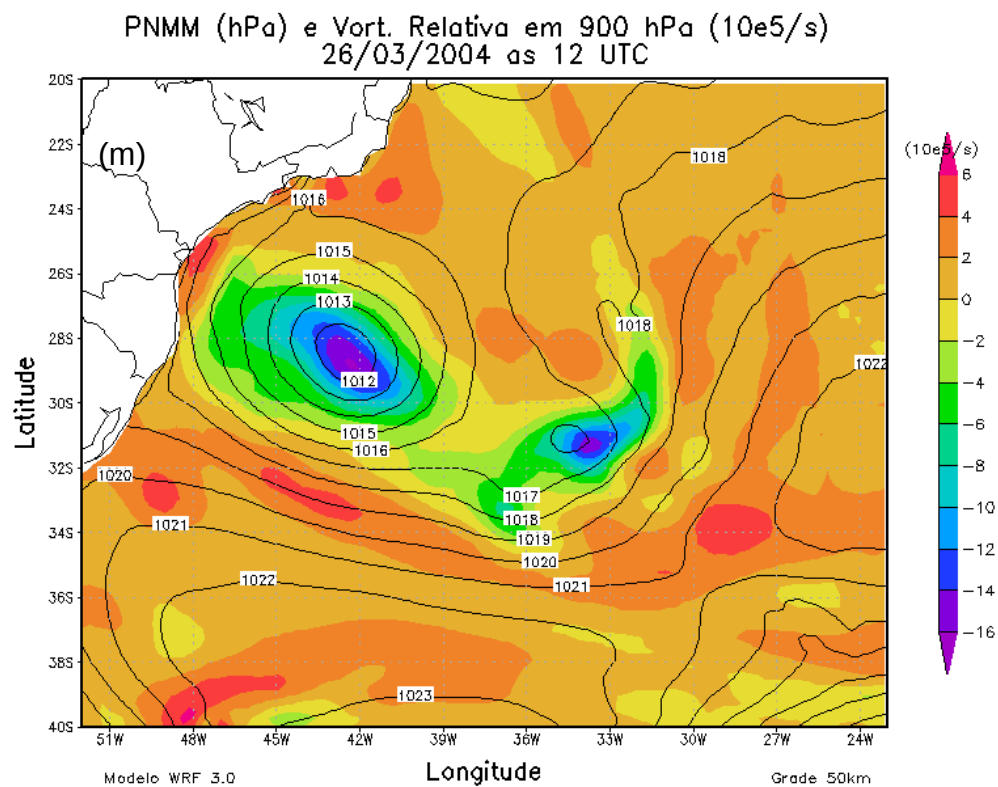


Figura 19 – Continuação.

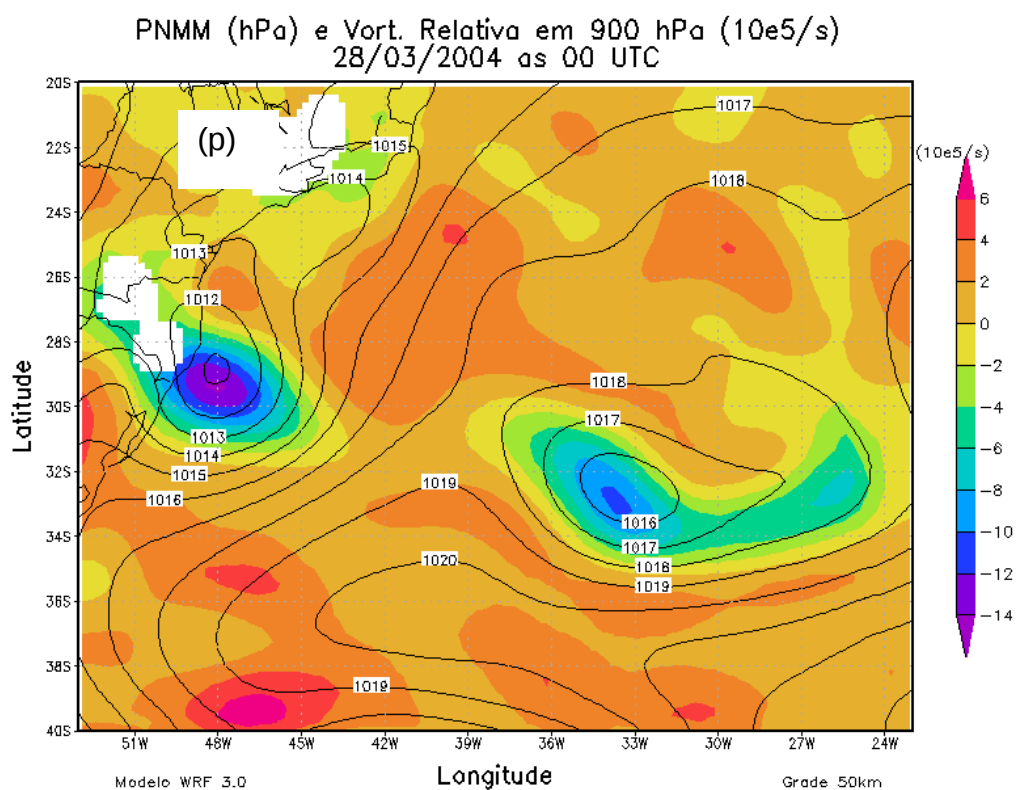
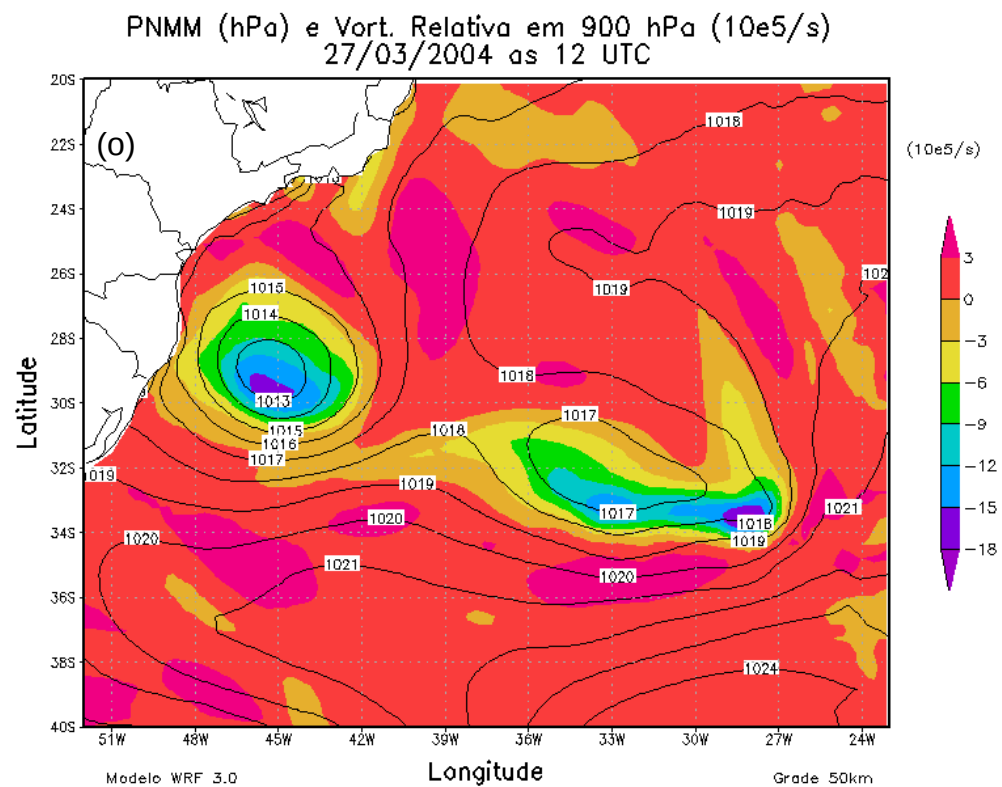


Figura 19 – Continuação.

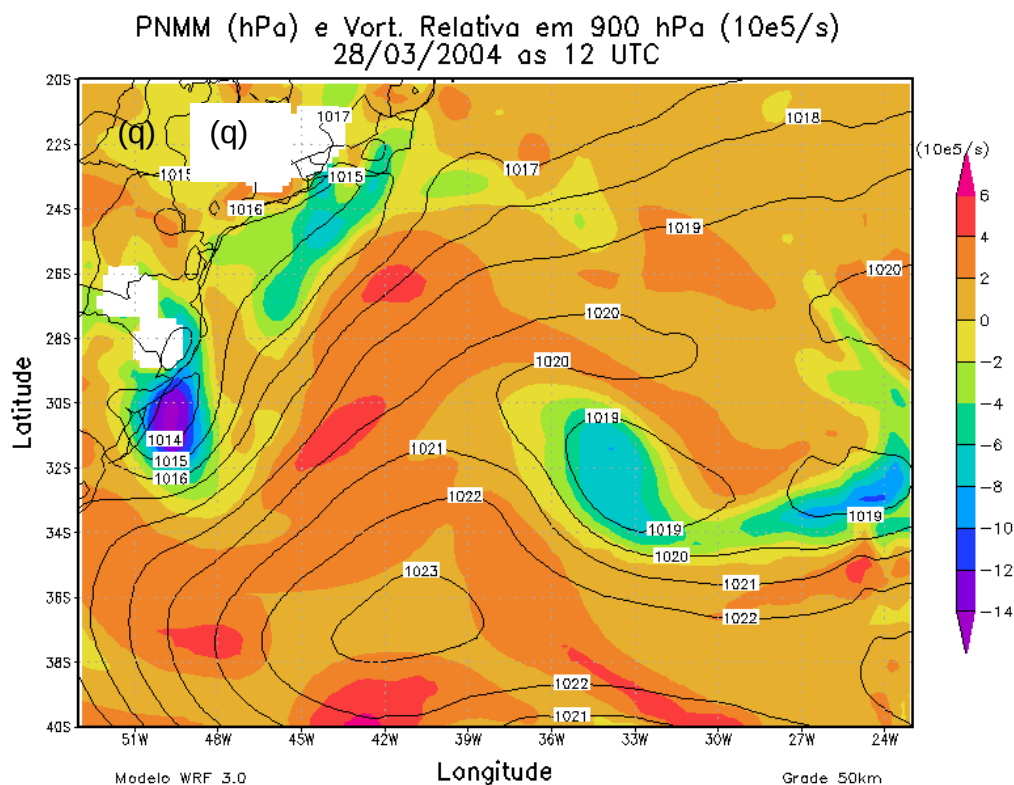


Figura 19 – Continuação.

A Fig. 20 mostra secções verticais de vento horizontal (vetores) e vorticidade relativa (hachurado) centradas nos mínimos de PNMM da Fig.19, relativamente aos dias e horários mostrados. Sendo assim, os limites longitudinais dos campos da Fig.20 não são os mesmos. O comprimento do vetor é proporcional à intensidade dos ventos. Os ventos estão representados na camada de 1000 a 500hPa a cada 50hPa e na camada entre 500 e 100hPa eles foram plotados a cada 100hPa.

No dia 20 às 12UTC (Fig.20a) observa-se um núcleo de vorticidade relativa na costa norte do estado de Santa Catarina (próximo de $27^{\circ}S$) de $-24 \times 10^{-5} s^{-1}$ entre os níveis 700 e 600hPa da atmosfera, característica de sistema baroclínico com um vórtice em médios níveis (DAVIS; BOSART, 2003). Foi nesta posição que ocorreu a formação de um ciclone extratropical na costa norte de Santa Catarina. Próximo ao centro da vorticidade relativa, os ventos são de baixa intensidade com mudança de direção. Os ventos de intensidade forte na camada são mostrados pelos vetores de maior comprimento.

Os ventos, ao lado do centro do vórtice, que estavam com seu ângulo mais aberto em comparação com o alinhamento de centro do vórtice, norte/sul e com maior intensidade em comparação ao do lado oposto eram para onde o sistema se

deslocava. Exemplo: Fig.20b, os ventos na camada do lado leste do ciclone sopram de noroeste para sudeste - e o deslocamento do ciclone deu-se para leste. Na Fig.20l, os ventos mais fortes são de sudeste no lado oeste do ciclone - e o ciclone se deslocou para oeste.

Analisando a secção vertical da vorticidade relativa a partir do dia 21 (Fig.20b) até o dia 28 (Fig.20p), observa-se que os maiores valores ocorreram em níveis baixos da troposfera, entre 1000hPa até 850hPa. No dia 21 (Fig.20b, 20c), foram observados valores significativos de $-35 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ no período em que o ciclone extratropical esteve intenso e ventos fortes no nível de 200hPa, a leste da vórtice. Nos dias 21 e 22, a inclinação na vertical para oeste da vorticidade desde os níveis baixo até os altos níveis da troposfera, indica uma estrutura baroclínica (Fig.20c,20d,20e). A inclinação vertical do sistema encontrava-se para oeste do centro de vorticidade relativa em níveis baixo da troposfera, indicativo de que o sistema baroclínico encontrava-se forte (Fig. 20a, 20b, 20c).

No dia 22 (Fig.20d, 20e), foram identificados dois núcleos de vorticidade relativa com valores significativos de $-14 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ no nível de 300hPa, a de maior intensidade na baixa troposfera de $-16 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$. Os ventos continuavam forte no nível em torno de 200hPa. O sistema baroclínico continuou com sua inclinação para oeste de sistema baroclínico. No dia 23, a baixa desprendida iniciou a fase de transição tropical, com vorticidade de $-21 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$. A vorticidade relativa ficou alinhada verticalmente com a de baixos níveis, mostrando características de oclusão da baixa e seu desprendimento o sistema (Fig. 20g, 20h) No dia 24 às 00UTC, a atuação da baixa desprendida com duas regiões de vorticidade relativa significativa de $-15 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, nos primeiros níveis da troposfera próximo a superfície e o segundo em torno de 300hPa. A inclinação do sistema tende para leste, mas sobre característica de um sistema barotrópico, o sistema não enfraquece (Fig. 20i e 20j). No decorrer do dia 25 (Fig.20j,20k), a baixa desprendida se transformou gradativamente em um furacão no final do dia(figura não mostrada). Os ventos no nível de 200hPa tornaram-se fracos, favorecendo a ocorrência de um cisalhamento vertical menor ou até negativo (Fig.16). Nos dias 26 e 27, as vorticidade relativa significativas ficaram nos níveis baixo da troposfera até ao nível de 900hPa, mas se estenderam na vertical, com valores menores, até ao nível médio da troposfera e a diminuição significativa da intensidade dos ventos em altos níveis da troposfera, características típicas de um furacão. Nas primeiras horas do dia 28, ao atingir o

continente, a vorticidade relativa começa a diminuir gradativamente conforme mostrado nas Fig. 20r - 20t, de 3 em 3 horas e o furacão Catarina começa a enfraquecer.

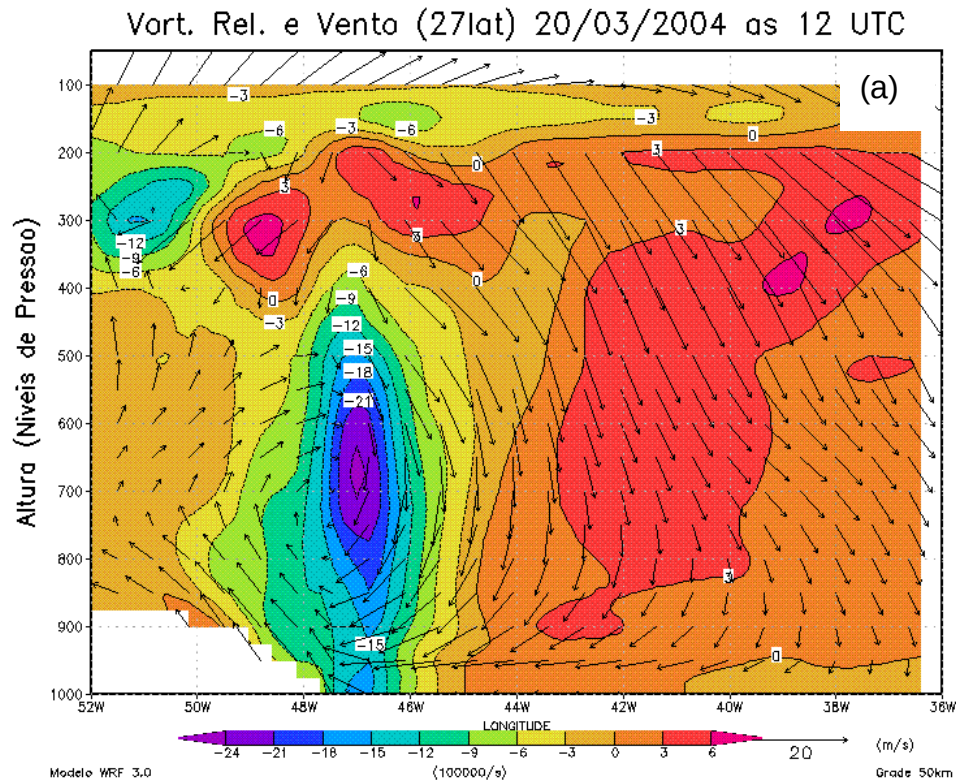


Figura 20 – Secção vertical de vorticidade relativa ($\times 10^{-5} s^{-1}$, hachurado) e vetor vento horizontal (m/s), de 1000 a 100hPa, para o período compreendido entre os dias 20 e 28 de março de 2004. O valor da latitude e horário relativos a cada secção vertical estão indicados nas figuras.

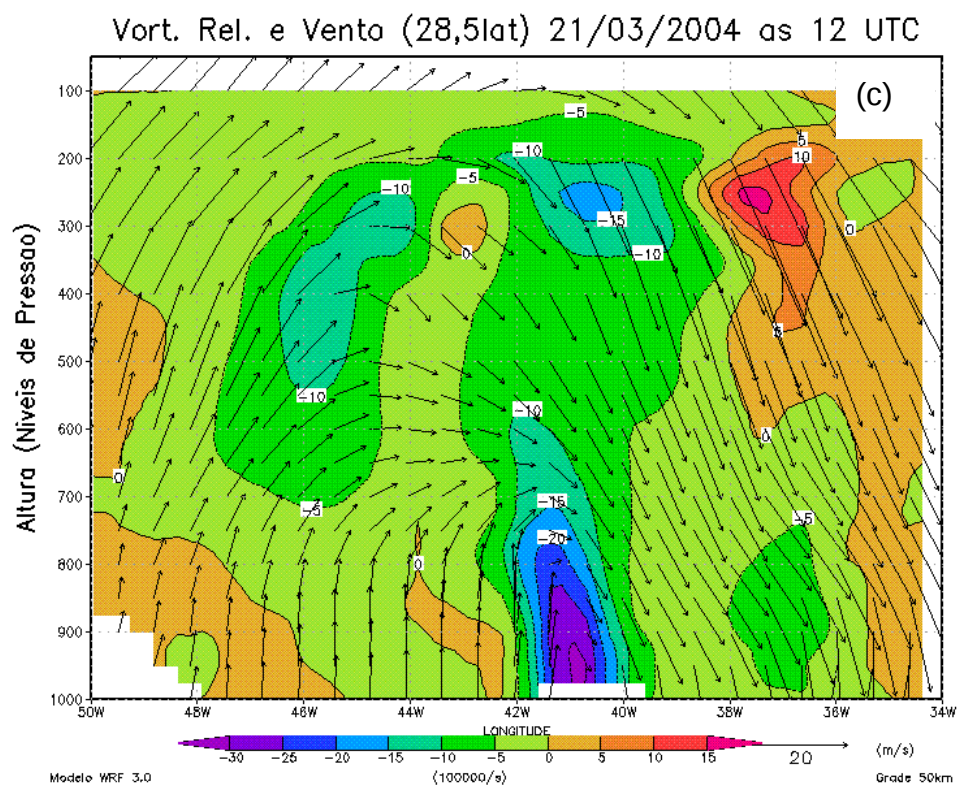
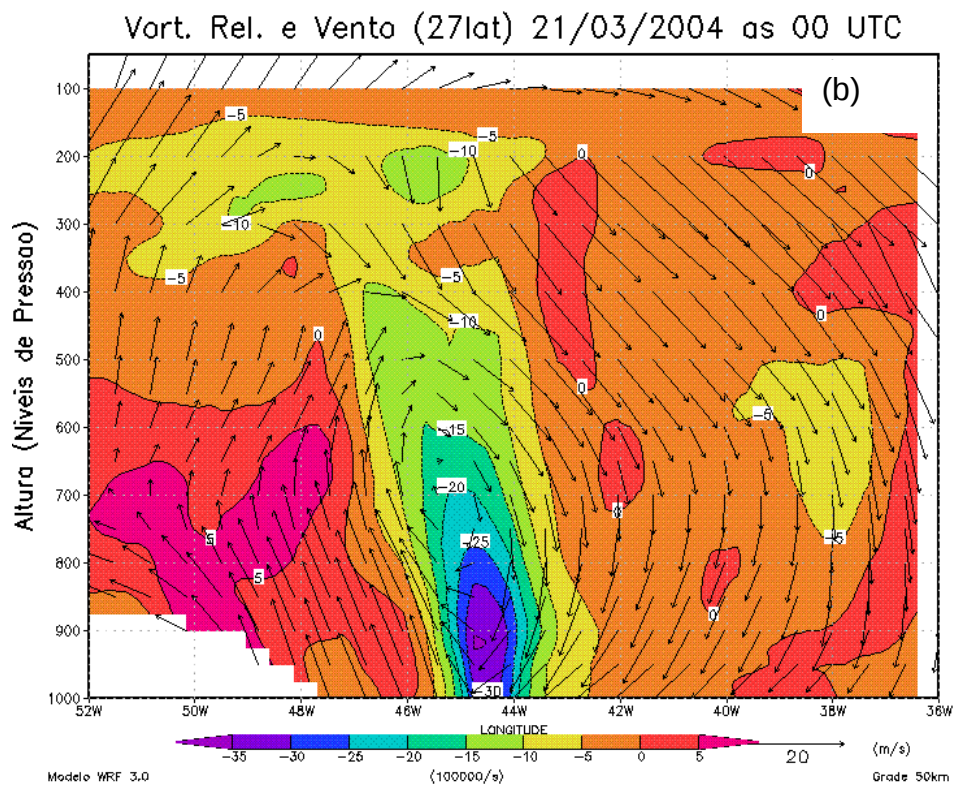


Figura 20 - Continuação.

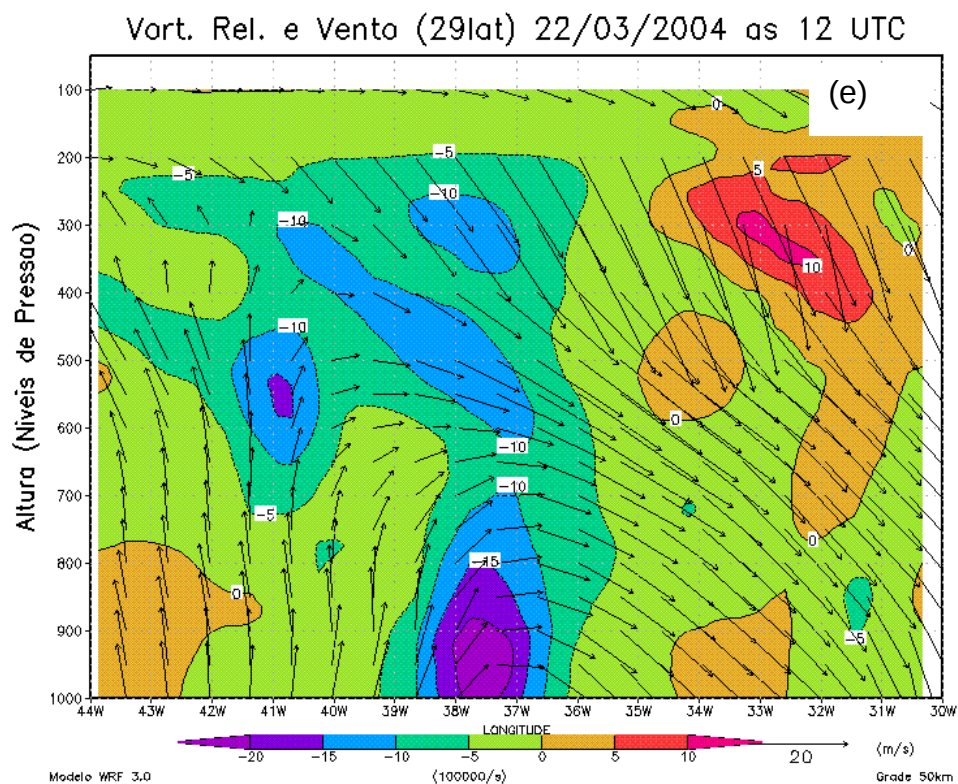
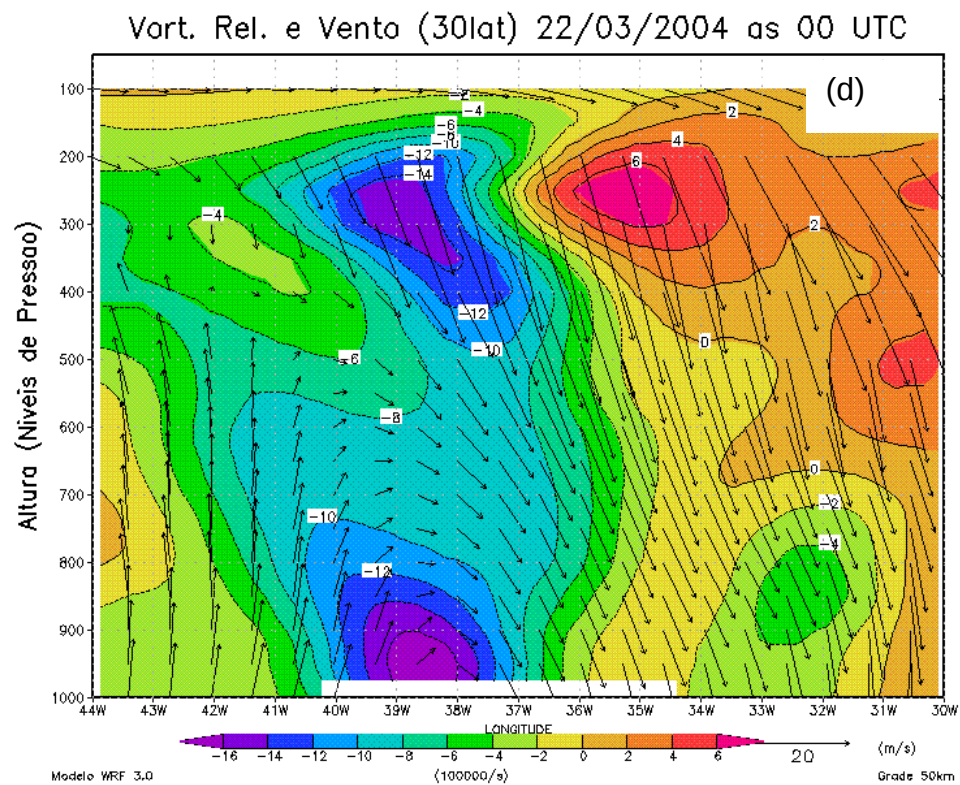


Figura 20 – Continuação.

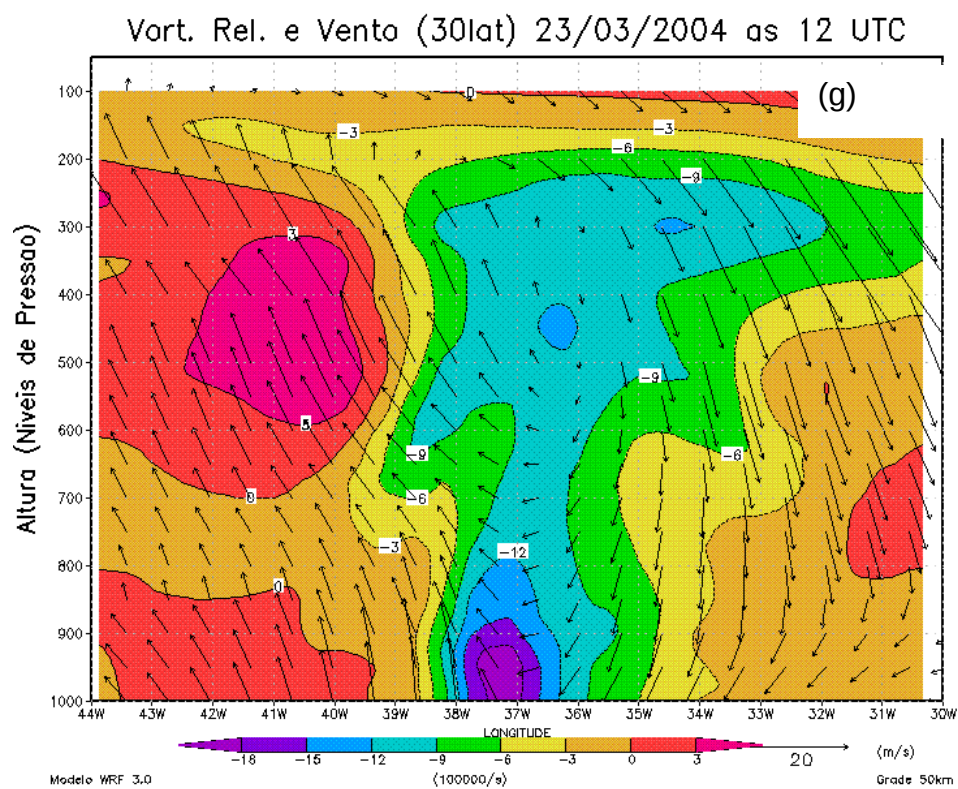
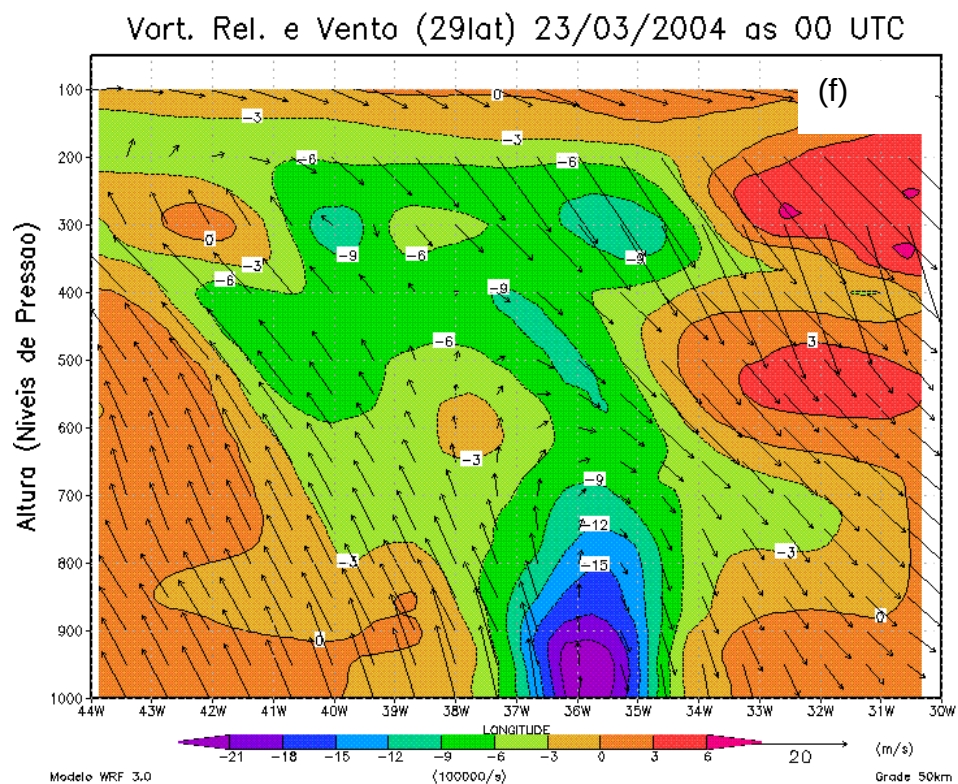


Figura 20 – Continuação.

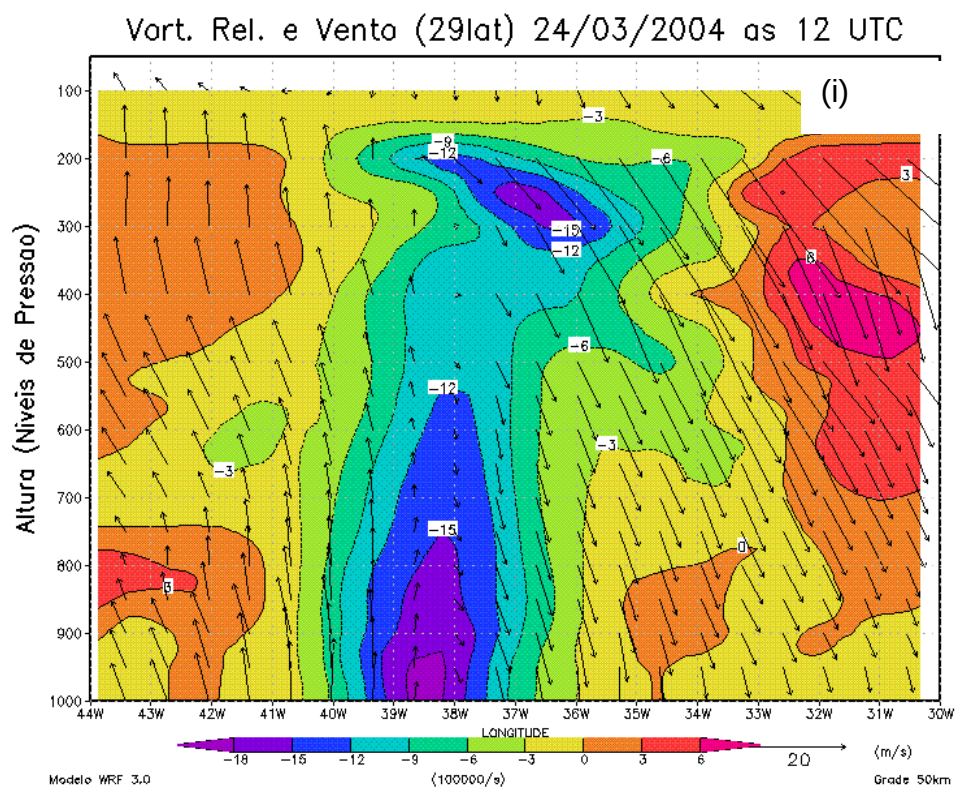
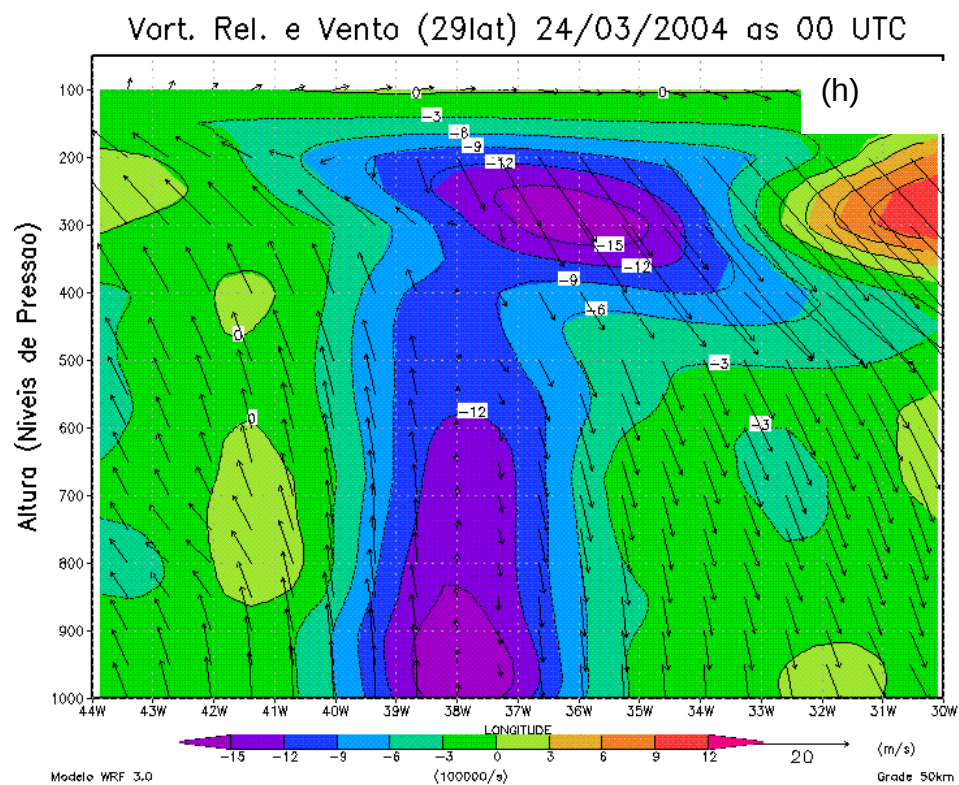


Figura 20 – Continuação.

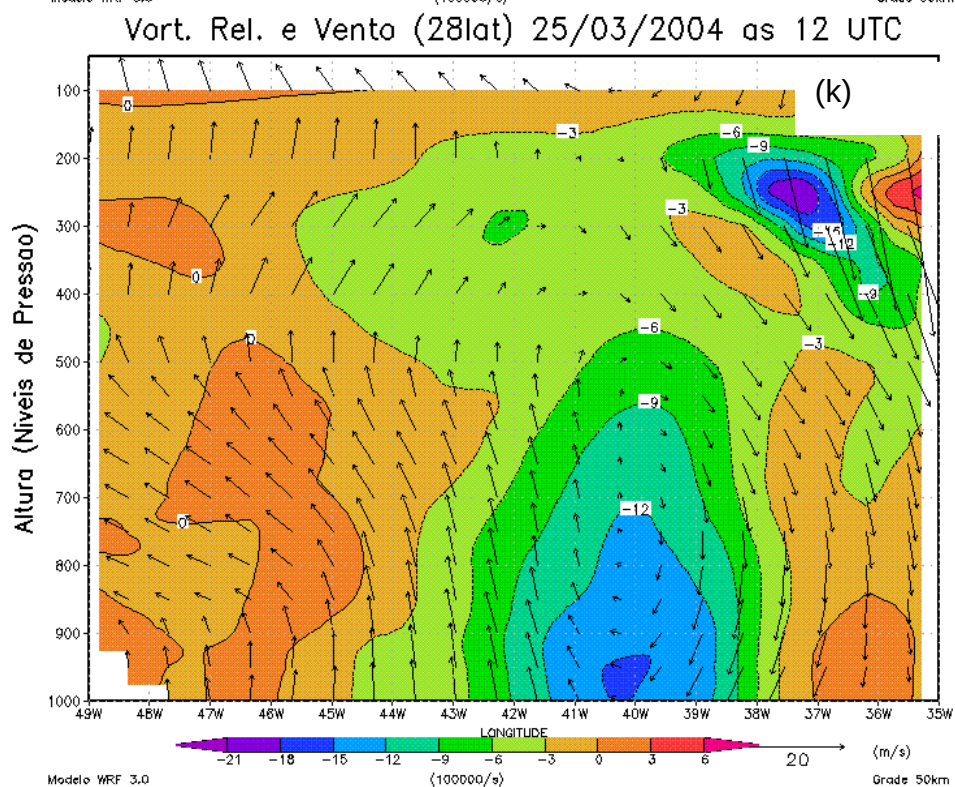
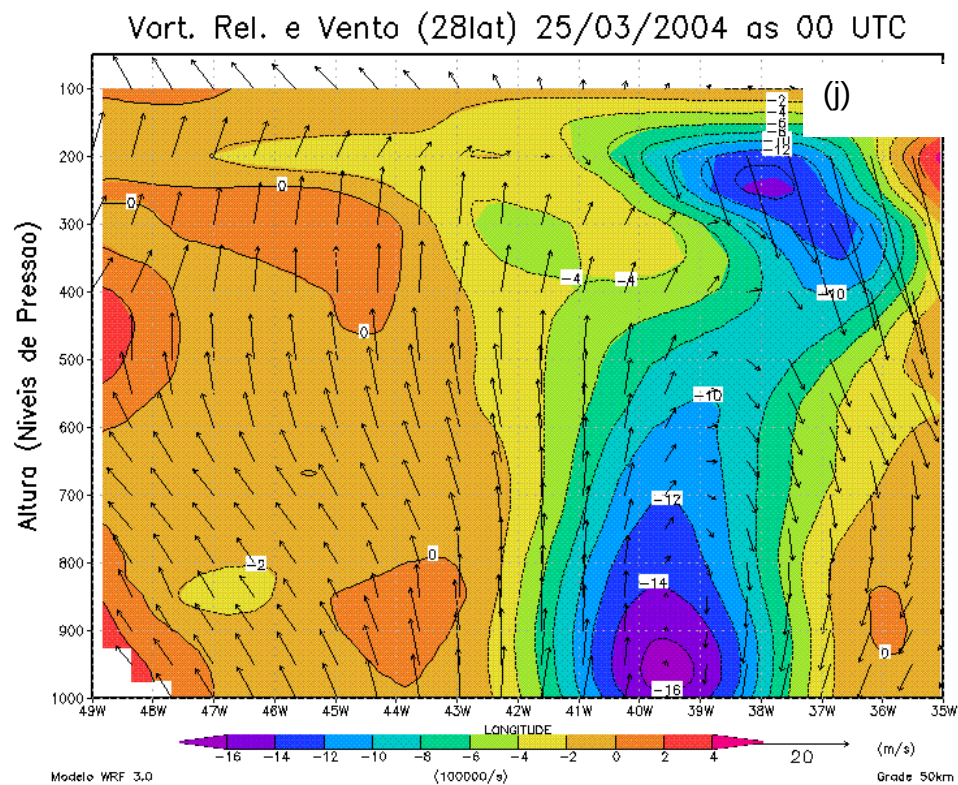


Figura 20 – Continuação.

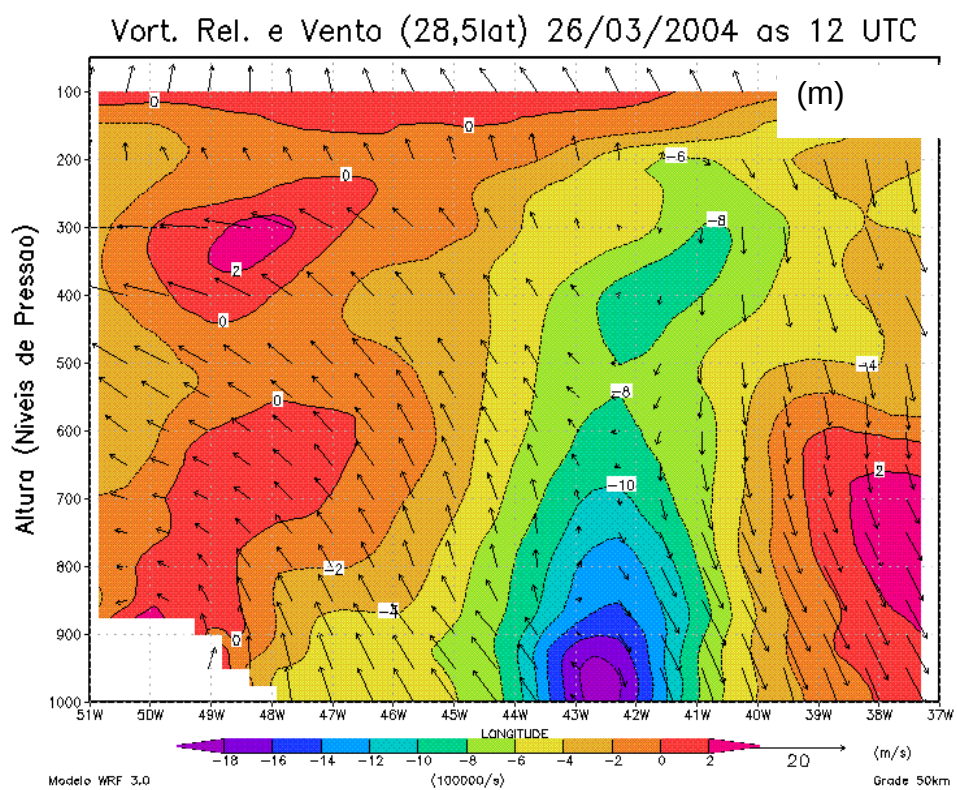
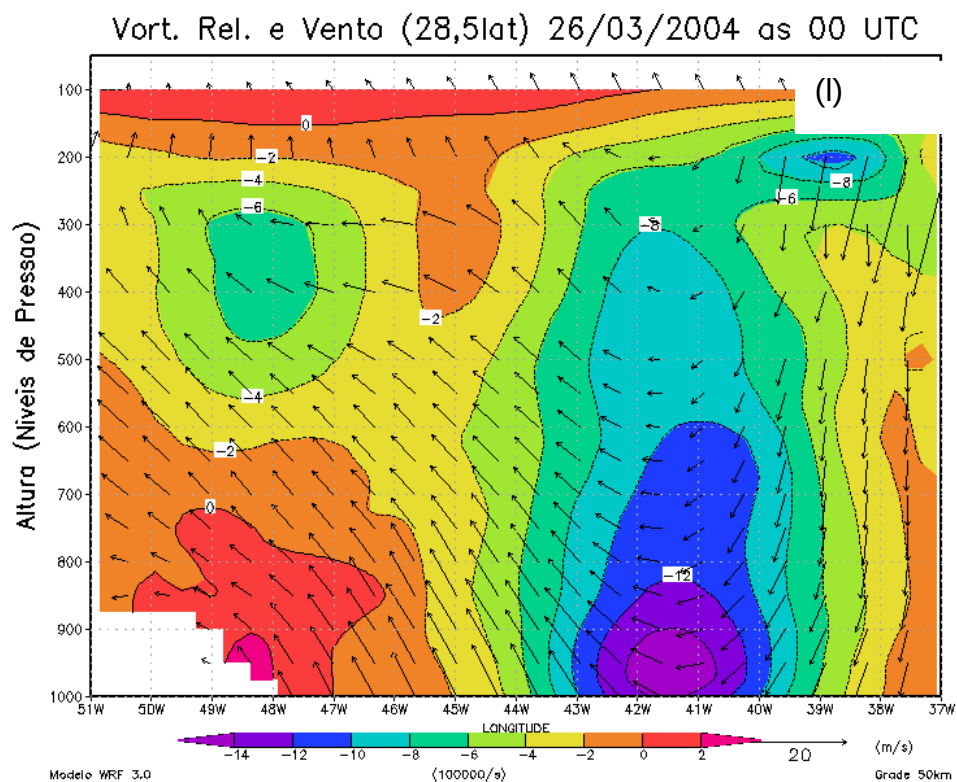


Figura 20 – Continuação.

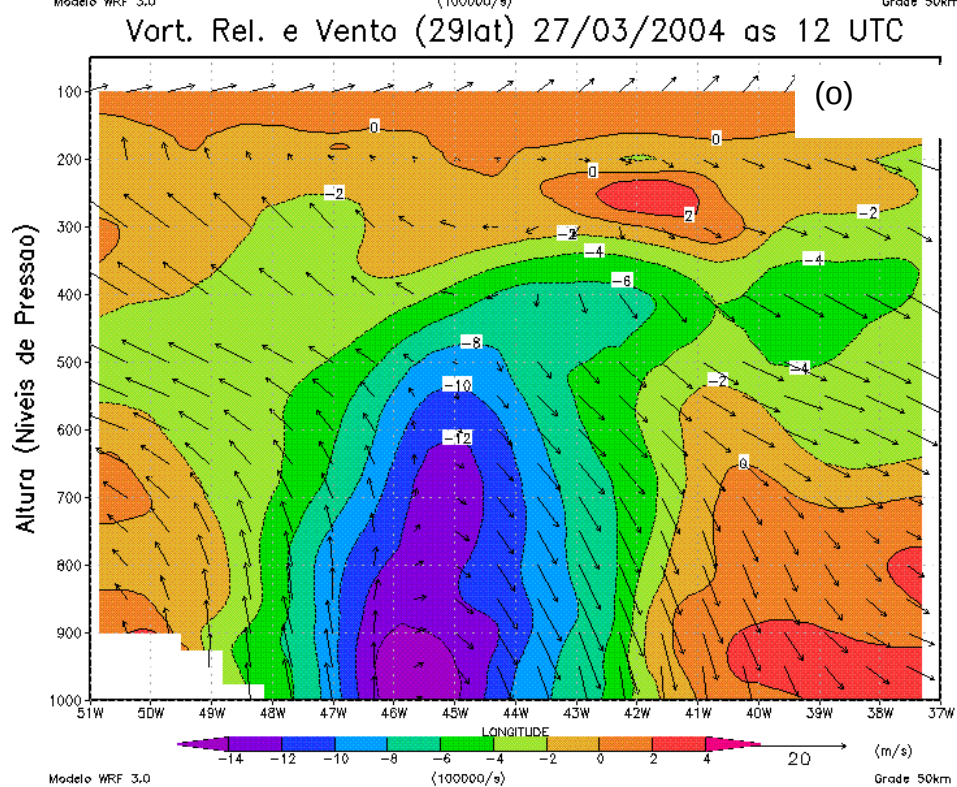
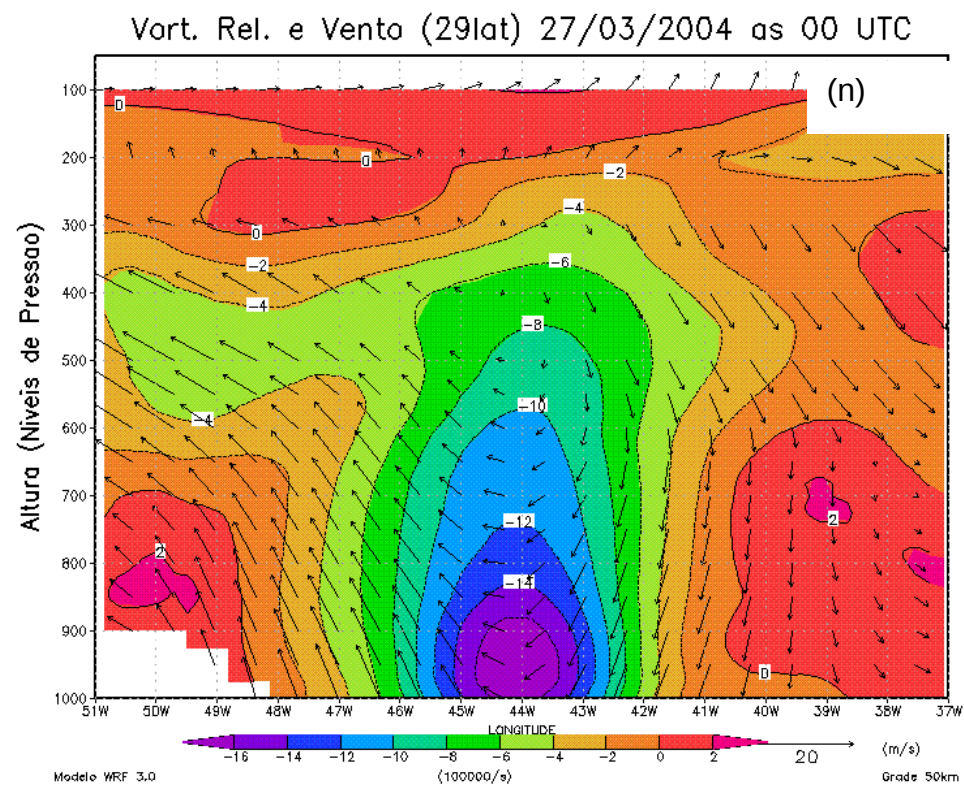


Figura 20 – Continuação.

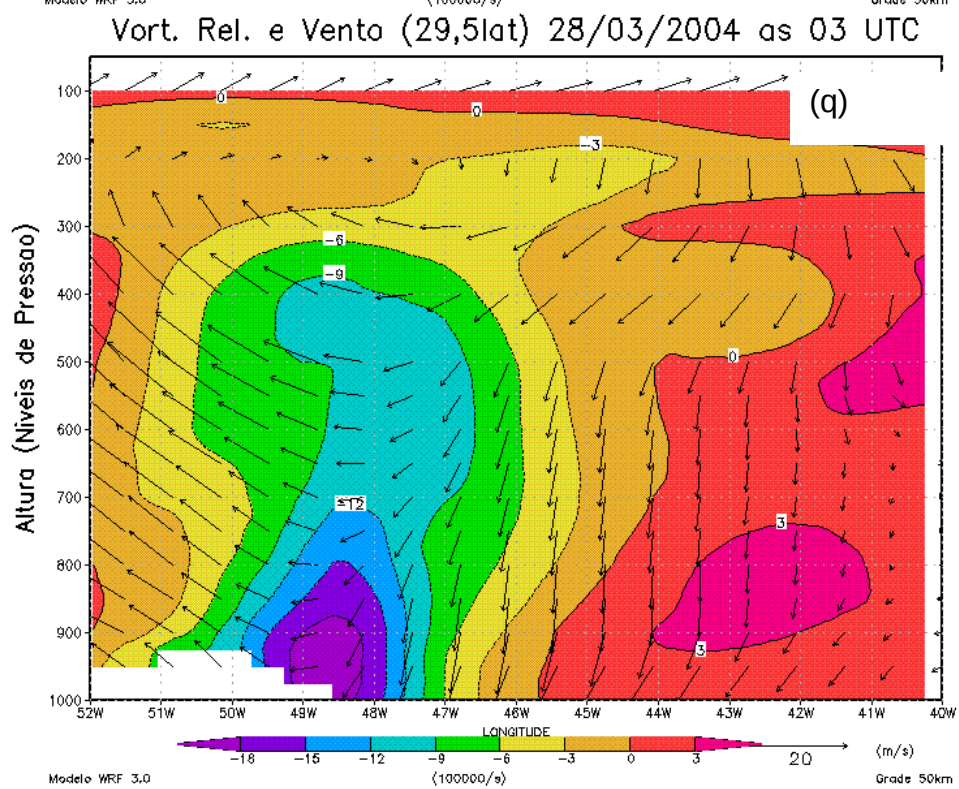
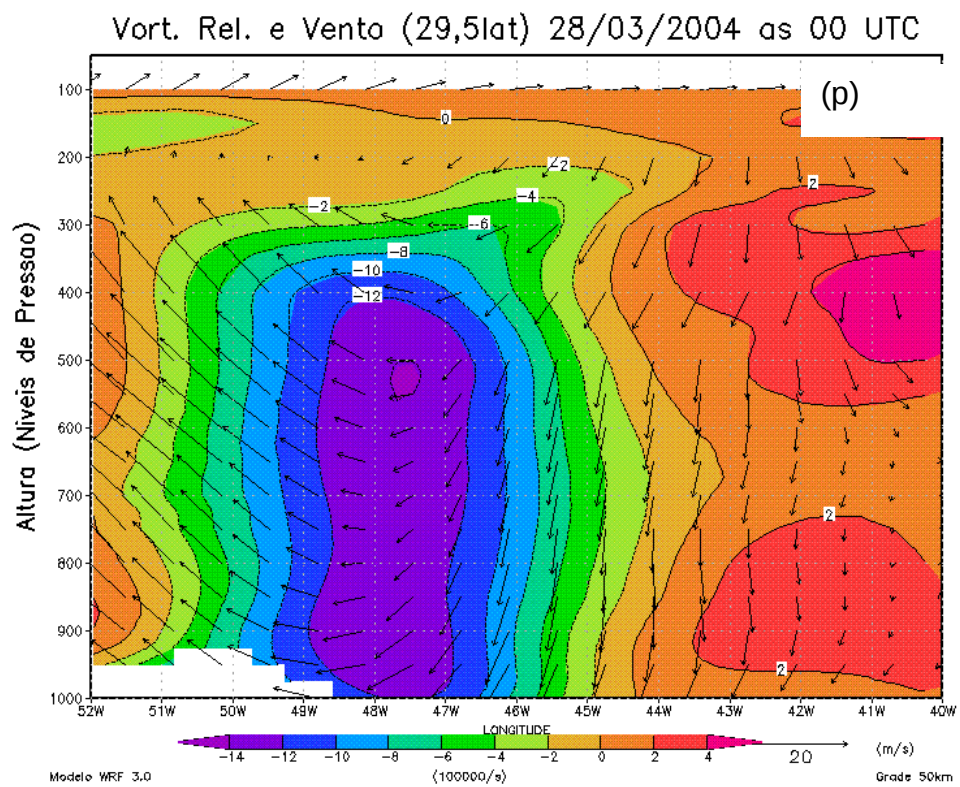


Figura 20 – Continuação.

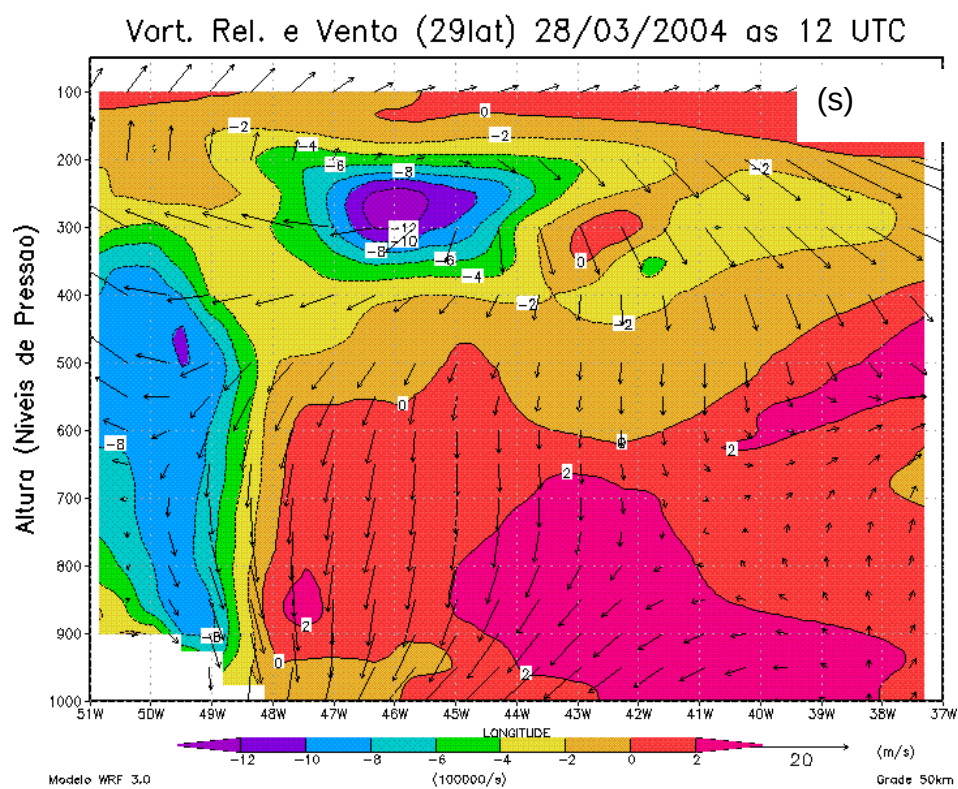
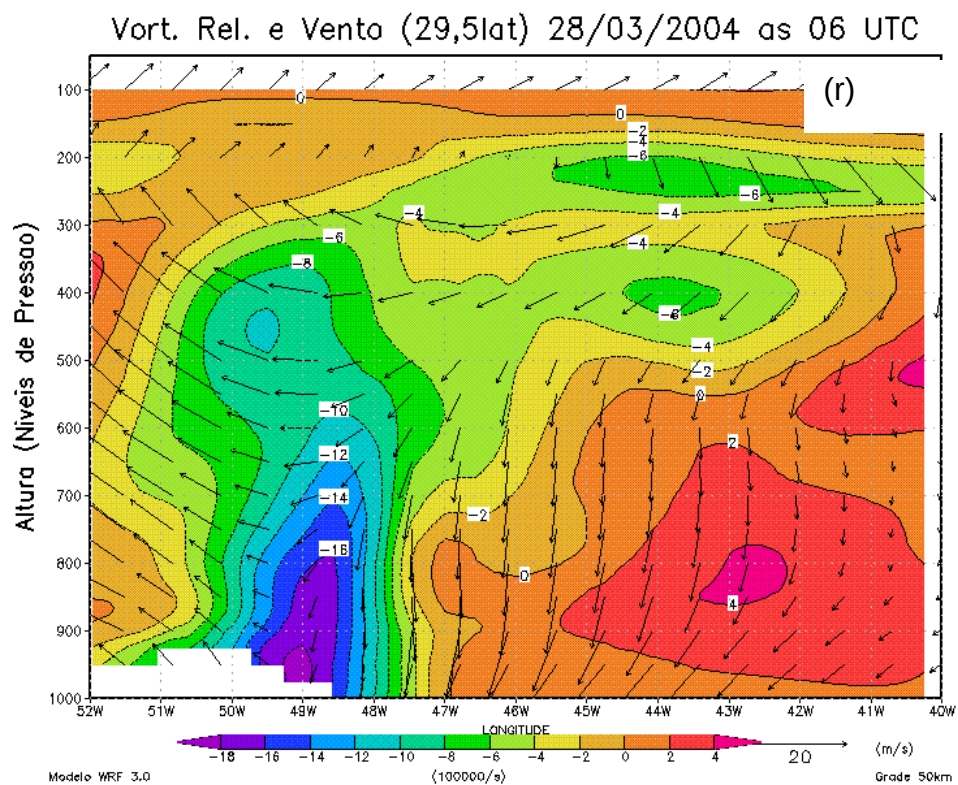


Figura 20 – Continuação.

Na Fig.21 são mostradas as linhas de corrente e a magnitude do vento (m/s), em cores, em 200hPa. Nos níveis mais elevados da troposfera ocorrem os ventos fortes com deslocamento zonal de oeste, nas latitudes médias e altas e são chamados de jatos subtropical ou polar. Estes jatos podem se dividir em dois ramos (REX, 1950a,b). Nestas condições, se a bifurcação se estender por, pelo menos 25° de longitude (VAN LOON, 1956), são considerados jatos de bloqueio atmosférico. Analisando o escoamento, as condições de bloqueio já estavam presentes desde o dia 20. No dia 23, a bifurcação começa perto de 40°S/70°W e termina em 40°S/30°W, caracterizando o bloqueio dipolo. No interior do bloqueio, os ventos em altos níveis são fracos (Fig.21g) e com cisalhamento fraco (Fig.16h), proporcionando um ambiente barotrópico. Ambiente no qual deu-se início ao furacão Catarina (MACTAGGART-COWAN et. al 2006) até sua dissipação, na costa sul do Brasil. O cavado permaneceu semi-estacionário sobre o oceano Atlântico costa sul do Brasil, no período de 23 a 28 de março. Neste período, o jato da borda sul do bloqueio, com seu deslocamento zonal e com maior intensidade nos dias de formação do furacão Catarina nos dias 25 e 26 (Fig. 21k,l,m,n), chega a 65m/s - o dobro em comparação aos valores da borda norte do bloqueio. Nos dias 26, 27 e madrugada de 28, no interior do bloqueio as linhas de corrente estão fechadas e de fraca intensidade no nível de 200hPa, mostrando a formação do furacão Catarina em deslocamento para a costa brasileira.

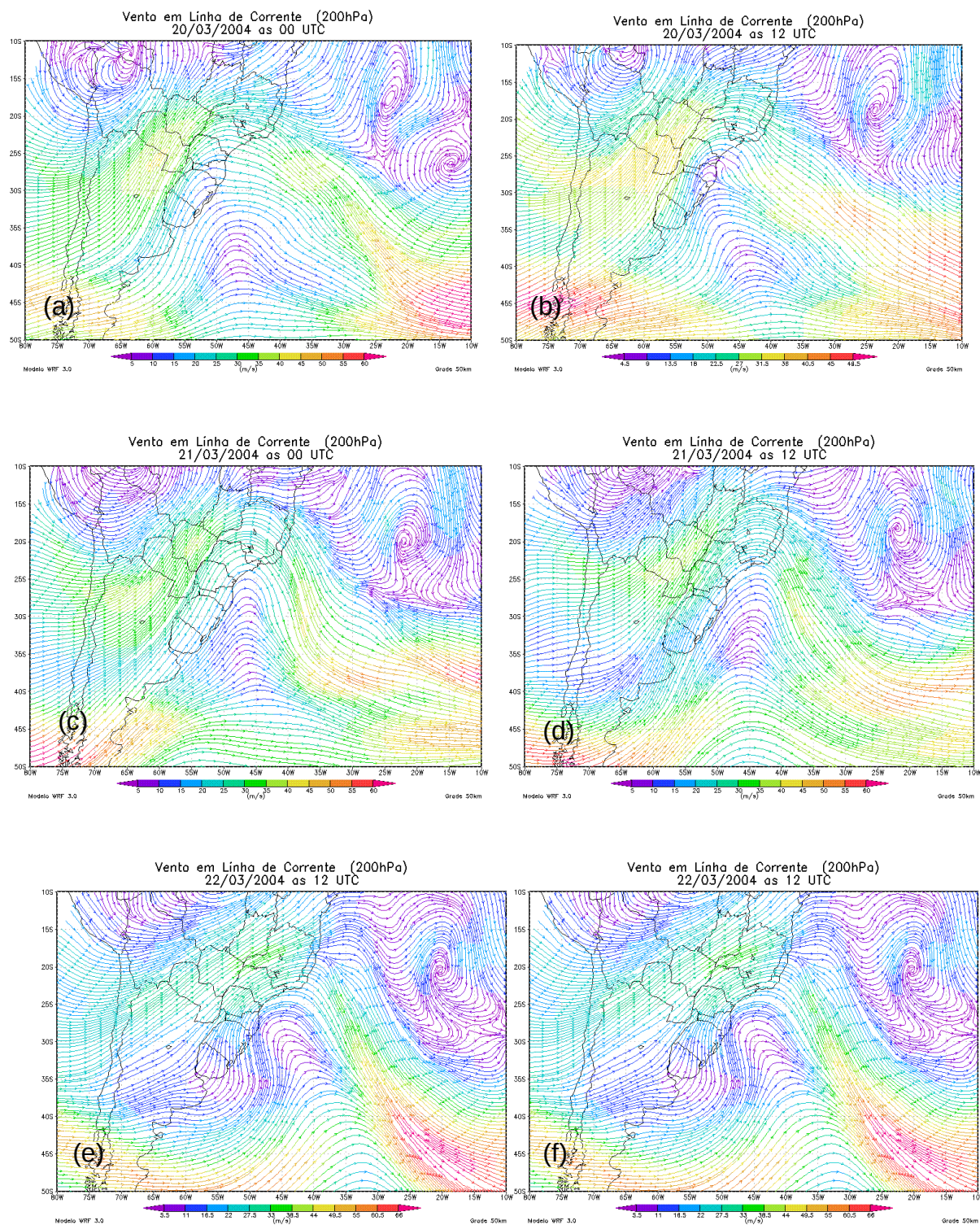


Figura 21 – Linhas de corrente e magnitude do vento horizontal em 200hPa no período de 20 a 28 de março de 2004, a cada 12 horas.

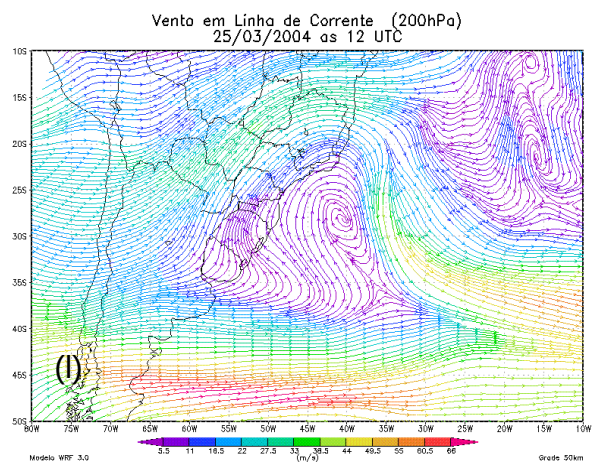
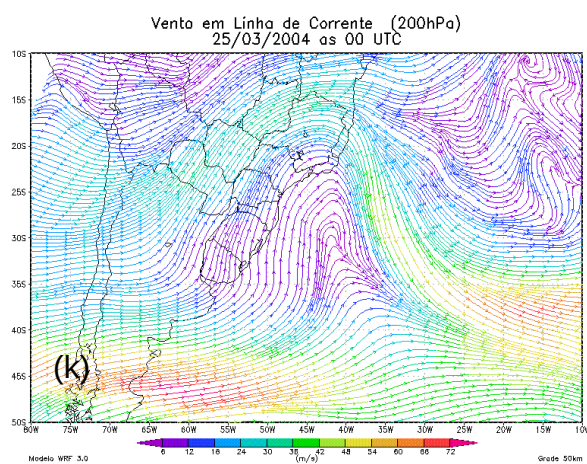
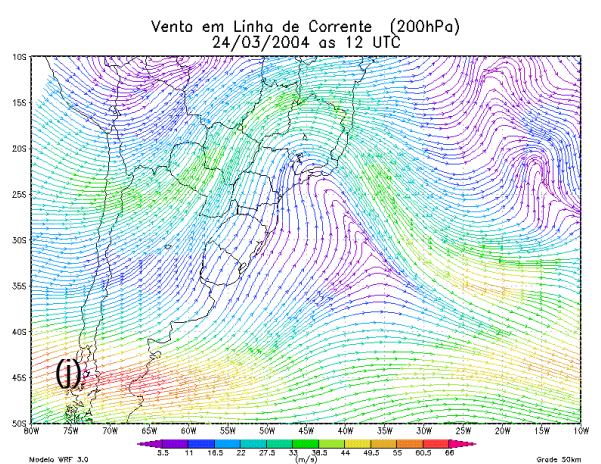
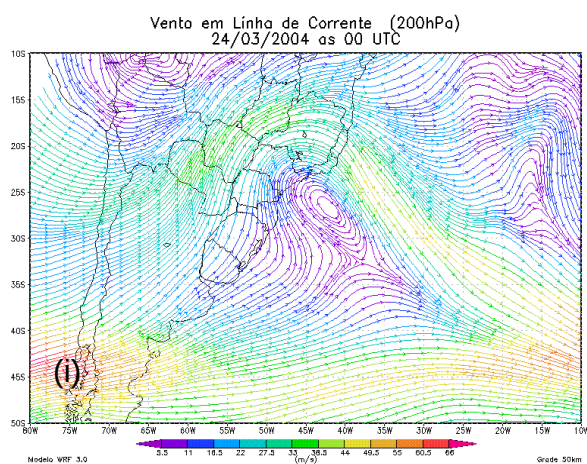
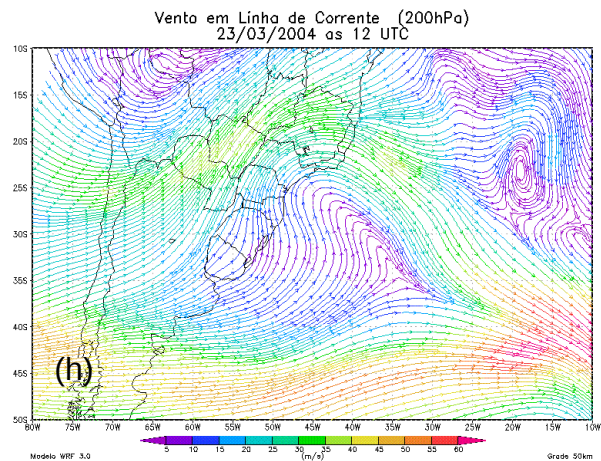
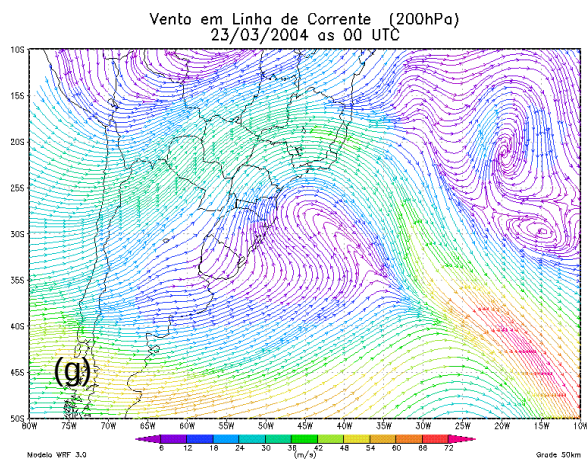


Figura 21 – Continuação.

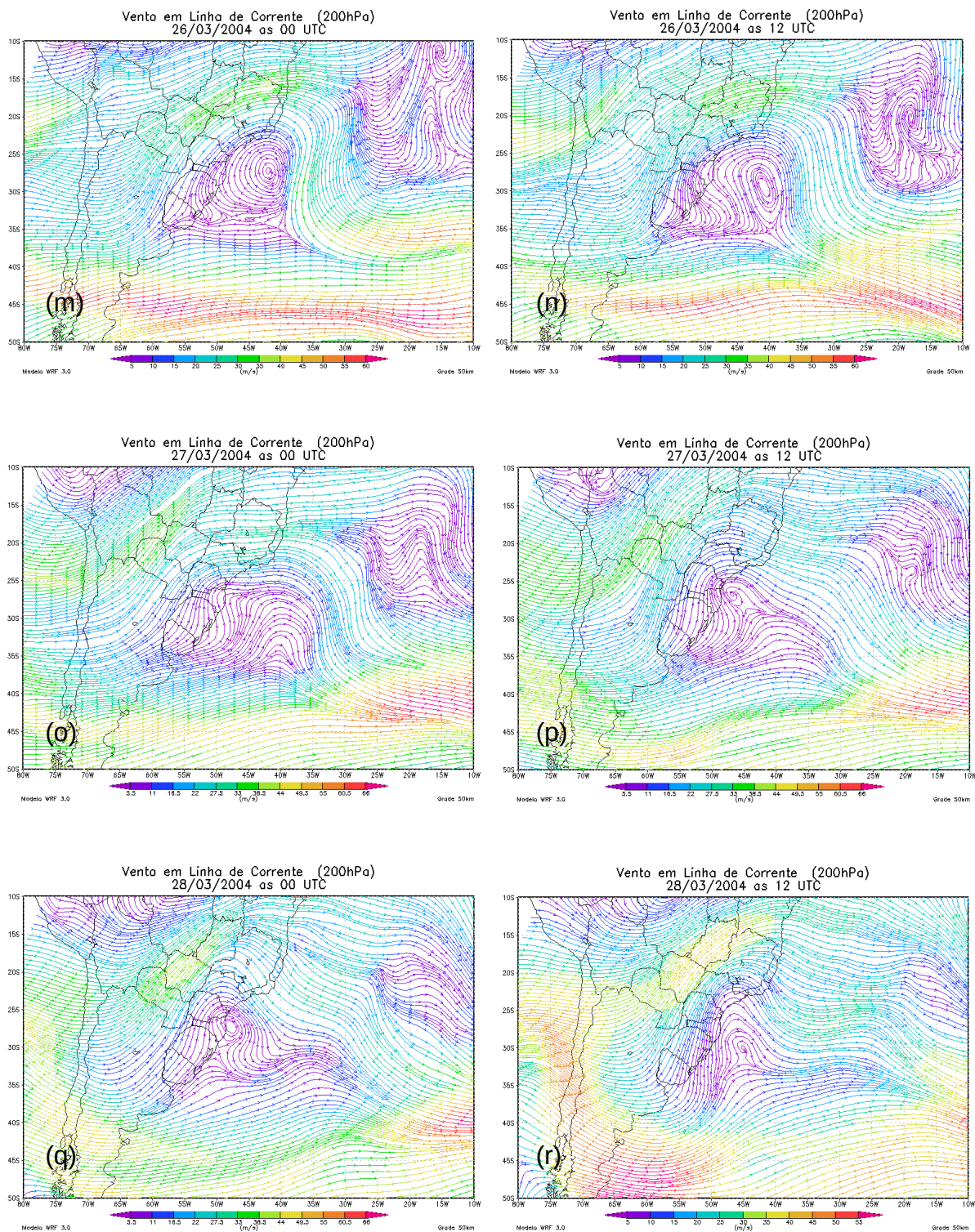


Figura 21 – Continuação.

A Fig.22 mostra o escoamento de vento e sua magnitude em 900hPa. As características da circulação atmosférica neste nível ajudaram no desenvolvimento do furacão Catarina (são totalmente diferentes daquelas observadas nos outros dois casos, discutidos mais adiante). Nas Fig.22a, 22b as linhas de corrente se deslocam

de uma região oceânica de latitudes baixas e temperaturas elevadas de TSM. Desta forma, transportam umidade e calor para a costa norte catarinense, onde um vórtice em médios níveis da atmosfera dá início a formação de um ciclone extratropical (Fig.22b). Próximo ao centro de baixa pressão do ciclone extratropical, em frente a costa sul do Brasil, os ventos continuam fortes (Fig.22c a 22f). No dia 23, o ciclone extratropical entra em fase de dissipação e os ventos começam a diminuir a intensidade. Nas Fig. 22g, 22h as linhas de corrente da baixa pressão ficam fechadas com intensidade do vento maior (em cores) que outra linha em torno do centro de baixa pressão, na parte sul do centro da baixa pressão (rotação no sentido anti-horário característica de um anticiclone), isola a baixa pressão despreendida. Nos dias 24 e 25 (Fig. 22i a 22l) o escoamento de ar frio e seco, devido ao anticiclone ao sul, se junta com a alta do Oceano Atlântico Sul mais a leste. Ao norte, as linhas de corrente passam por regiões com alta temperatura na superfície do mar carregando uma quantidade alta de umidade para a área da baixa despreendida profunda e atingem níveis altos da troposfera (Fig.20l). Nestas condições, segundo Emanuel (2005), a massa de ar deve ascender e manter o equilíbrio de frio. Assim, o ar sobre tal baixa superior não é normalmente frio e úmido. Sua baixa temperatura em combinação com relativo aquecimento do mar e sua alta umidade relativa proporciona um ambiente ideal para o desenvolvimento de um ciclone tropical. Os ventos fortes em torno da baixa pressão induzem a transferência de calor para a atmosfera (EMANUEL,1987). Nos dias seguintes, o furacão Catarina se intensificou e as condições se mantiveram até a madrugada do dia 28, quando ele entrou em dissipação na costa brasileira.

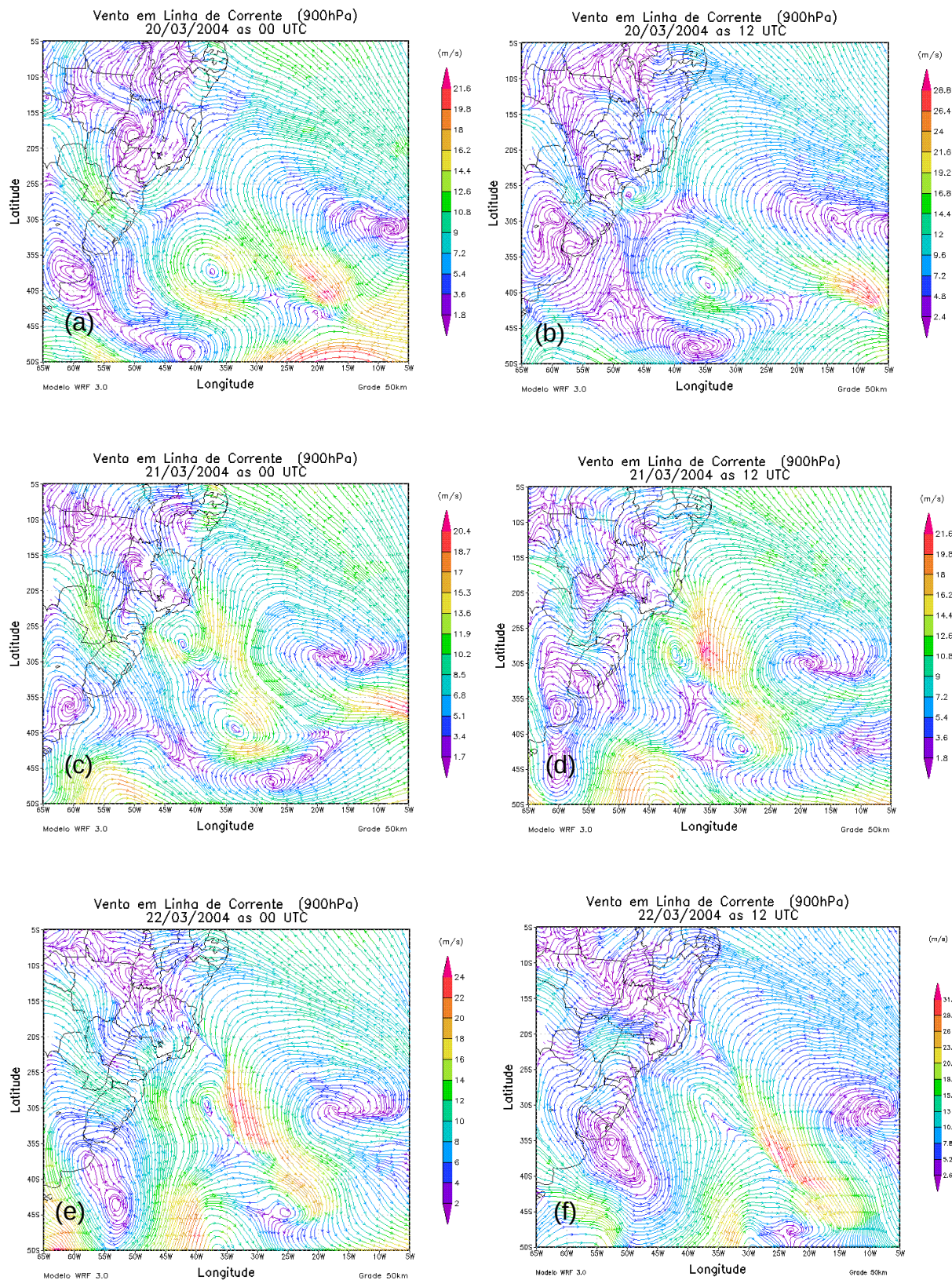


Figura 22 – Linhas de corrente e magnitude do vento horizontal em 900hPa no período de 20 a 28 de março de 2004, a cada 12 horas.

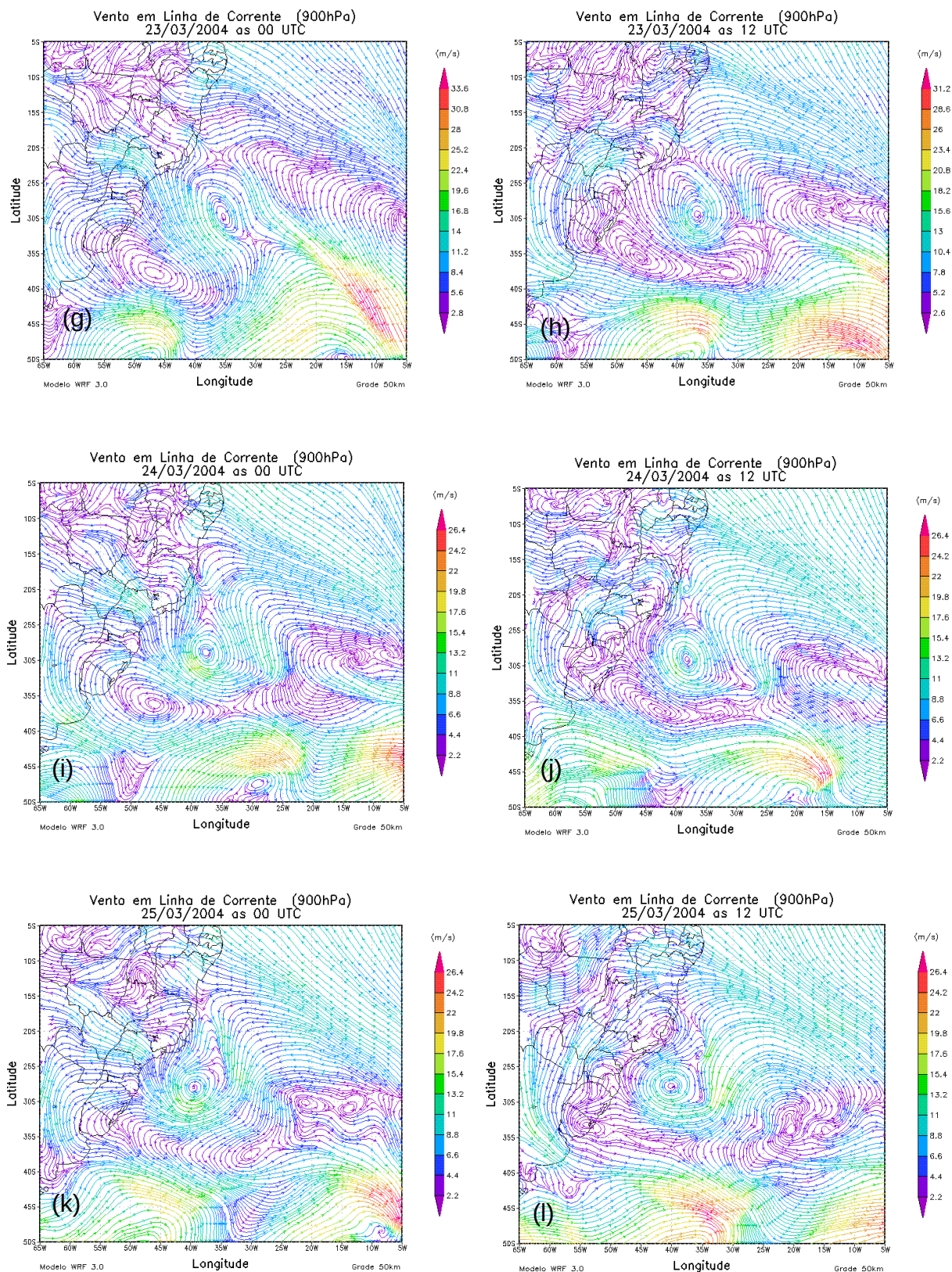


Figura 22 – Continuação.

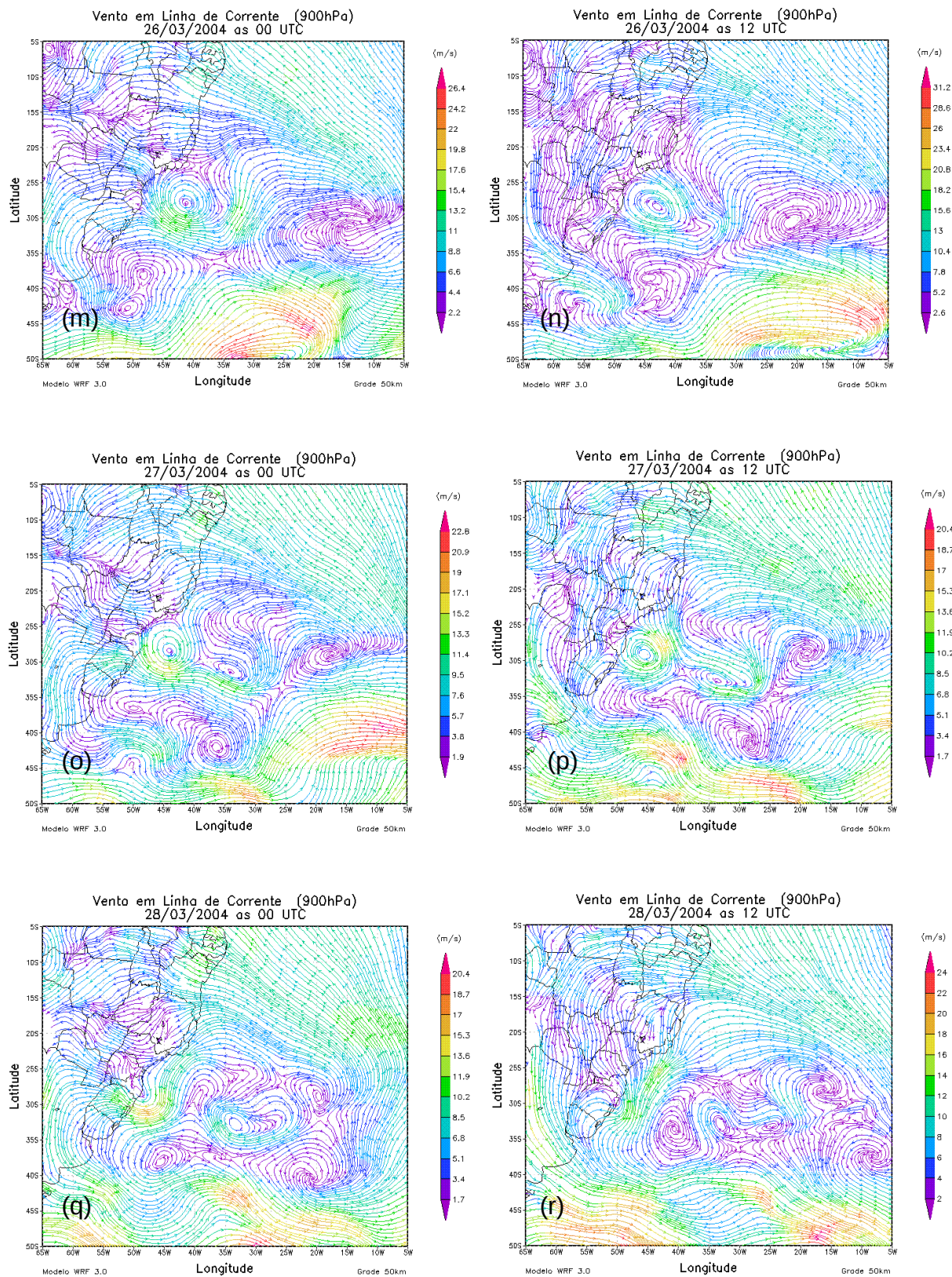


Figura 22 – Continuação.

As estações meteorológicas comentadas a seguir estão localizadas nas proximidades de onde houve a passagem do furacão Catarina sobre o sul do Brasil. Na Fig. 24 são mostrados os valores das pressões atmosféricas, nos dias 27 e 28 de março, registradas ao nível das estações (ver Fig.13 e tab. 5, na seção Materiais e Métodos). As maiores variações da pressão atmosférica ocorreram nas estações de Siderópolis, Torres e São Joaquim. Durante o deslocamento do furacão Catarina, foram registrados valores mais baixos em diferentes horários na madrugada do dia 28/03/2004 (Fig.25): em torno de 1 hora na estação de Torres/RS, às 4 horas em Siderópolis/SC e às 6 horas em São Joaquim. Nas demais estações, os registros não foram significativos.

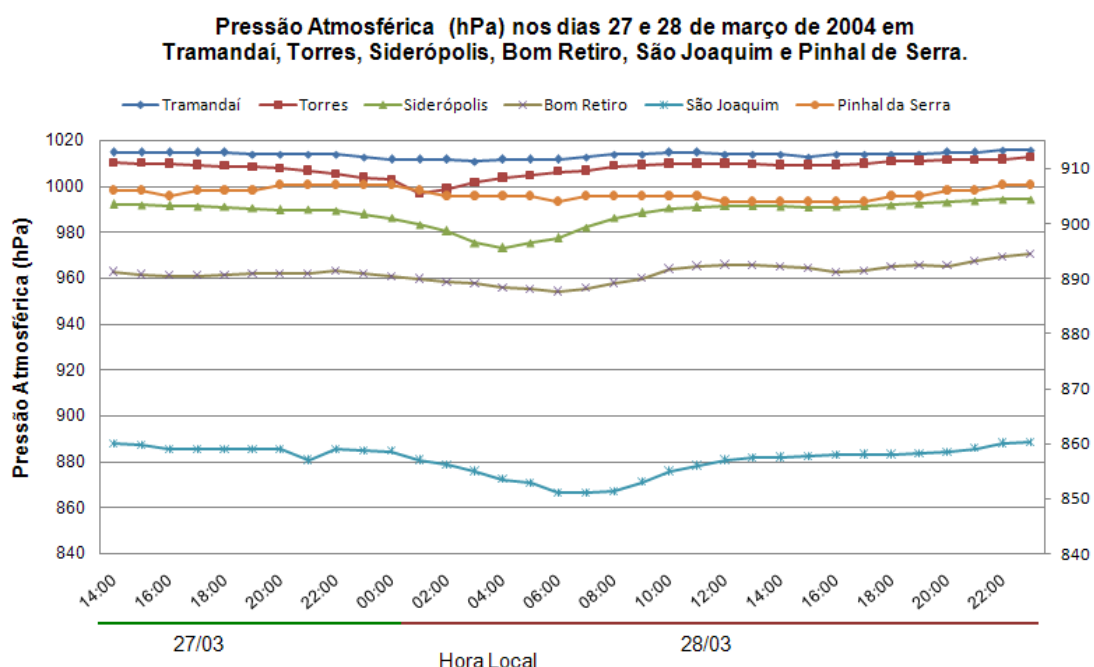


Figura 23 - Pressão atmosférica, ao nível da estação (hPa), das estações meteorológicas de Tramandaí/RS, Torres/RS, Siderópolis/SC, Bom Retiro/SC, São Joaquim/SC e Pinhal da Serra/RS, para os dias 27 e 28 de março de 2004.

Na tab. 7 são mostradas as variações de pressão atmosférica nas 4 horas anteriores à passagem do furacão Catarina no sul do Brasil. A maior queda de pressão ocorreu no município de Siderópolis, com 10,9hPa. Este foi o registro mais próximo do centro de baixa pressão atmosférica do furacão Catarina. A passagem do olho do furacão deve ter ocorrido nos municípios de Araranguá e Sombrio no litoral sul catarinense, conforme mostra os levantamentos feitos por Marcelino et al (2004) e Gusso (2004). Em Torres ocorreu a segunda maior variação de 8,5hPa e

São Joaquim na Serra Catarinense de 5,2hPa. Nas demais estações as variações foram menores pelo fato de estarem longe da rota de maior intensidade do furacão ou em dissipação ou se transformando em uma tempestade tropical.

Tabela 7 – Variação da pressão atmosférica nas últimas 4 horas da passagem do furacão Catarina.

Variação de Pressão Atmosférica nas últimas 4 horas no período do Furacão Catarina

Siderópolis	10,9 hPa	São Joaquim	5,2 hPa
Torres	8,5 hPa	Bom Retiro	1,7 hPa
Tramandaí	3 hPa	Campo Belo do Sul	2 hPa
Capivari	4 hPa	Pinhal da Serra	1 hPa

Na Fig.24 são mostradas variações de vento, temperatura e pressão atmosférica registradas na estação meteorológica localizada no município de Siderópolis na localidade da barragem São Bento, nos dias 27 e 28 de março de 2004. Nota-se queda significativa de pressão atmosférica na passagem do furacão, com registro de 973,4hPa às 4 horas do dia 28, acompanhada de rajadas fortíssimas de vento atingindo registro de 41m/s. As temperaturas normalmente, tendem a diminuir gradativamente no decorrer da noite, mas com a passagem do olho do furacão Catarina houve uma elevação de 2,4°C em torno das 3 horas do dia 28 e voltaram a diminuir logo após a sua passagem.

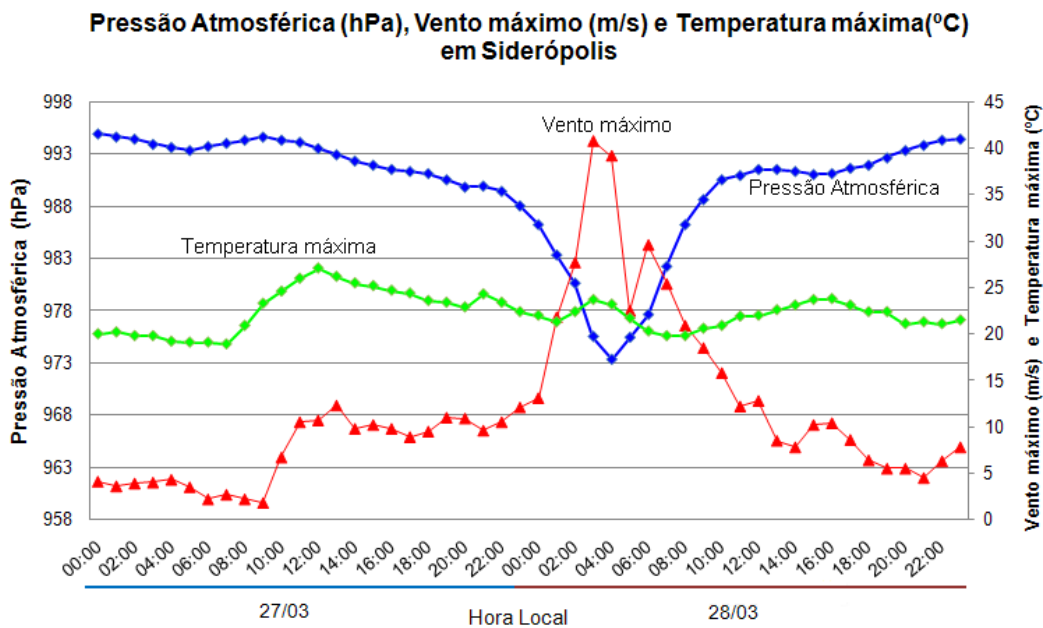


Figura 24 - Dados de pressão atmosférica (ao nível da estação, azul), temperatura máxima (verde) e vento máximo (vermelho) da estação meteorológica de Siderópolis/SC.

Na Fig.25, mostra a pressão atmosférica da estação e a precipitação acumulada a cada hora. As chuvas na região de Siderópolis ocorreram na madrugada do dia 28, registra às 3 e 4 horas em torno do período de menor pressão atmosférica registradas de 973,4hPa. O volume de chuva registradas no pluviômetro foram considerado baixo, com um total acumulado de 6,4mm das 2 horas até as 4 horas na madrugada do dia 28, uns dos motivos provaveis, seria devido aos ventos fortes, proporcionando o deslocamento da chuva quase que horizontal dificultando seu armazenamento na boca do pluviômetro.

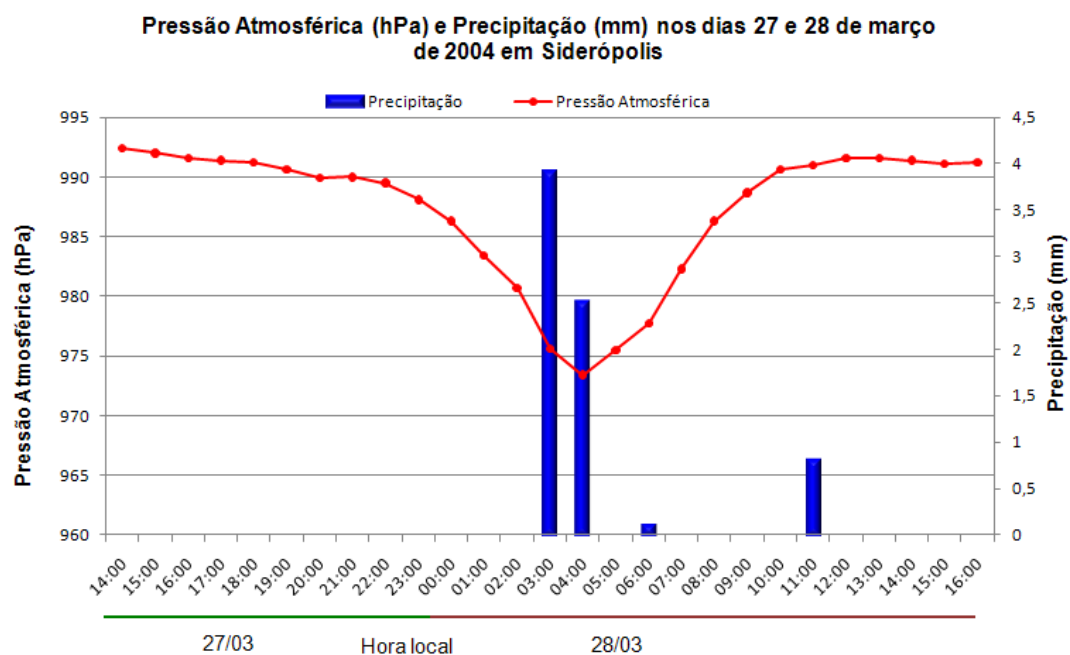


Figura 25 - Precipitação (barras azuis) e pressão atmosférica (linha contínua, vermelho) na estação de Siderópolis/SC.

4.2 OUTROS CASOS DE ESTUDO

4.2.1 CASO 1: 01 A 06 DE MAIO DE 2005

As imagens de satélite mostradas na Fig.26 correspondem a recortes feitos nas imagens globais dos satélites geoestacionários GOES e MSG, para o período em análise. Juntamente, são mostrados campos de altura geopotencial em 500hPa e variação vertical do vento horizontal na camada entre 850-200hPa.

A Fig.26a mostra a formação de um ciclone extratropical em formação e se deslocando na costa sudeste do Brasil para alto mar, no dia 30 de abril de 2005. Observa-se o cavado a oeste da baixa em superfície (Fig.26b), onde os ventos aumentam significativamente com a altura. No dia seguinte (01/05/2005, Fig.26c,26d) o ciclone extratropical está bem configurado e já nota-se uma isoípsa fechada em 500hPa, próxima do vórtice do ciclone, onde os ventos diminuem na camada entre 850 e 200hPa. Nos dias seguintes, esta baixa pressão se desprende do ciclone extratropical (Fig.26e,26g,26i,26k) e permaneceu próxima da região de formação. O sistema baroclínico continuou lentamente seu deslocamento para leste. Quando a baixa se desprende, no dia 2 de maio, ocorreram os valores mínimos de altura geopotencial (Fig.26f). A baixa desprendida ficou localizada em uma região onde o cisalhamento vertical dos ventos era fraco (Fig.26f,26h,26j,26l) até o momento em que entrou em dissipação (Fig.26m,26n). Na dissipação, o cavado perdeu a configuração e os ventos diminuíram na camada entre 850-200hPa (Fig.26o,26p) em quase toda a região.

Neste caso de estudo, durante o período de ocorrência da baixa desprendida, o cavado em 500hPa estava com grande amplitude. O seu eixo praticamente coincidiu com a região onde foi observada a mudança no comportamento dos ventos na camada 850-200hPa: na parte leste do eixo do cavado os ventos aumentaram com a altura e na parte oeste do cavado, observou-se o contrário.

Em comparação com o caso Catarina, em março de 2004, o caso1, de maio de 2005, apresentou uma estrutura de cisalhamento vertical semelhante. Quando ocorreu o desprendimento da baixas pressões, em ambos os casos, os valores de geopotencial em 500hPa apresentavam linhas fechadas no centro da baixa pressão, com menores valores em torno de 5640 mpg (Fig. 26h). No Caso Catarina, este mínimo de geopotencial atingiu valores em torno de 5760 mpg (Fig. não mostrada).

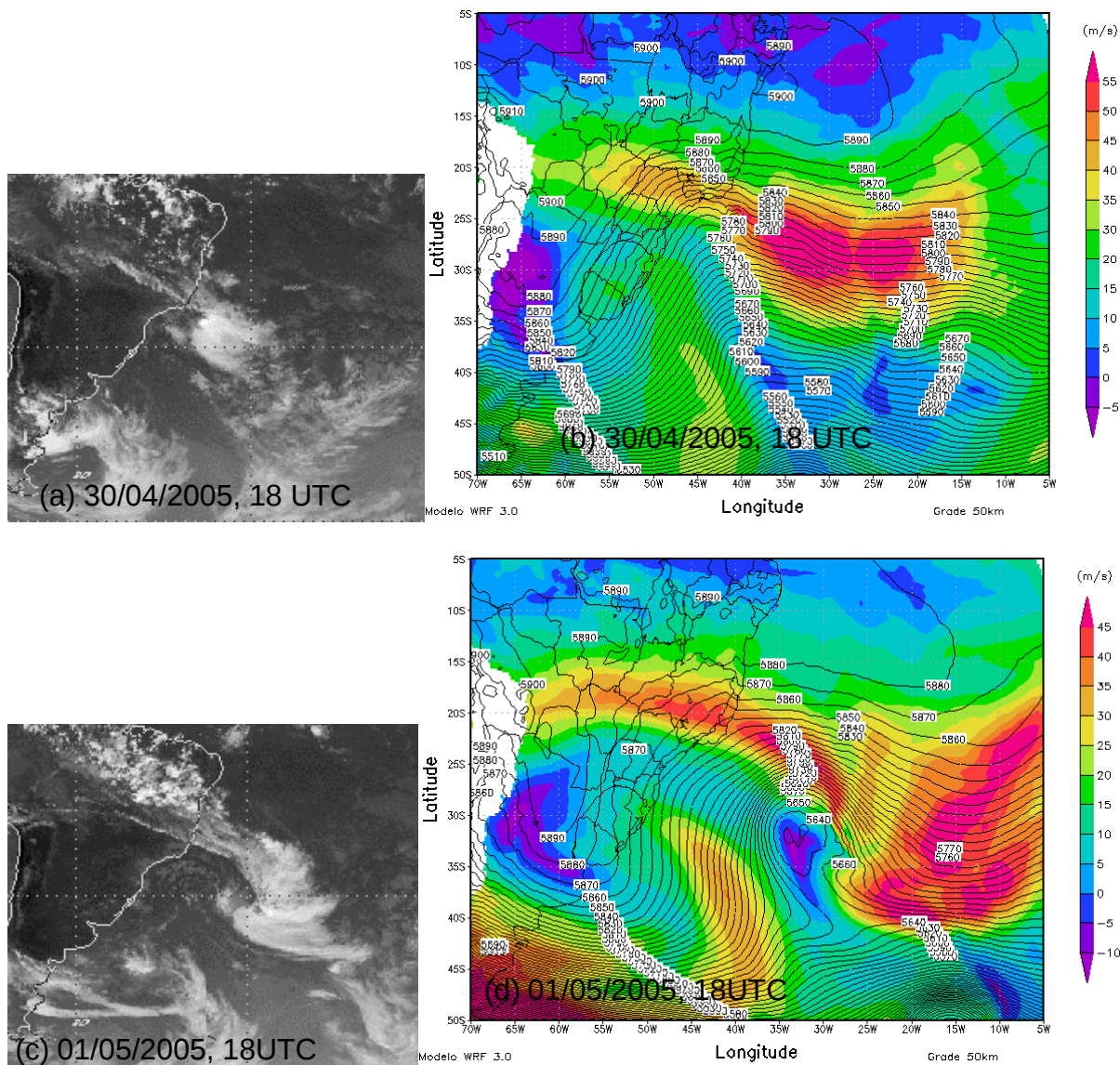


Figura 26 – Segmentos de imagens de satélite geoestacionário GOES-12 e MSG, no canal infravermelho, (figuras à esquerda) e diferença do vento horizontal na camada 850-200hPa (m/s, hachurado) e altura geopotencial (mgs, linha contínua) em 500 hPa (figuras à direita). O período mostrado compreende os dias 30 de abril a 6 de maio de 2005. O horário está indicado nas figuras.

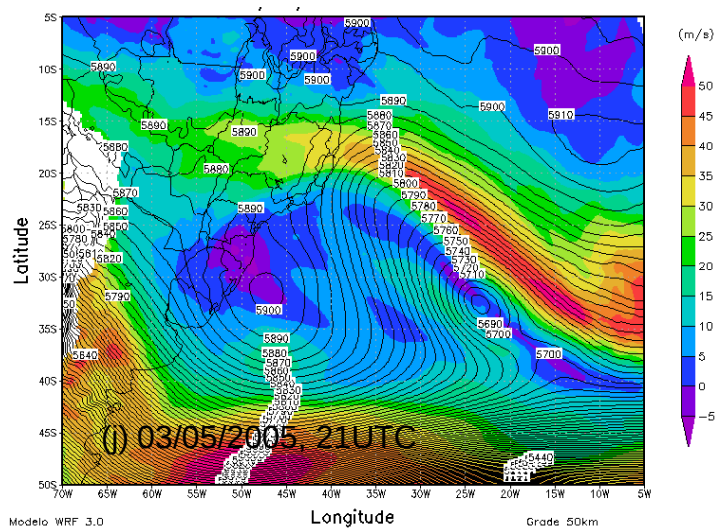
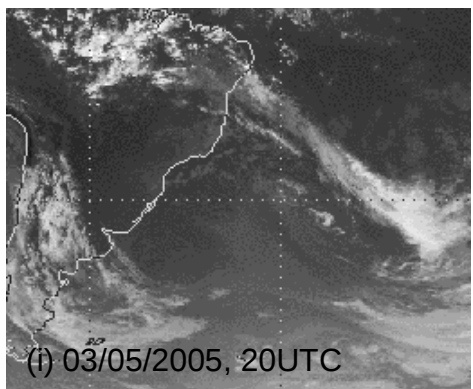
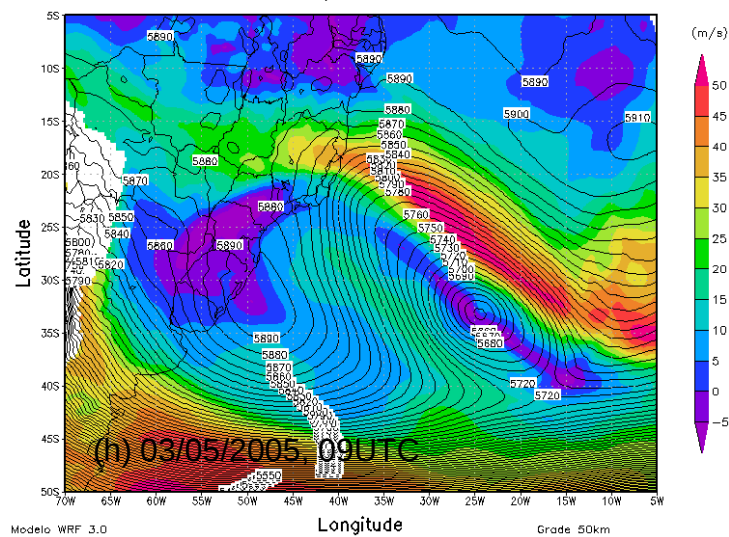
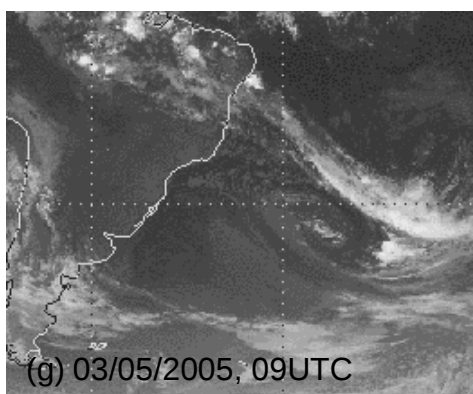
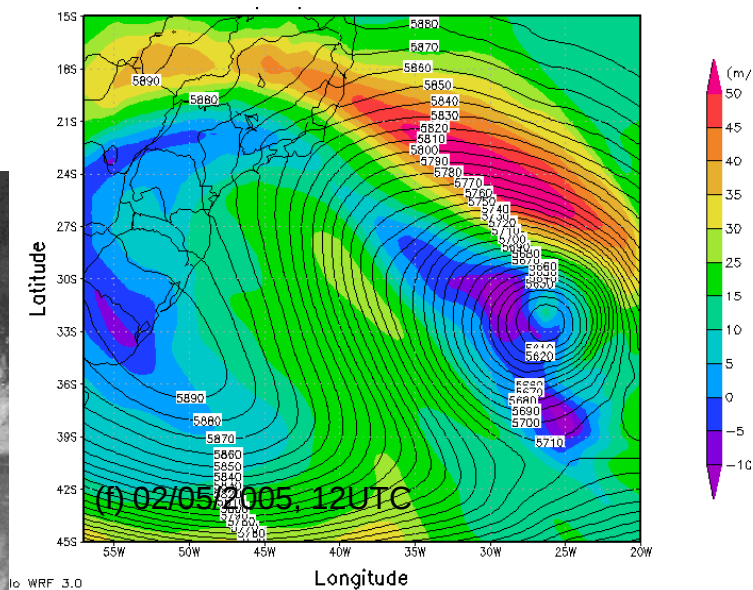
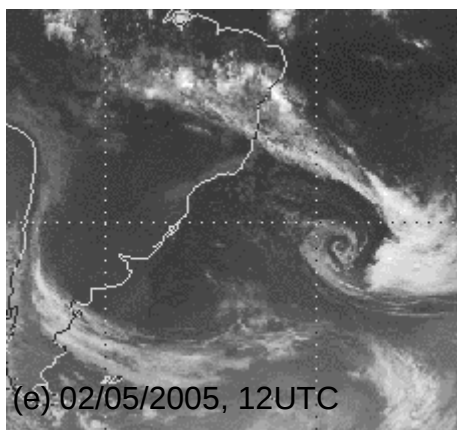


Figura 26 – Continuação.

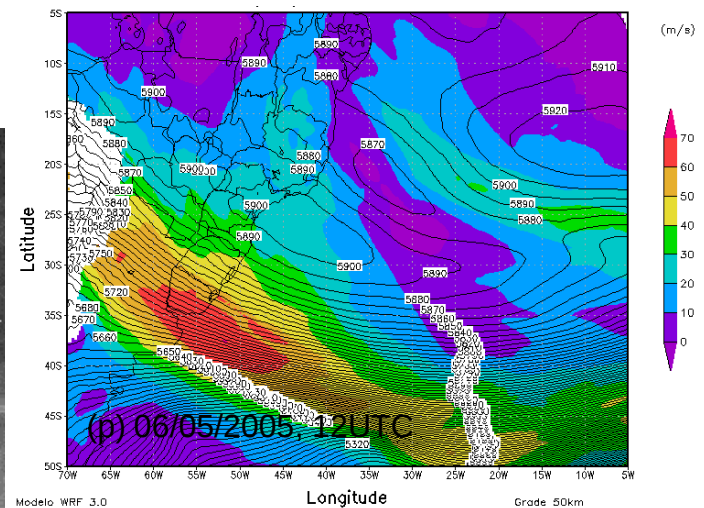
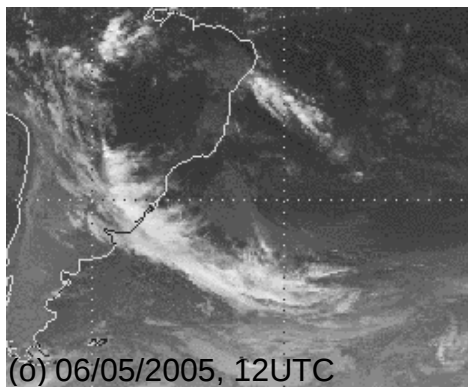
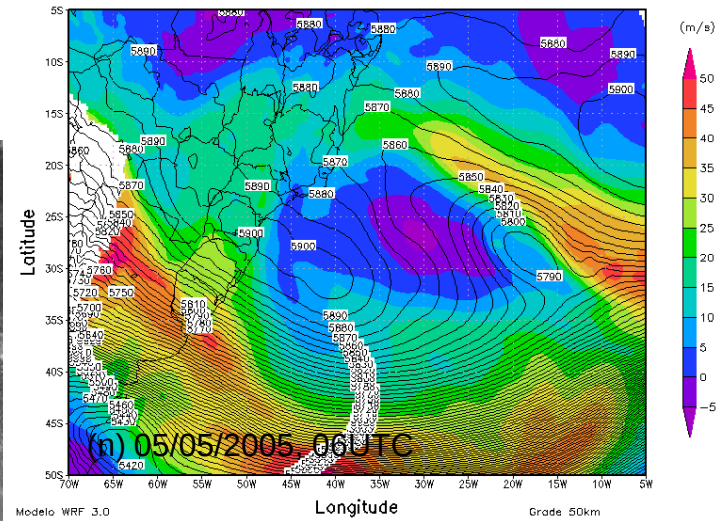
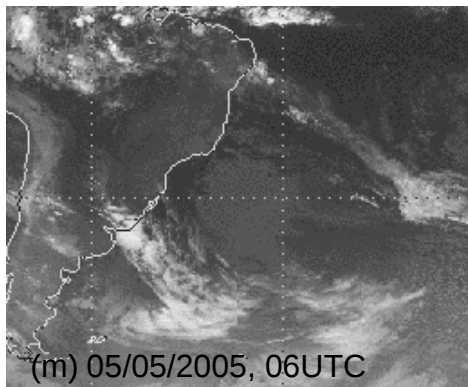
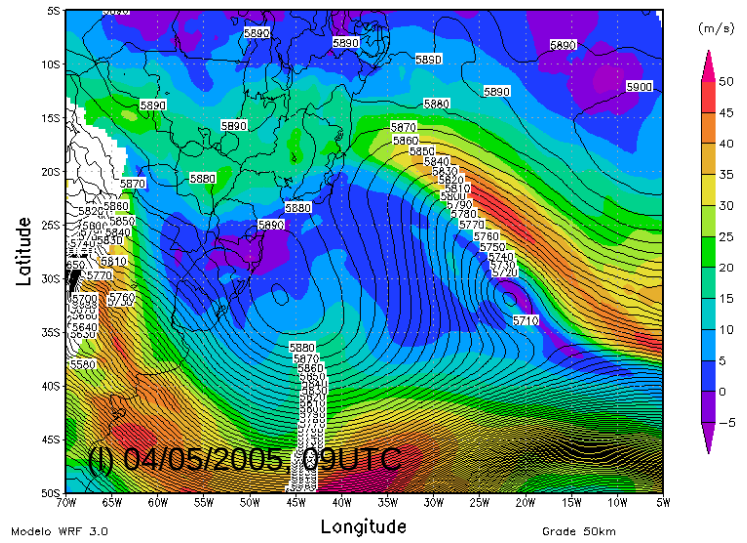
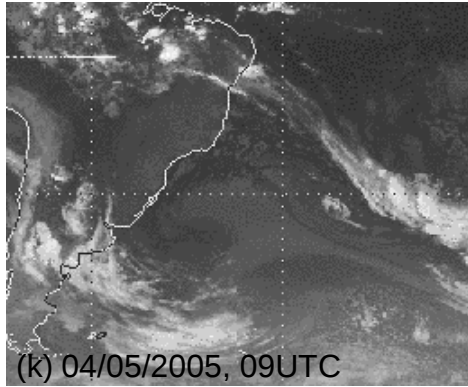


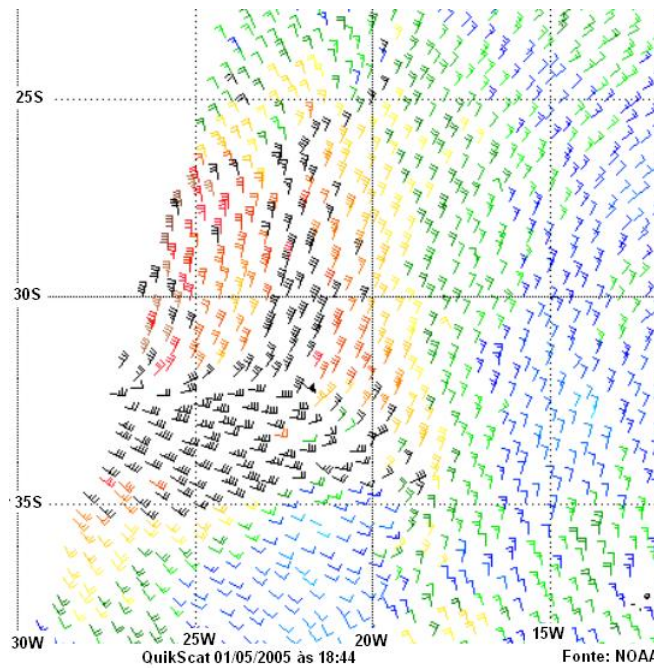
Figura 26 – Continuação.

Na Fig.27 são mostrados os campos de ventos medidos a 10m de altura no oceano pelo escaterômetro *SeaWinds* (a bordo do satélite QuikSCAT) e os campos de ventos simulados, usando o modelo WRF3.0 com grade de 50km de espaçamento horizontal entre os pontos de grade. Ainda, os horários dos campos simulados foram os mais próximos daqueles das imagens de satélite. A defasagem temporal variou entre alguns minutos até próximo de 2 horas. Também neste caso, a grade foi ajustada de maneira a ficar compatível com a área mostrada pelo pelos ventos do QuikSCAT, para todos os horários. Ao analisar a Fig.27, as intensidades dos ventos registradas pelo QuikSCAT foram maiores que as simuladas pelo modelo WRF3.0, perto do centro da baixa desprendida e na direção das bordas da baixa.

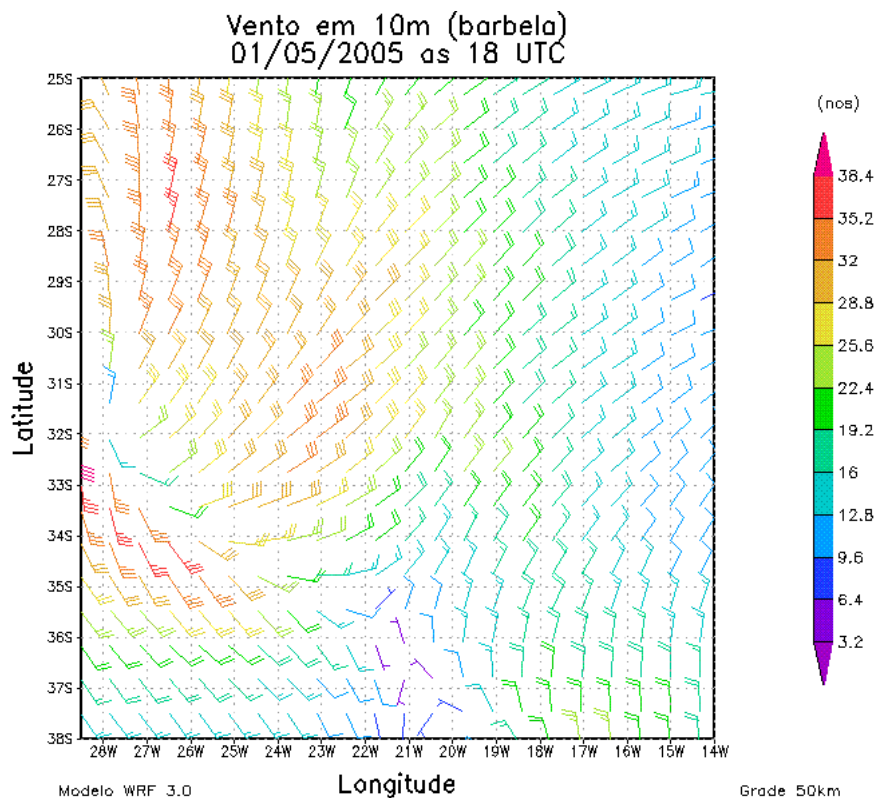
Nos dias 1 e 2 de maio (Fig.27a-27d), foram observados os maiores valores de velocidade. O sensor a bordo do satélite QuikSCAT mediu valores máximos de 50 nós (Fig.27a, 27c), especialmente no dia 2, quando o processo de desprendimento da baixa pressão tem início. Os valores simulados pelo modelo também foram intensos, mas inferiores em aproximadamente 10 nós (Fig.27b,27d).

Nos dias 3 e 4 de maio, quando a baixa pressão encontra-se desprendida do ciclone extratropical, o modelo começou a subestimar as velocidades, principalmente nas proximidades do centro da baixa. No dia 3, os valores medidos pelo sensor a bordo do satélite QuikSCAT, nas proximidades do centro da baixa desprendida, foram em torno de 30 nós (Fig.27e,27g). Comparando-se estes valores aos simulados, observa-se que estes últimos subestimaram os ventos em aproximadamente a metade, pois os valores mostrados foram de 15 nós (Fig.27f, 27h). Longe do centro, as diferenças entre os valores medidos e simulados diminuiu bastante, em torno de 5 nós ou menos.

No dia 5, quando a baixa desprendida entra em processo de dissipação, nas proximidades do centro, os valores simulados continuaram sendo inferiores em, pelo menos, a metade dos valores observados (20 nós, Fig.27i), enquanto que em direção às bordas do sistema os valores simulados se aproximam dos observados. A partir do dia 6 (Fig.27m, 27n) os valores de intensidade do vento próximos do centro diminuem muito. Os valores medidos ficam em torno de 10-15 nós e os valores simulados ficam em torno de 5 nós. Nas bordas do sistema, os valores medidos e observados ficam em torno de 10 a 15 nós.

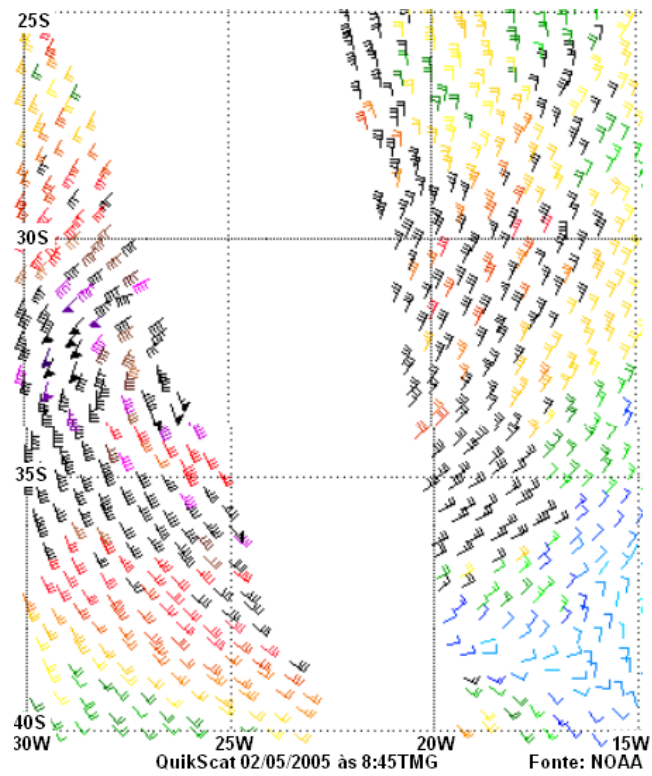


(a) Vento (QuikSCAT) 01/05/2005, 18:44UTC.

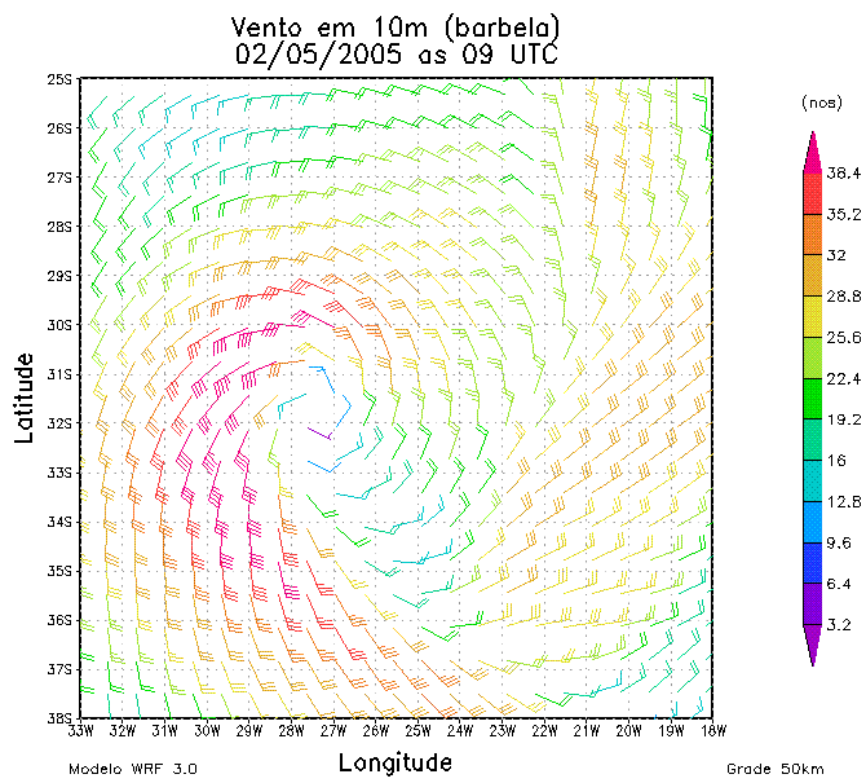


(b) Vento (WRF3.0) 01/05/2005, 18:00UTC

Figura 27 - Campos de vento horizontal (em nós) a 10m de altura medidos pelo escaterômetro SeaWinds (a bordo do satélite QuikSCAT) e simulados pelo modelo WRF. O período compreende os dias 01 a 06 de maio de 2005. O horário está indicado nas figuras.

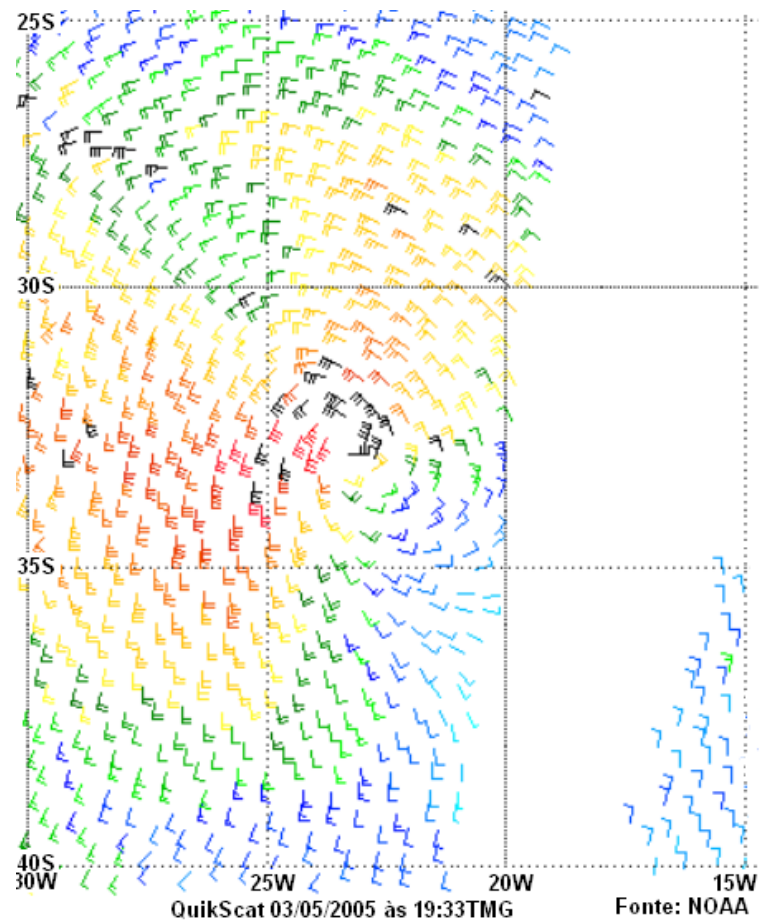


(c) Vento (QuikSCAT) 02/05/2005, 08:45UTC.

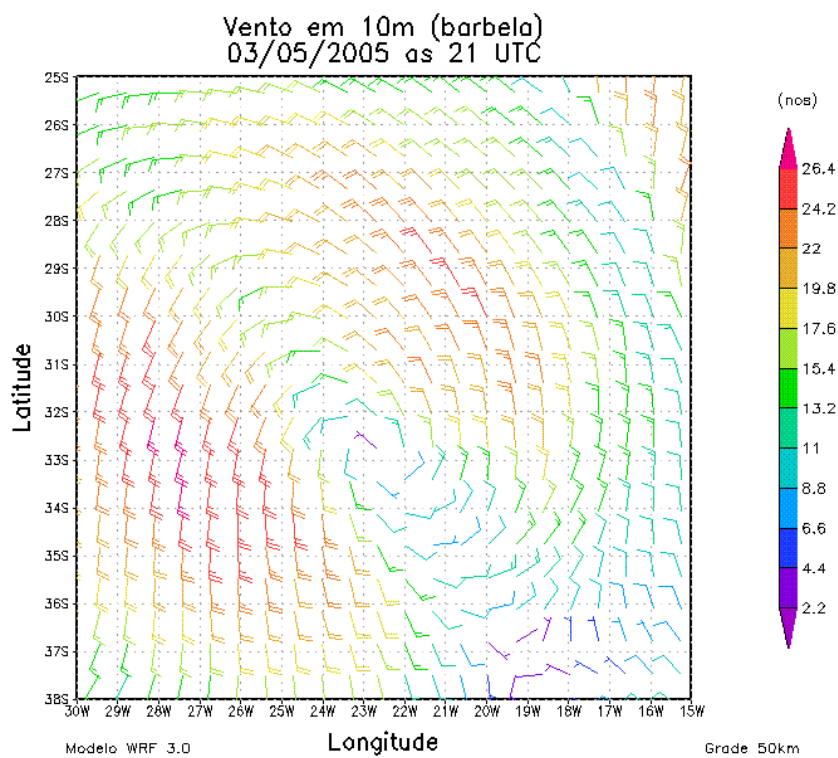


(d) Vento (WRF3.0) 02/05/2005, 09:00UTC.

Figura 27 – Continuação.

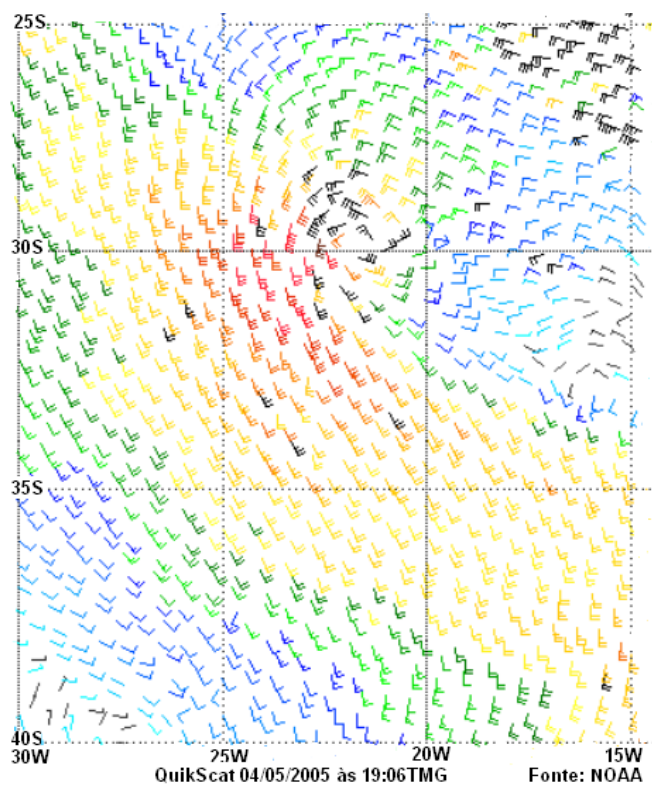


(e) Vento (QuikSCAT) 03/05/2005, 19:33UTC.

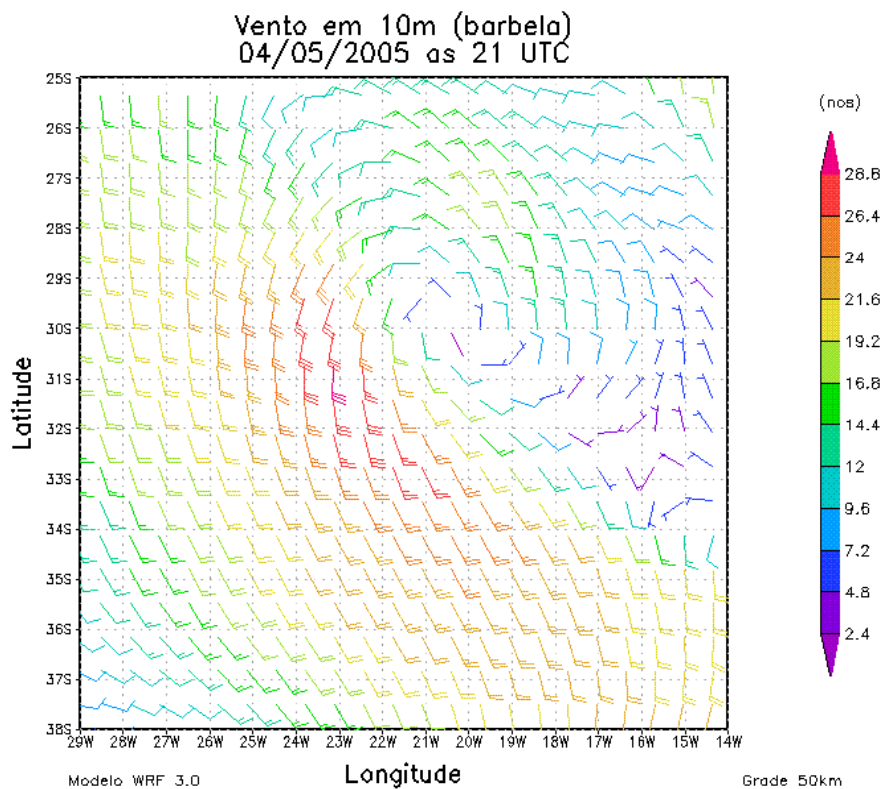


(f) Vento (WRF3.0) 03/05/2005, 21:00UTC.

(g) Figura 27 – Continuação.

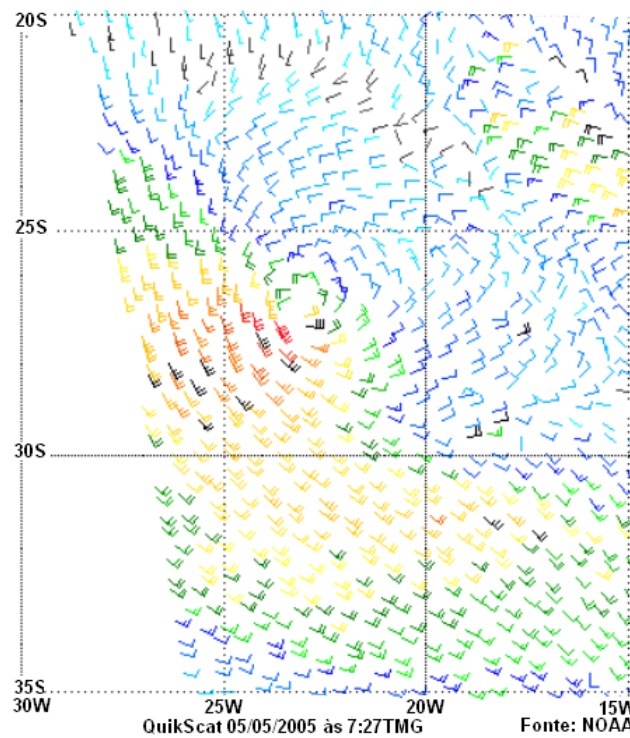


(h) Vento (QuikSCAT) 04/05/2005, 19:06UTC.

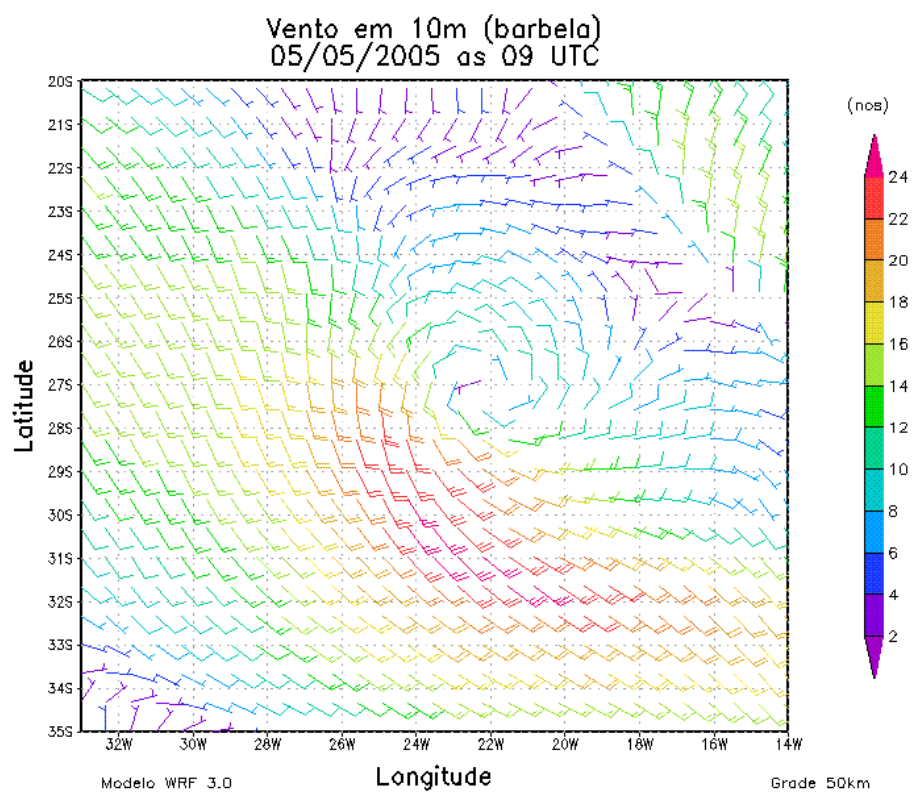


(i) Vento (WRF3.0) 04/05/2005, 21:00UTC.

Figura 27 – Continuação.

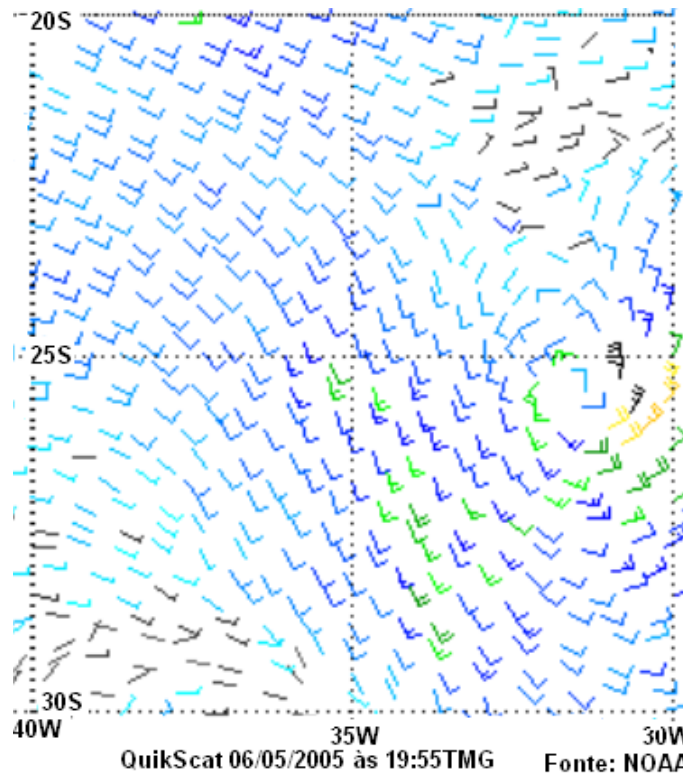


(j) Vento (QuikScat) 05/05/2005, 07:27UTC.

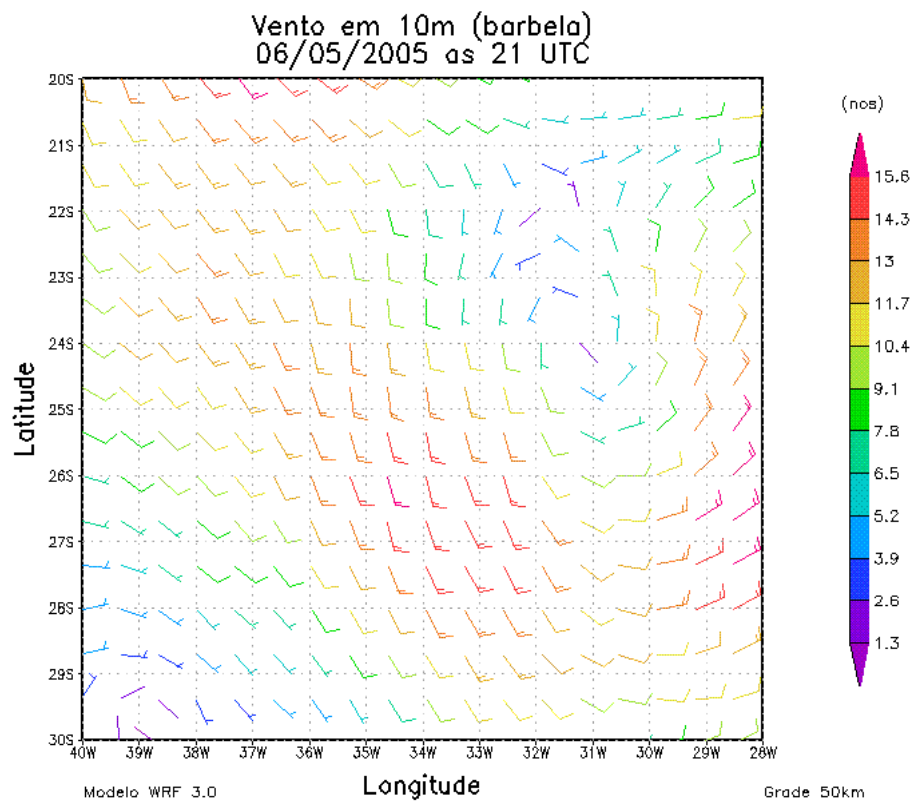


(k) Vento (WRF3.0) 05/05/2005, 09:00UTC.

Figura 27 – Continuação.



(l) Vento (QuikSCAT) 06/05/2005, 19:55UTC.



(m) Vento (WRF3.0) 06/05/2005, 21:00UTC.

Figura 27 – Continuação.

Na Fig. 28 são mostradas as linhas de corrente e a magnitude do vento (m/s), em 200hPa. Nos níveis mais elevados da troposfera, em latitudes médias, ocorreram os máximos valores de intensidade dos ventos de oeste, formando o chamado jato subtropical. Se houver bifurcação deste jato em dois ramos (REX, 1950a,1950b) sobre uma extensão de, pelo menos, 25° de longitude (VAN LOON, 1956) considera-se que esteja acontecendo uma situação de bloqueio atmosférico. Desde 00UTC do dia 01/05/2005 (Fig.28a) até 12UTC do dia 05/05/2005 (Fig.28j), observa-se tal configuração no escoamento de altos níveis.

No dia 1 de maio de 2005 (Fig.28a, 28b), nota-se um jato de vento máximo (em cores, escala em m/s), no sudeste do Brasil em torno da latitude 23°S e longitudes 43°W (costa do Rio de Janeiro, ramo superior do jato bifurcado), se estendendo sobre o Oceano Atlântico e outro ramo de máxima intensidade (ramo inferior, perto de 50°S de latitude). Foi na região limitada por estes máximos de ventos que ocorreu o desprendimento do sistema de baixa pressão analisada neste caso de estudo. Comparando-se as intensidades dos ventos em 200hPa deste caso com os observados na região em que a baixa desprendida que se transformou no furacão Catarina ocorreu, nota-se que os ventos em 200hPa estavam semelhantes, com valores entre 5 e 10m/s. Uma diferença marcante diz respeito à extensão horizontal destes baixos valores no cavado que, no presente caso, é muito menor, em relação ao caso furacão Catarina. Na fase baixa desprendida do Catarina, os baixos valores de velocidade se estendiam sobre toda a largura do cavado, que era de 15-20° (Fig. 21g-21j). Na fase de baixa desprendida do presente caso, a largura do cavado foi semelhante (15-20° de extensão horizontal), mas os baixos valores estavam limitados a uma estreita faixa, localizada na borda oeste do cavado, como mostram as Fig. 28c-28h. No seguimento, a baixa desprendida entrou em fase de dissipação e a amplitude do cavado diminuiu (Fig.28i,28j). Após, a configuração do escoamento se modificou, como mostram as Fig.28k -28l.

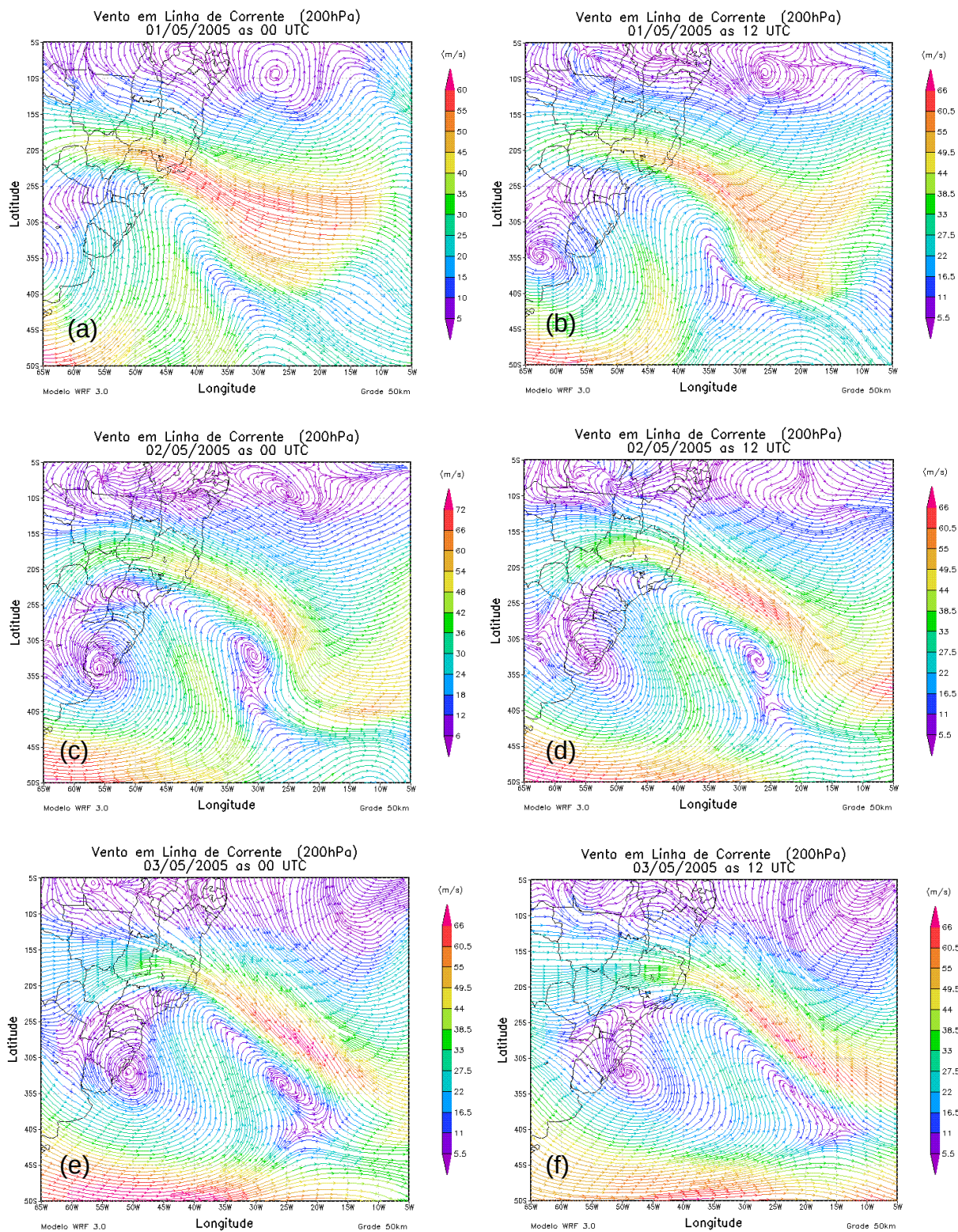


Figura 28 – Linhas de corrente e magnitude do vento horizontal em 200hPa no período de 01 a 06 de maio de 2005, a cada 12 horas.

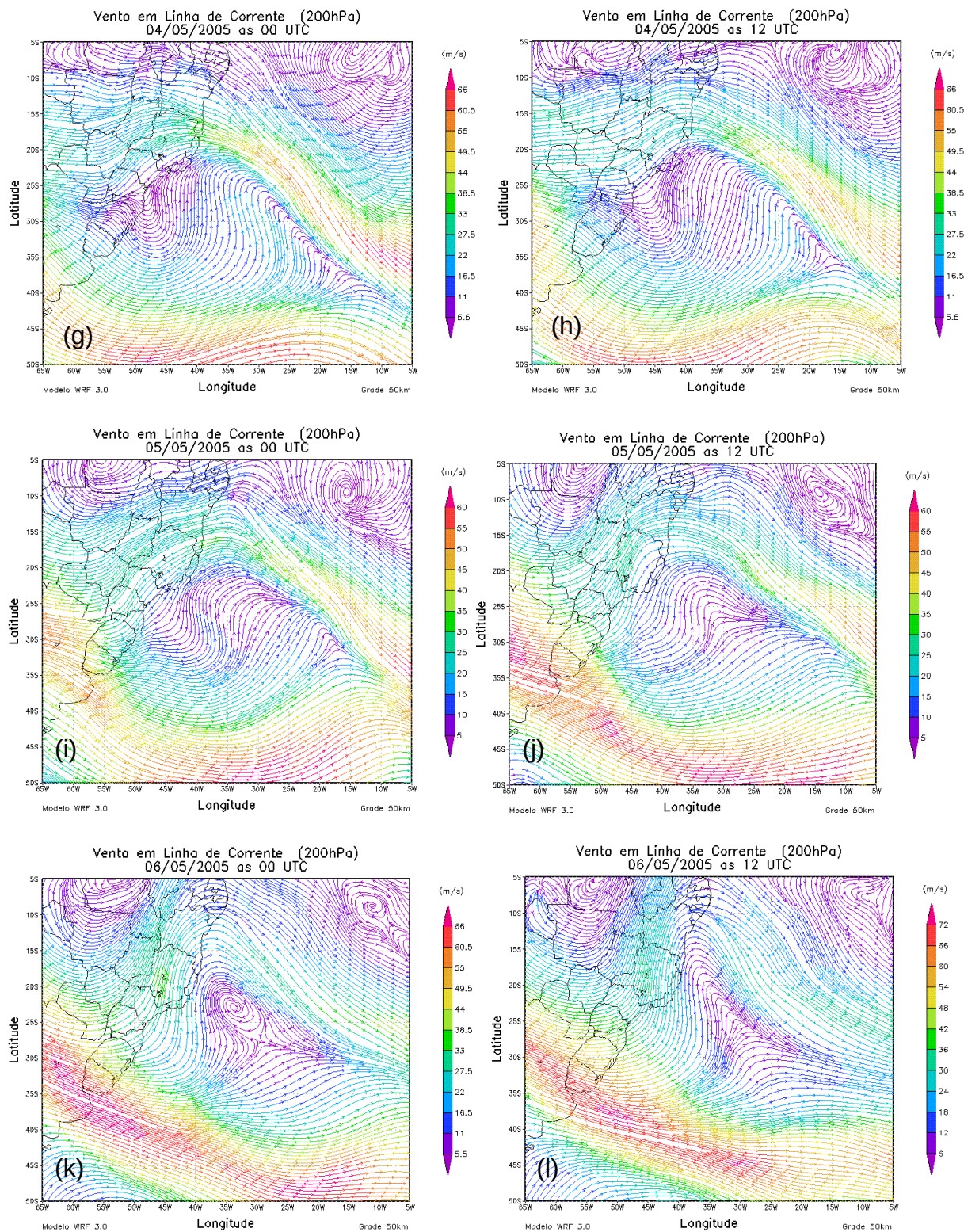


Figura 28 – Continuação.

Associado ao escoamento de altos níveis, discutido acima, mostra-se na Fig.29, o escoamento do ar no nível de 900hPa e na Fig.30, a umidade relativa na camada entre 950-700hPa e a TSM. Os retângulos que aparecem na Fig.30 indicam a região em que a baixa desprendida ocorreu. Nas Fig.29a-29h observa-se um escoamento proveniente de altas latitudes, cuja influência foi predominante na formação desta baixa desprendida. Seu deslocamento ocorreu sobre águas oceânicas com TSM inferiores a 25°C, onde a umidade relativa foi baixa na camada entre 950-700hPa (Fig.30a-30d). Este escoamento, portanto, contribuiu com aporte de ar frio e relativamente seco para a formação desta baixa desprendida.

Outro escoamento, desta vez proveniente de baixas latitudes, também colaborou para a formação deste caso, desde o início (Fig.30a-30e). Entretanto, deixou de ser influente já a partir da metade do segundo dia do desprendimento da baixa, no dia 3 (Fig.30f). Este escoamento, antes de chegar na região onde a baixa desprendida estava localizada, se deslocou sobre águas oceânicas tropicais com TSM menores que aquelas observadas no caso furacão Catarina.

Note-se a elevada intensidade dos ventos em torno da baixa pressão nos dias 2 e 3, mostradas nas Fig.29c-29f. Particularmente, no dia 2 as velocidades atingiram quase 30m/s (Fig.29c,29d).

No dia 4 (Fig.29e,29f) a baixa desprendida foi alimentada sobremaneira com ar frio e mais seco (Fig.30d), proveniente de altas latitudes. Estas condições atmosféricas favoreceram a sua rápida dissipação (Fig. 29i-29l; Fig.30e-30f).

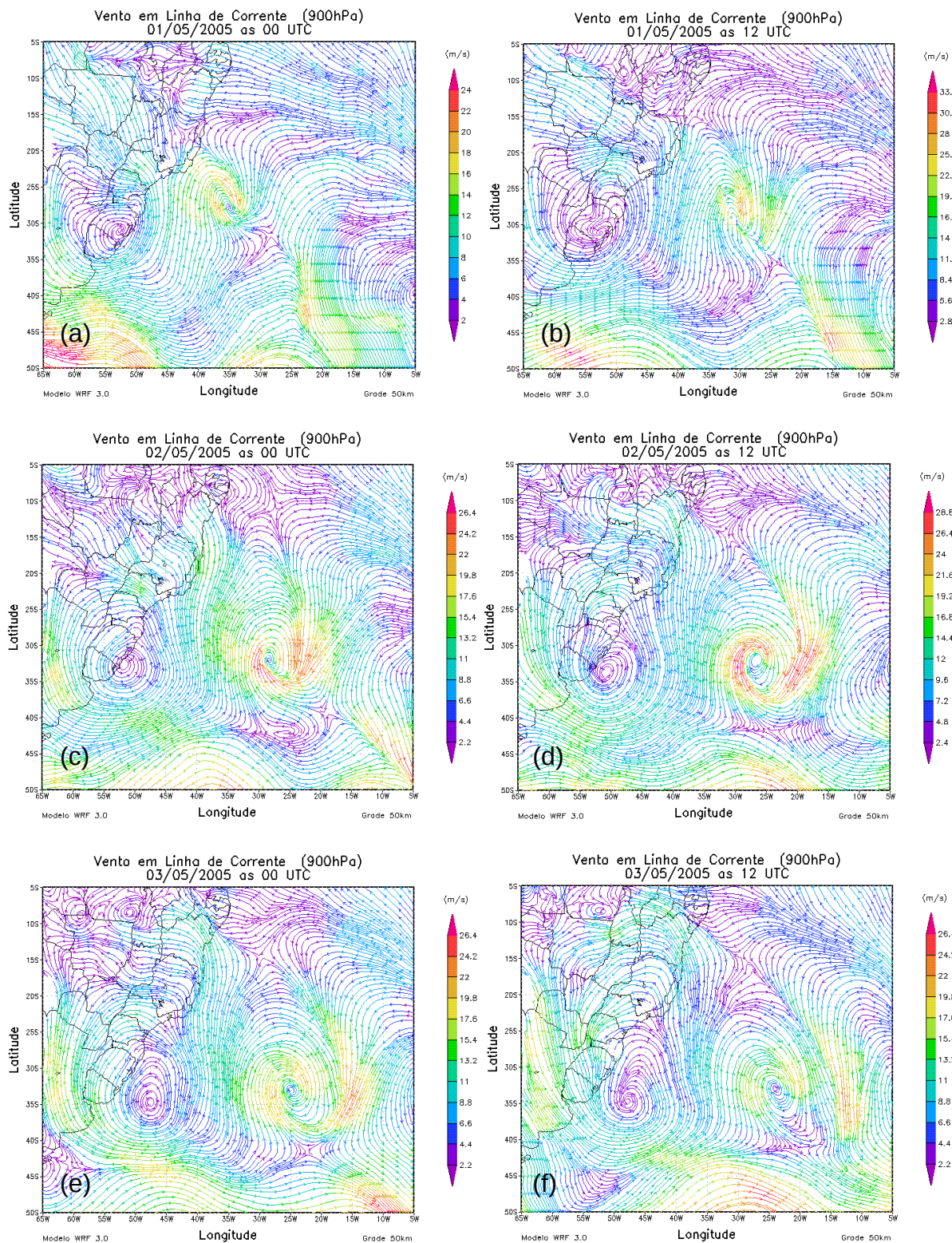


Figura 29 – Linhas de corrente e magnitude do vento horizontal em 900hPa no período de 01 a 06 de maio de 2005, a cada 12 horas.

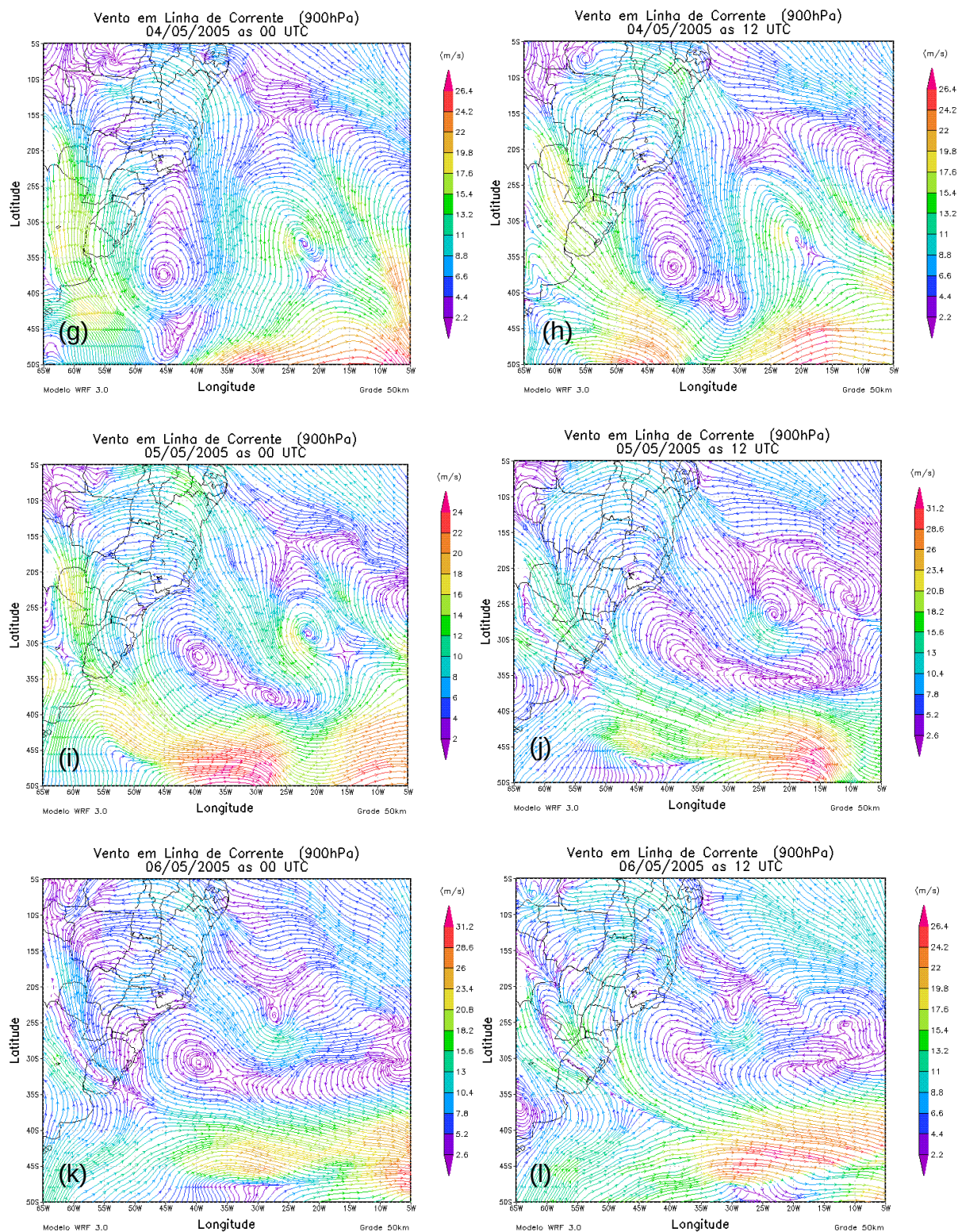
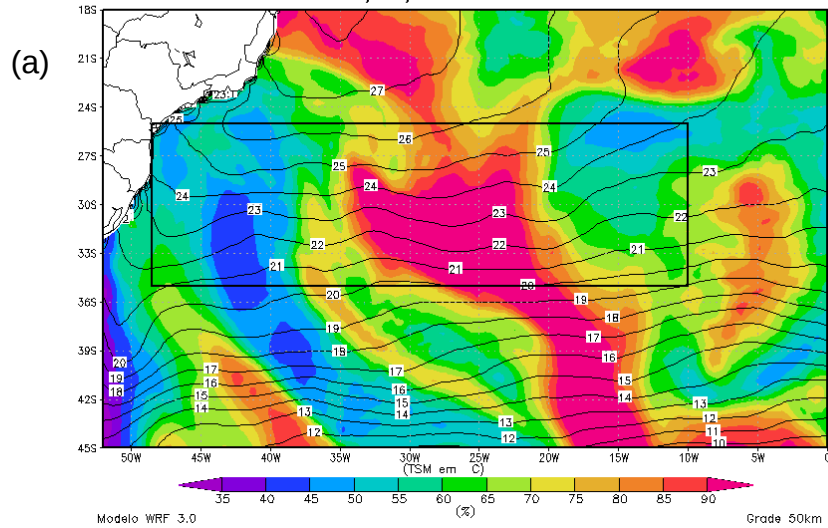


Figura 29 – Continuação.

Temperatura da Sup. do Mar e Umidade Rel. na camada de 950 a 700hPa
01/05/2005 as 12 UTC



Temperatura da Sup. do Mar e Umidade Rel. na camada de 950 a 700hPa
02/05/2005 as 12 UTC

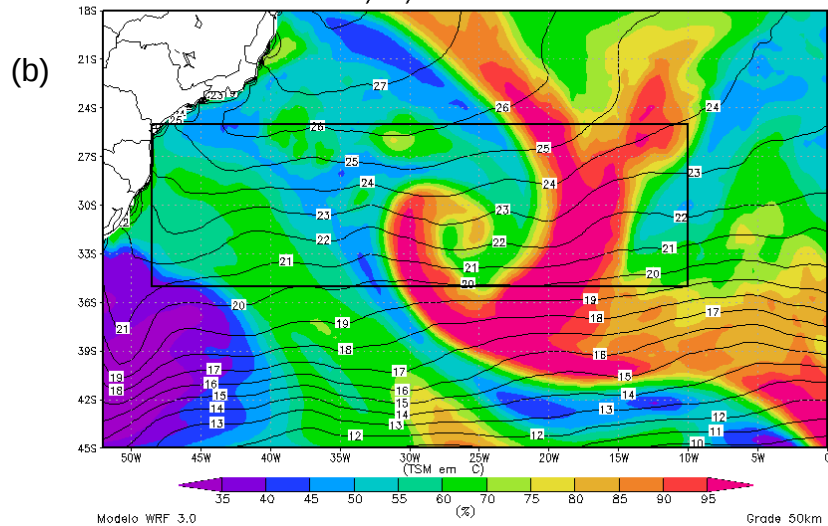
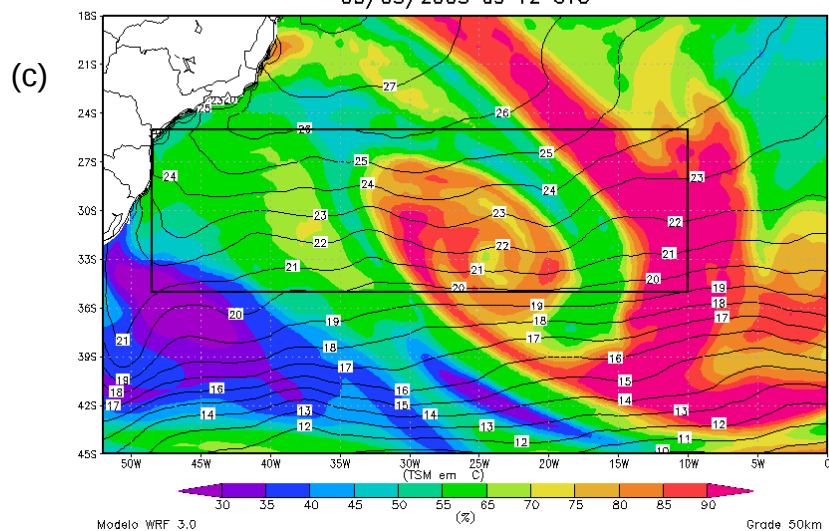
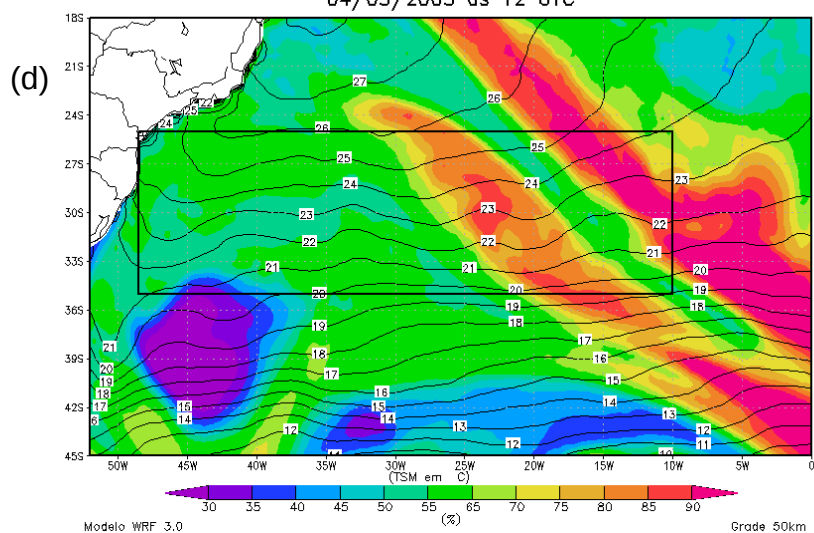


Figura 30 - Umidade relativa na camada de 950 a 700hPa (% , hachurado) e temperatura da superfície do mar (°C, linha contínua) para período compreendido entre os dias 1 e 6 de maio de 2005. O retângulo indica a região de ocorrência da baixa desprendida deste caso de estudo. O horário está indicado nas figuras.

Temperatura da Sup. do Mar e Umidade Rel. na camada de 950 a 700hPa
03/05/2005 as 12 UTC



Temperatura da Sup. do Mar e Umidade Rel. na camada de 950 a 700hPa
04/05/2005 as 12 UTC



Temperatura da Sup. do Mar e Umidade Rel. na camada de 950 a 700hPa
05/05/2005 as 12 UTC

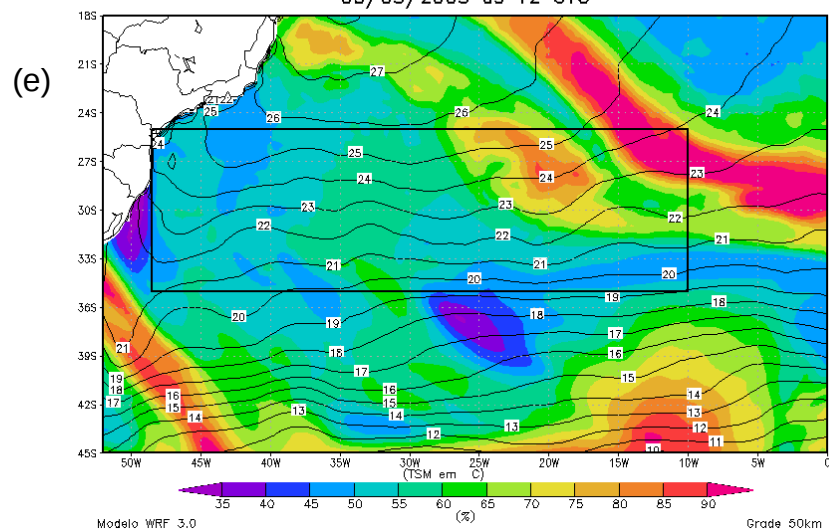


Figura 30 – Continuação.

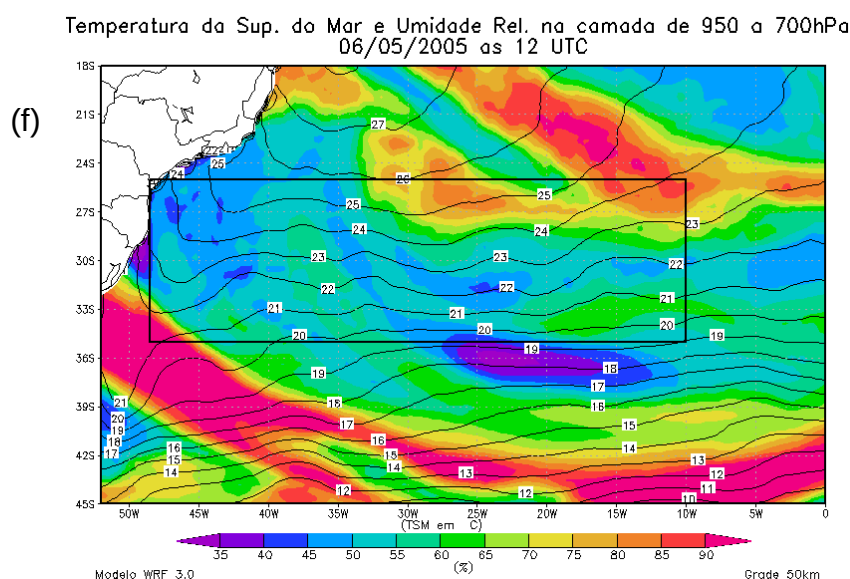


Figura 30 – Continuação.

A Fig.31 mostra os campos de pressão ao n.m.m. (PNMM) e de vorticidade relativa no nível 900hPa (V900), para o período de 01 a 06 de maio de 2005. Este caso foi o que apresentou os menores valores de PNMM e de V900, tanto associados ao ciclone extratropical quanto à baixa desprendida.

Um centro de baixa pressão em superfície de 1008hPa, associado ao ciclone extratropical, foi observado no dia 1 de maio (Fig.31a). Esta baixa se intensificou rapidamente, pois atingiu o valor de 993hPa no dia 2 (Fig.31b,31c), quando a vorticidade relativa ciclônica atingiu o máximo valor. Os gradientes horizontais de pressão estavam muito fortes neste dia, que explicam os ventos fortes citados anteriormente. No dia 3 (Fig.31d,31e) os valores de pressão continuaram baixos (mínimo de 996hPa) e com ainda fortes gradientes horizontais de pressão. No dia 4 (Fig.31f,31g) a PNMM aumentou gradativamente (valor mínimo de 1009hPa).

Observou-se um deslocamento para leste do centro da baixa desprendida, considerando desde o início de sua formação, de aproximadamente 4°. A partir do dia 5 (Fig.30h) a baixa entra em processo de dissipação. Os gradientes de pressão diminuem bastante. No dia 6 (Fig.30i), os campos de PNMM e V900 já se encontram totalmente modificados.

Este foi o caso que apresentou, na fase de baixa desprendida, os menores valores de PNMM e maiores valores de vorticidade ciclônica em 900hPa, comparando-se com os resultados obtidos no início da formação das baixas desprendidas dos casos 1 e do Catarina. No caso1 este aspecto foi melhor simulado, pois o centro da baixa pressão nível do mar, ficou em torno de 996hPa (Fig. 31d) e no Catarina de 1006hPa (Fig.19e).

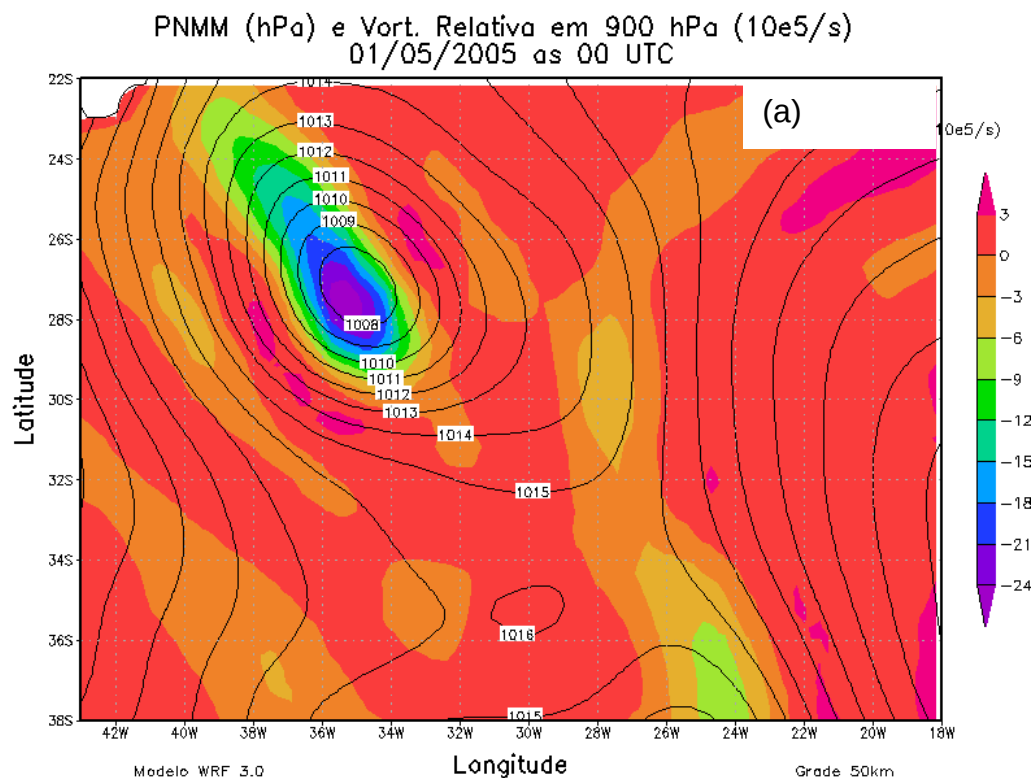


Figura 31 - Campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) e de vorticidade relativa ($\times 10^{-5} s^{-1}$) em 900hPa, para o período de 01 a 06 de maio de 2005. O horário está indicado nas figuras.

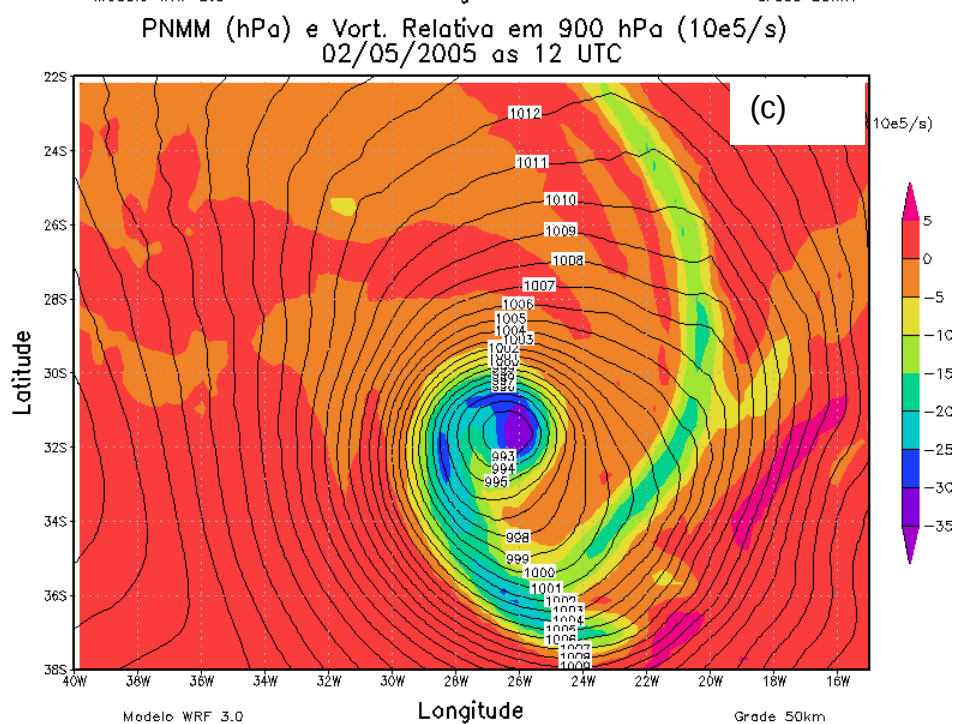
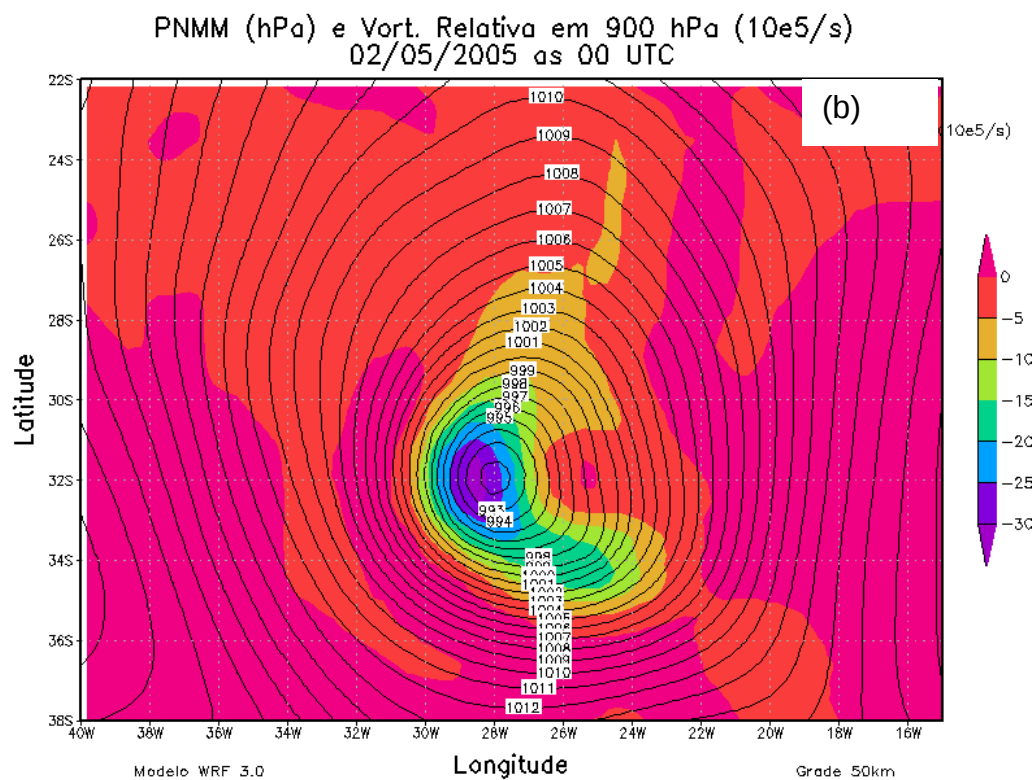


Figura 31 – Continuação.

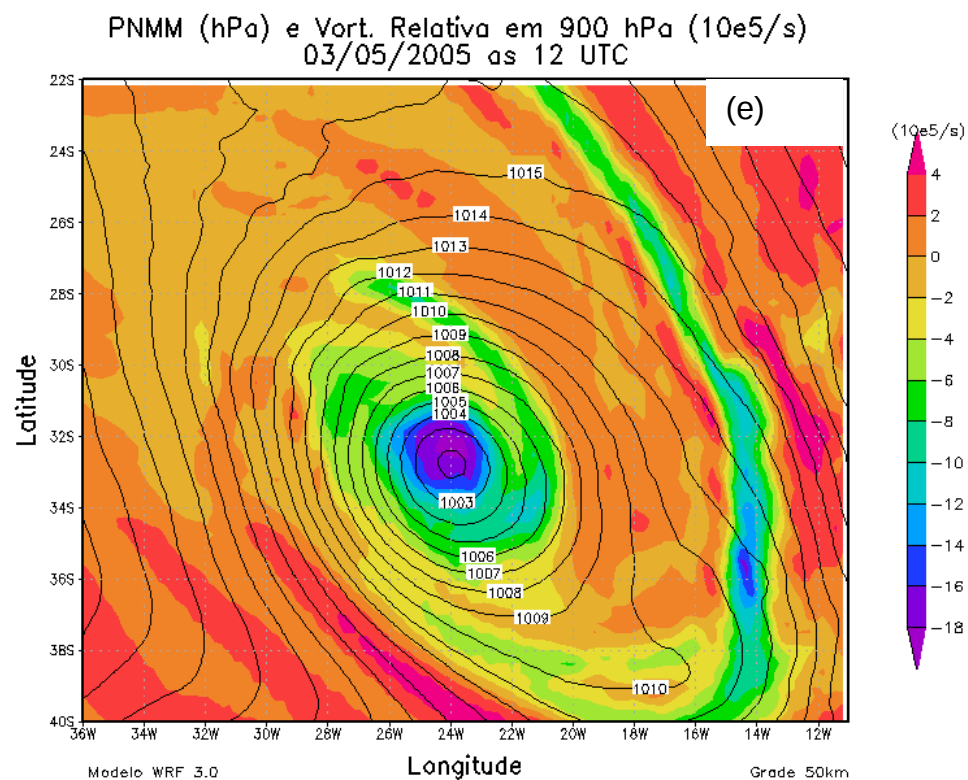
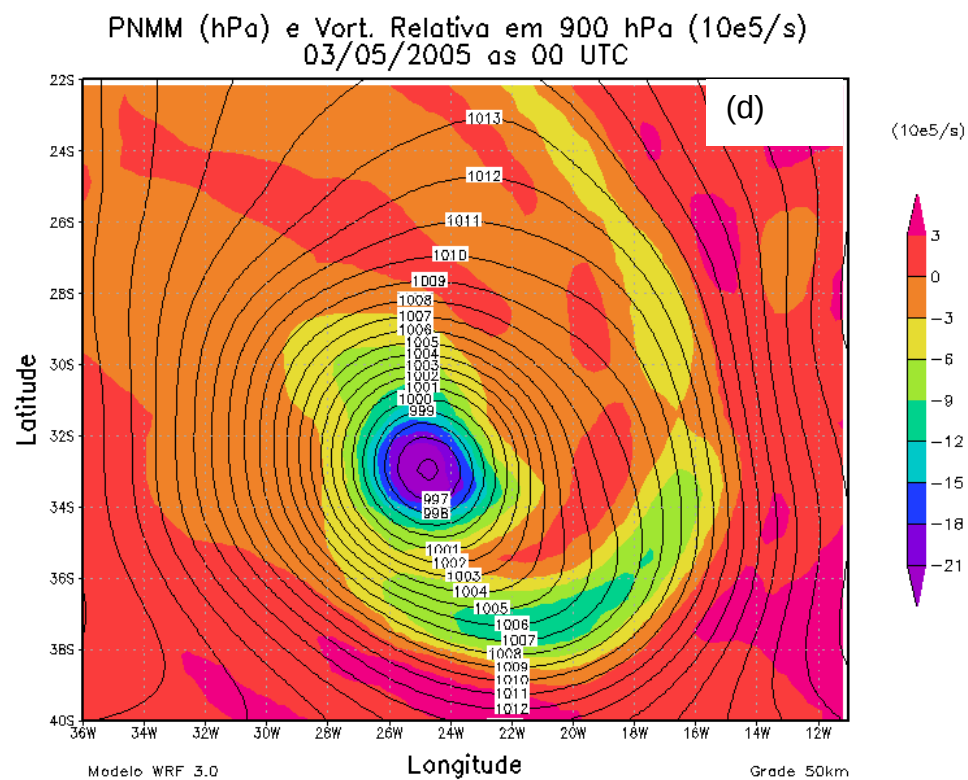


Figura 31 – Continuação.

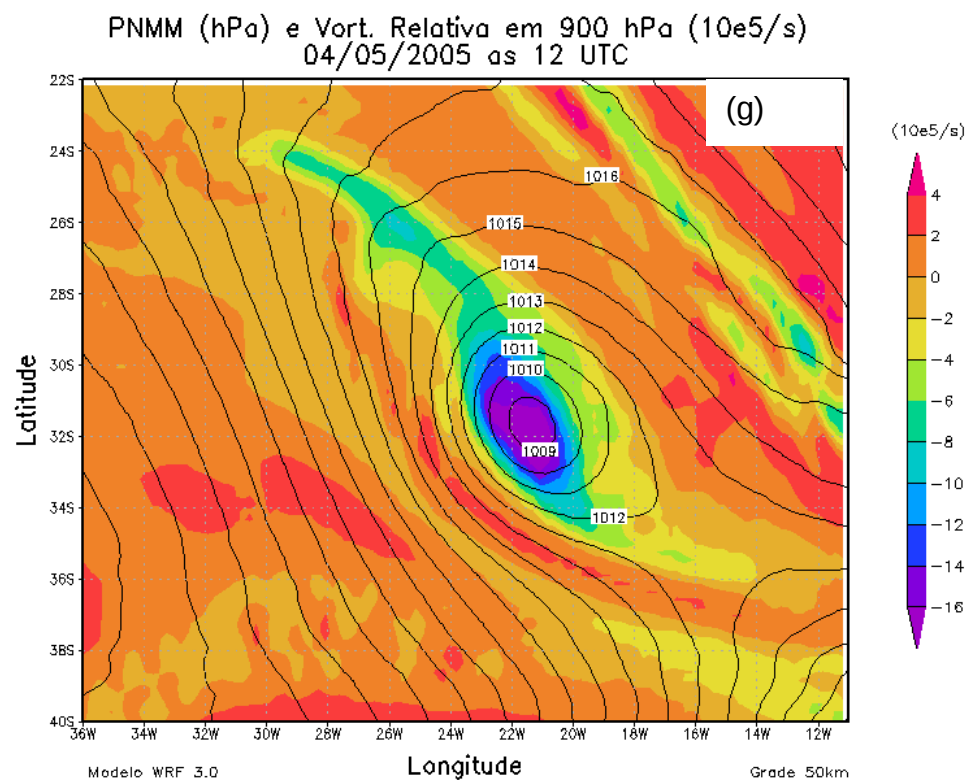
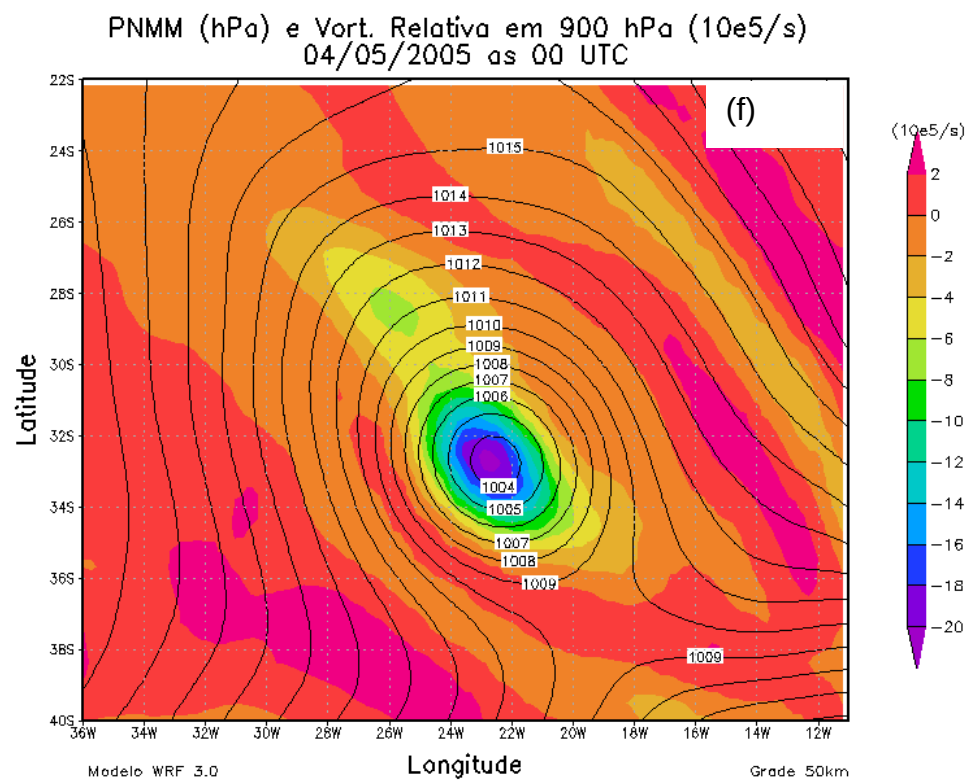


Figura 31 – Continuação.

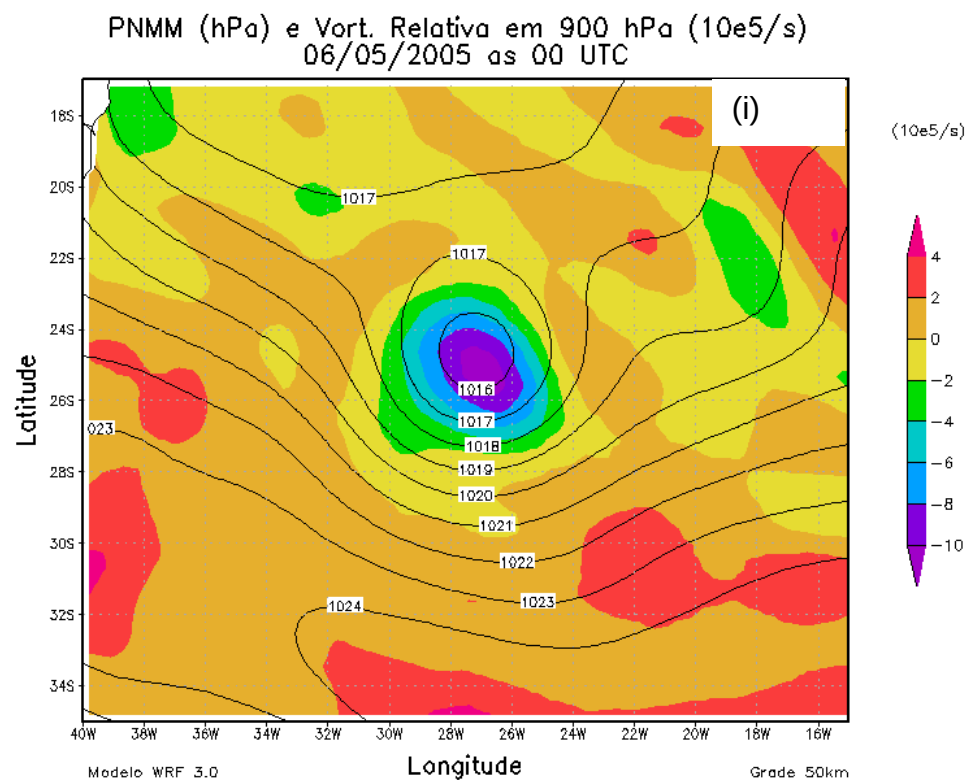
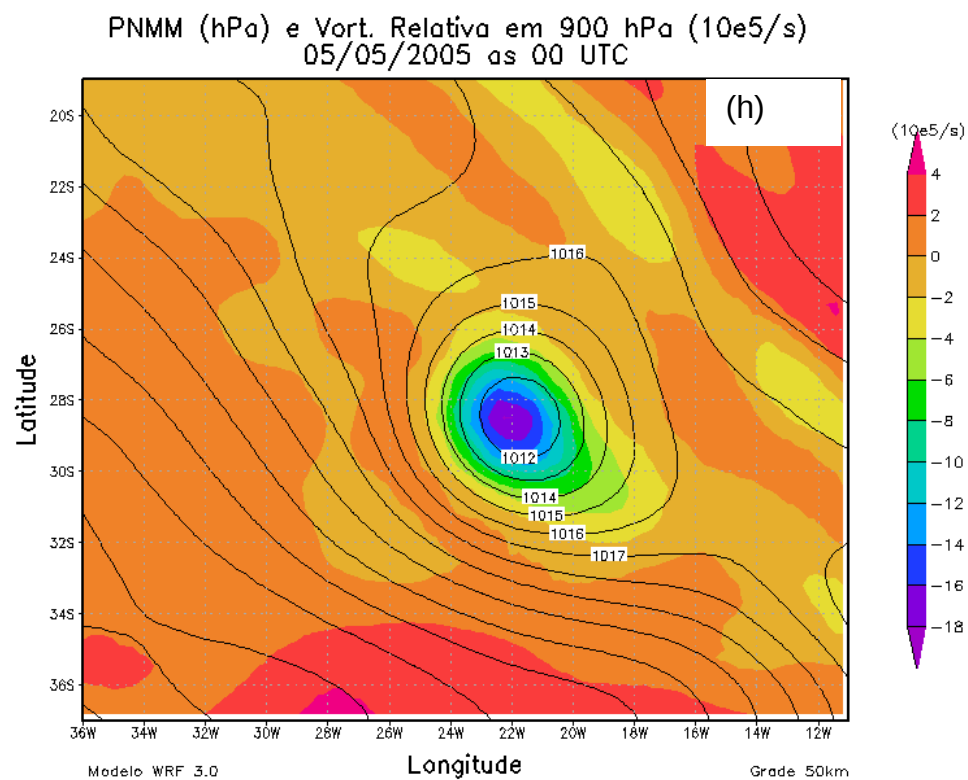


Figura 31 – Continuação.

Na Fig.32 são mostradas secções verticais de vento horizontal e vorticidade relativa. As latitudes para as quais estas figuras foram geradas correspondem àquelas em que foram observados os mínimos de PNMM mostrados na Fig.31. O comprimento do vetor é proporcional à intensidade dos ventos. As secções foram feitas desde 1000hPa até 100hPa. Os limites longitudinais das figuras constantes na Fig.32 são diferentes, porque optou-se por deixar os mínimos de vorticidade centralizados em cada uma delas.

No dia 1 (Fig.32a), nota-se um núcleo, próximo à superfície, de $-21 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ de vorticidade na longitude 35°W , com máximo de $-24 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ entre os níveis de 950 a 900hPa. Os ventos de noroeste em altos níveis estavam fortes, com velocidades superiores a 40m/s. Entre os níveis de 200-300hPa, aproximadamente, observa-se outro núcleo de vorticidade negativa (com máximo de $-15 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) e inclinado com a altura a oeste, relativamente ao núcleo de baixos níveis mencionado, centrado em 39°W . Este máximo de vorticidade ciclônica se deslocou para leste e se alinhou com a região de máximos vorticidade perto da superfície (Fig.32b), formando uma coluna de valores elevados de vorticidade ciclônica. Esta coluna se manteve com valores superiores a $-15 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ e com núcleos de valores máximos localizados em altos e baixos níveis, até às 12UTC do dia 4 (Fig.32g). O início da fase de dissipação da baixa desprendida, no dia 5 (Fig.32h), foi caracterizado pelo desalinhamento para leste destas duas regiões de fortes valores de vorticidade ciclônica.

Durante todo o período de ocorrência da baixa desprendida, até o início de sua dissipação (Fig.32b-32h), os ventos horizontais na coluna de valores máximos de vorticidade ciclônica foram menores que os observados na vizinhança.

Nos níveis médios e baixos da atmosfera, nota-se que ventos de norte ocorreram no lado leste da baixa em superfície, principalmente na fase de formação (dia 2, Fig.32b,32c) e parte do dia 3 (Fig.32d). No lado oeste da baixa e nestes níveis, os ventos foram predominantemente de sudoeste. Como isto, a baixa desprendida foi transladada para leste, como pode ser visto analisando o posicionamento, em longitude, dos máximos de vorticidade ciclônica.

Ainda, analisando a direção dos ventos horizontais a leste e a oeste da coluna de valores máximos de vorticidade ciclônica discutida acima, observam-se dois padrões distintos: a oeste da baixa desprendida, os ventos são do quadrante sul e no lado leste da baixa desprendida, os ventos são do quadrante norte. Antes

da formação da baixa (Fig.32a) e na sua dissipação (Fig.32h,32i) os ventos apresentaram outra estrutura.

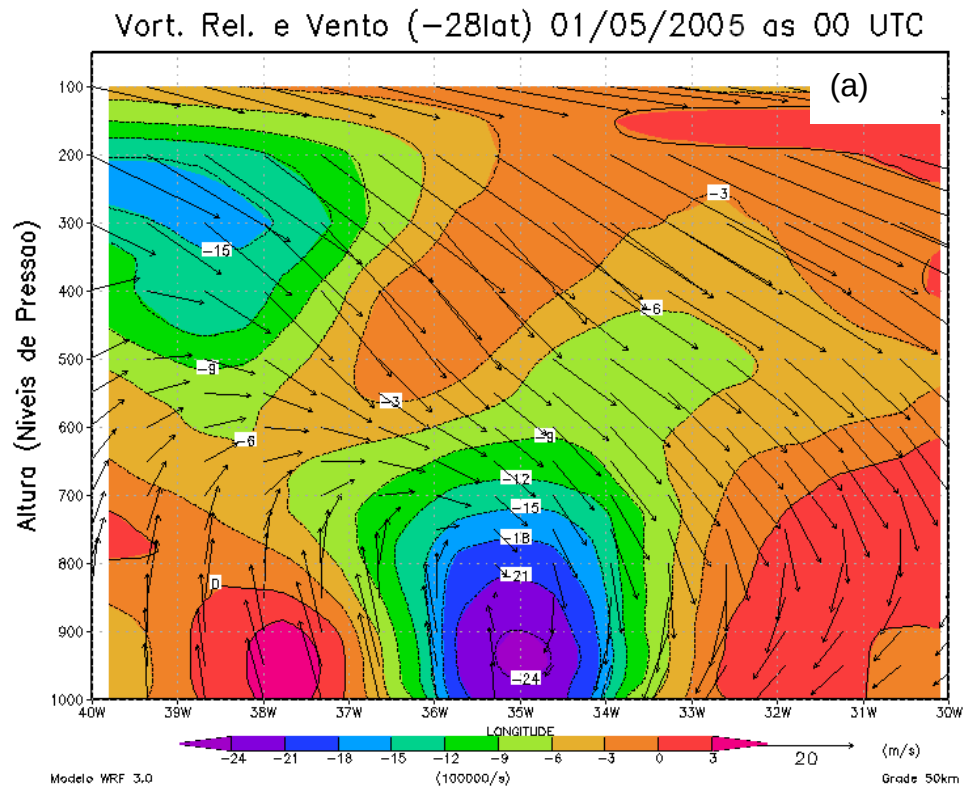
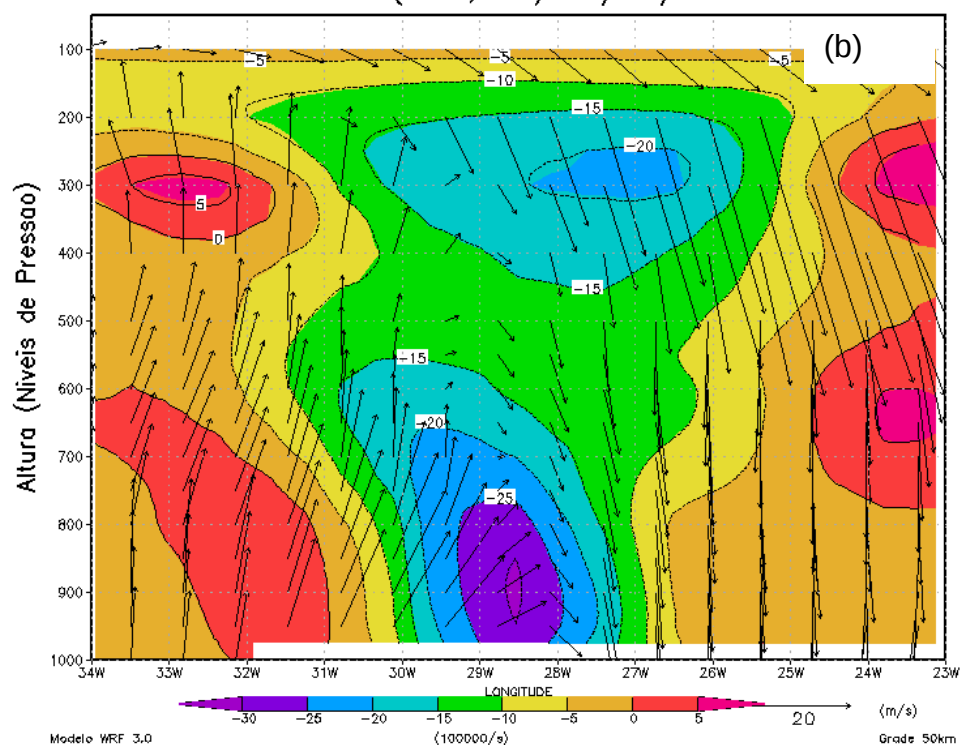


Figura 32 – Secção vertical de vorticidade relativa ($\times 10^{-5} s^{-1}$, hachurado) e vetor vento horizontal (m/s), de 1000 a 100hPa, para o período compreendido entre os dias 1 e 6 de maio de 2005. O valor da latitude e horário relativos a cada secção vertical estão indicados nas figuras.

Vort. Rel. e Vento (-31,5lat) 02/05/2005 as 00 UTC



Vort. Rel. e Vento (-32lat) 02/05/2004 as 12 UTC

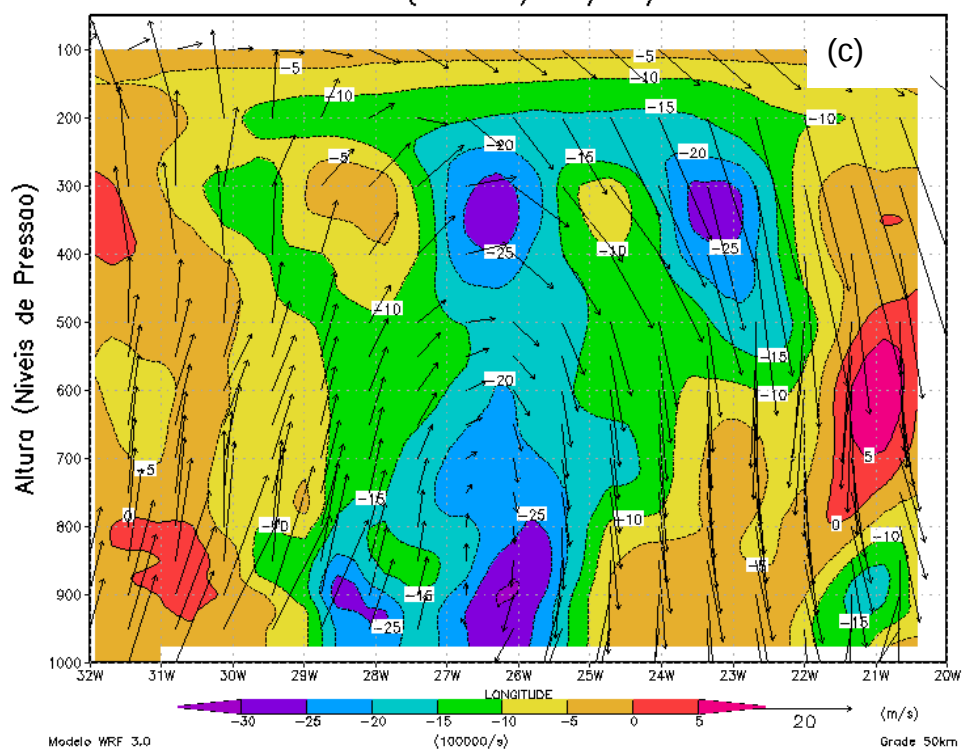


Figura 32 – Continuação.

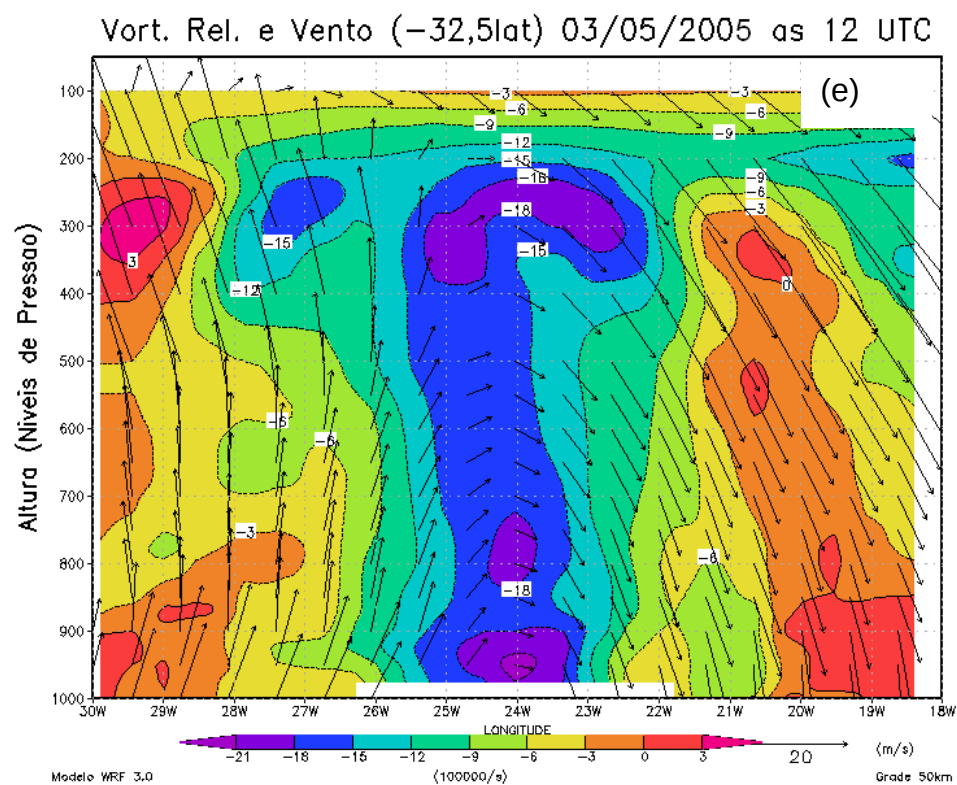
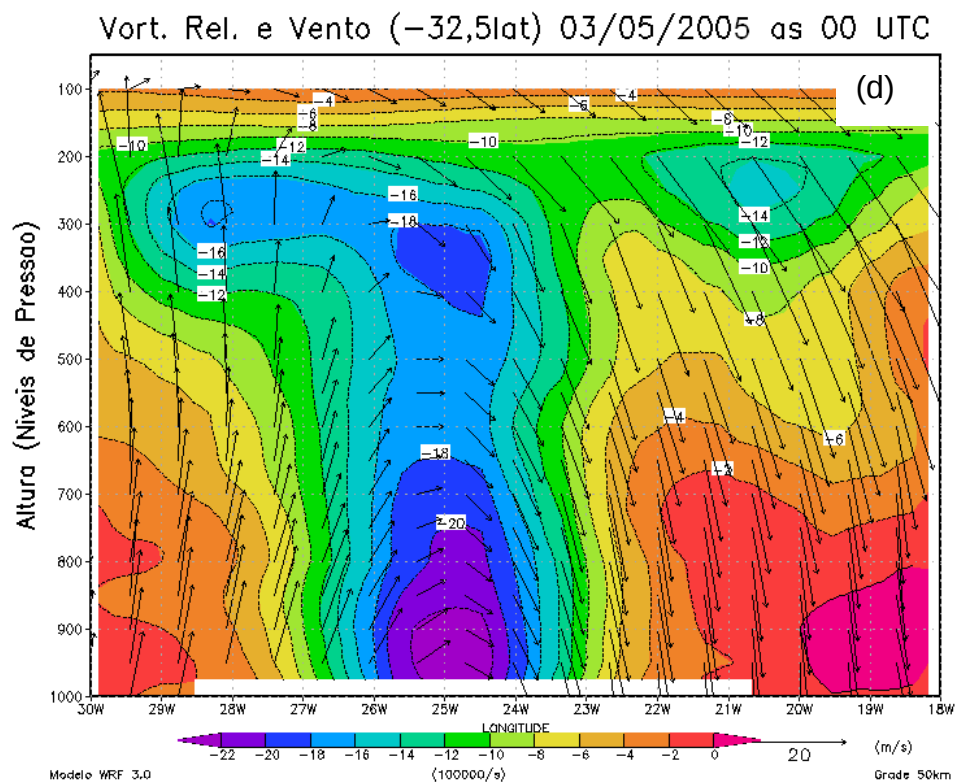


Figura 32 – Continuação.

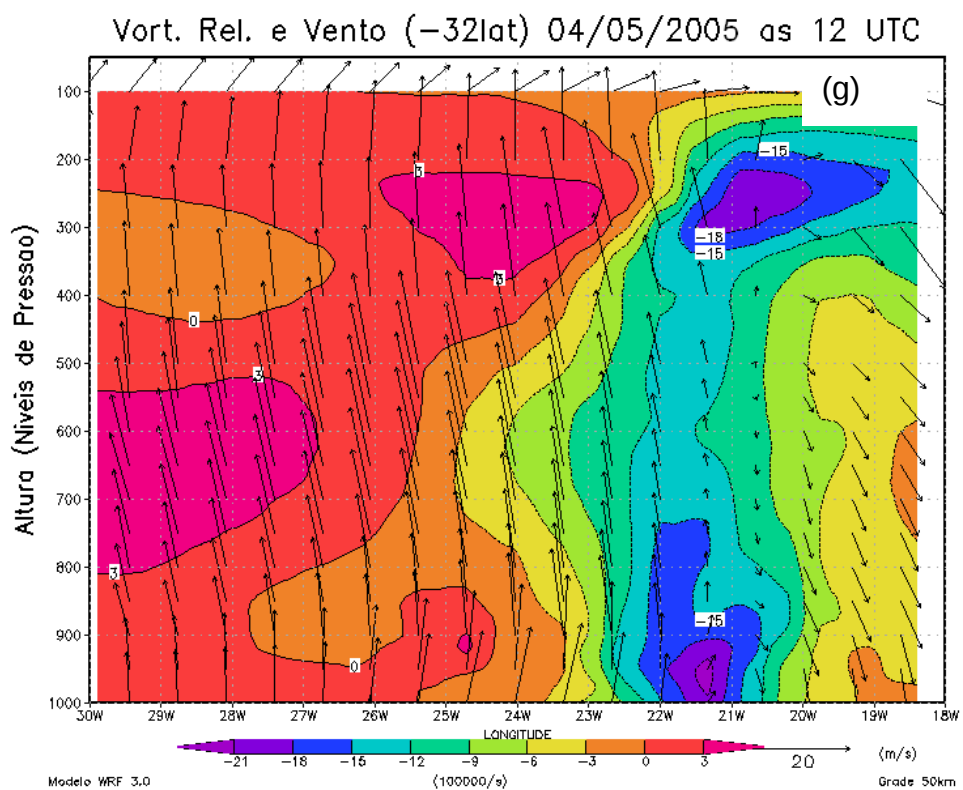
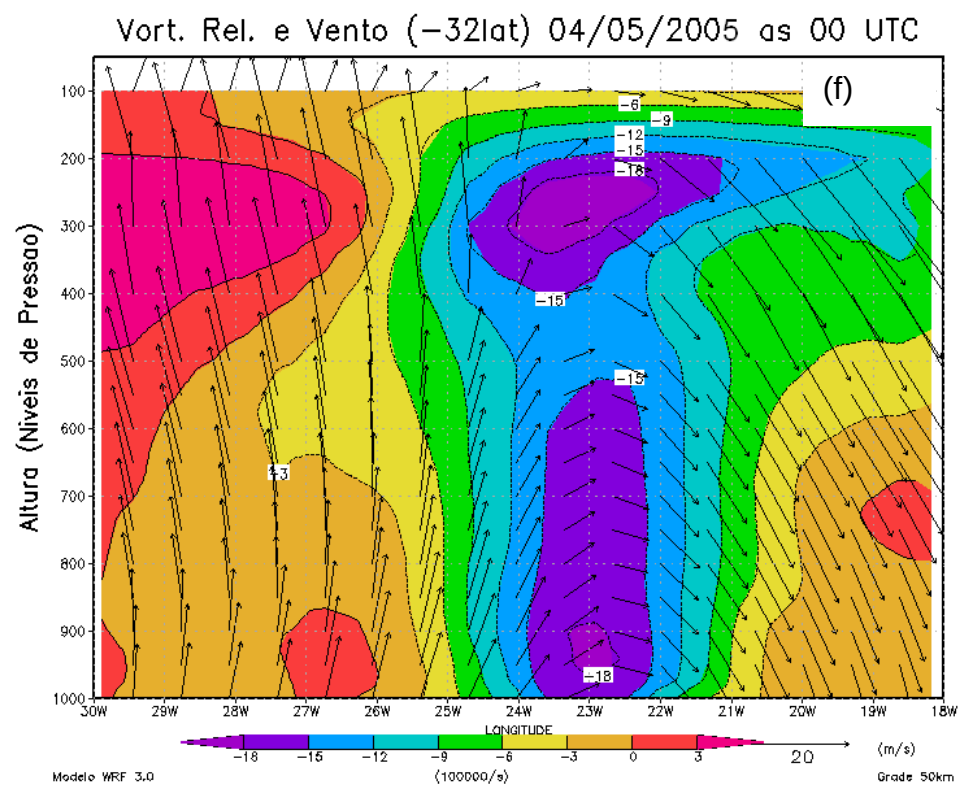


Figura 32 – Continuação.

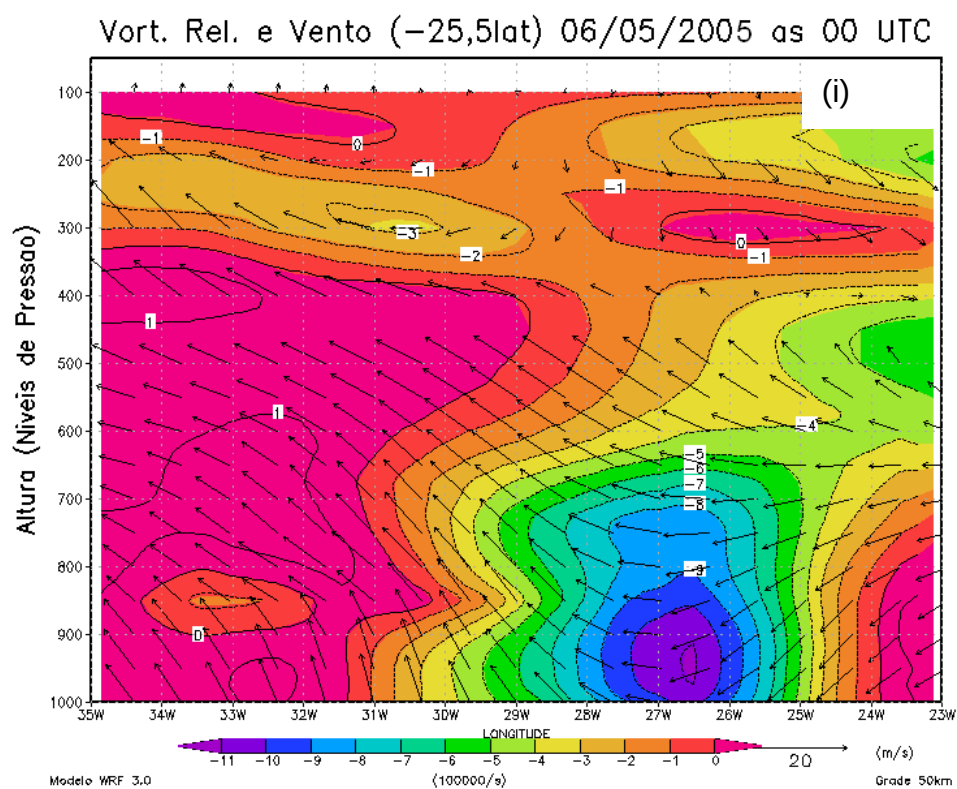
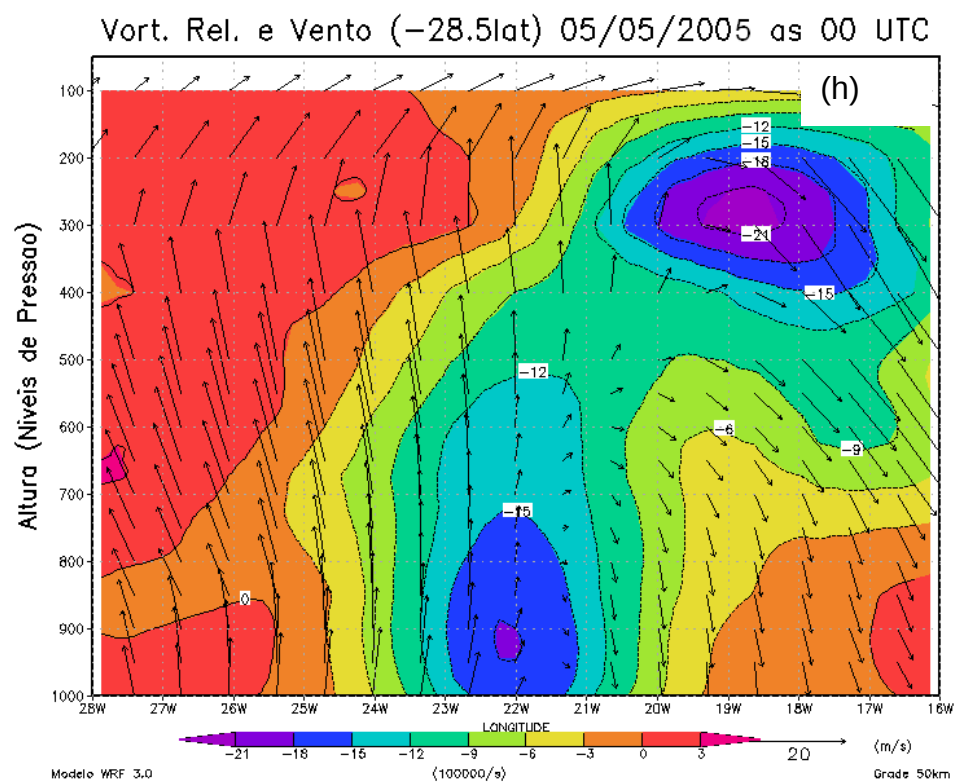


Figura 32 – Continuação.

4.2.2 CASO 2: 13 A 19 DE SETEMBRO DE 2008

As imagens de satélite mostradas na Fig.33 correspondem a recortes feitos nas imagens globais dos satélites geoestacionários GOES e MSG, para o período entre os dias 13 a 19 de setembro de 2008. Como no caso anterior, são também mostradas figuras que mostram a variação vertical do vento horizontal na camada entre 850-200hPa e a altura geopotencial em 500hPa.

No dia 13 de setembro (Fig.33a,33c,33d), observa-se a formação de um ciclone extratropical com centro de baixa pressão na costa sul do Uruguai, em torno da latitude de 40°S e longitude de 51°W. Nesta fase, os ventos praticamente mantiveram os mesmos valores de velocidades, na vertical, perto da baixa pressão (Fig.33b). Mas, ao sul da baixa, os ventos diminuíram em até 30m/s e, ao norte, aumentaram em até 60m/s. Quando a baixa pressão começou a desprender do ciclone extratropical (dia 14, Fig.33e,33f), foi observado o mínimo de altura geopotencial (5440mgp). Comparando-se com o caso furacão Catarina e com o caso maio 2005, em nenhum deles foram observados valores tão baixos de altura geopotencial em 500hPa.

Nos dias 15 (Fig.33g,33h) e 16 (Fig.33i,33j) a nebulosidade da baixa desprendida vai diminuindo gradativamente, dando a impressão de que o sistema entrou em fase de dissipação. Entretanto, no dia 17 (Fig.33k,33l) observa-se uma organização diferente da nebulosidade, dando a impressão de que o sistema poderia se intensificar novamente. Todavia, no dia 18 (Fig.33m,33n) o enfraquecimento da baixa desprendida é evidente e o sistema entra em processo de dissipação (dia 19, Fig.33o,33p). Ao se desprender do ciclone extratropical, a baixa pressão apresenta um deslocamento para leste.

No caso furacão Catarina, uma situação de aparente enfraquecimento do sistema, no dia 23, também foi observada. Aparente porque, contrariamente ao ocorrido no presente caso de estudo, o sistema se transformou e continuou em atividade. Este aspecto é facilmente identificado nas imagens de satélite do caso furacão Catarina, dispostas no Apêndice A.

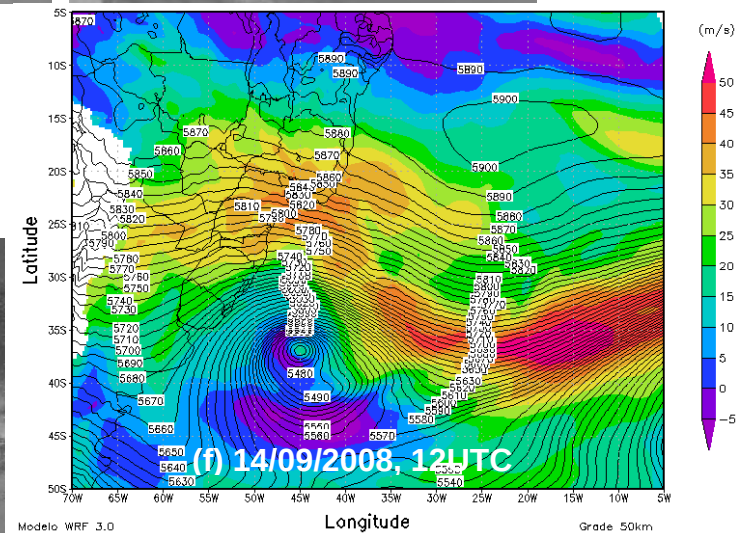
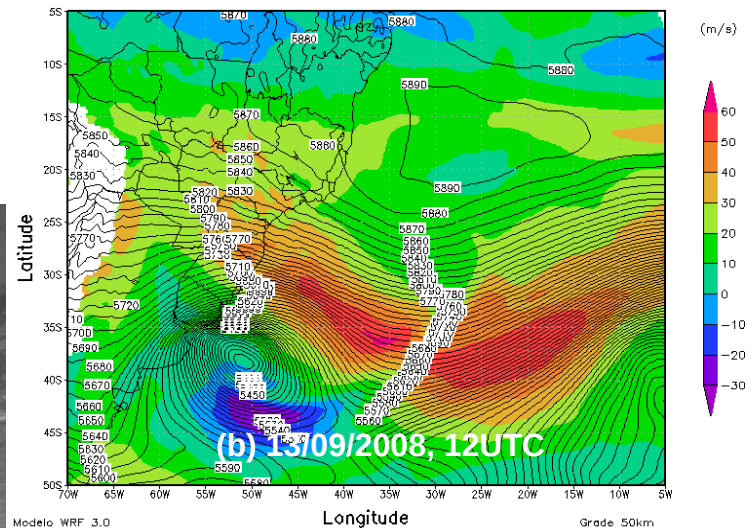
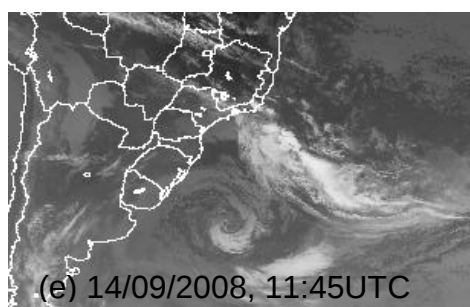
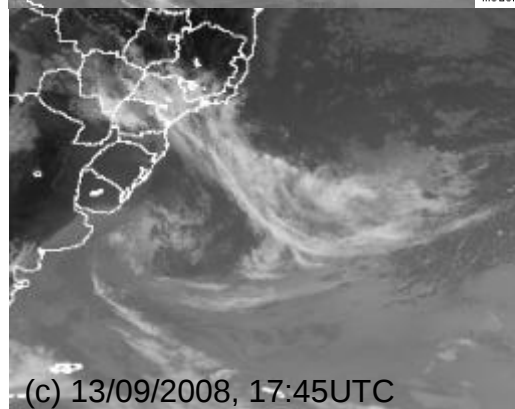
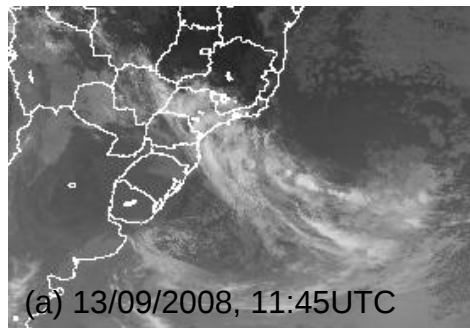


Figura 33 – Segmentos de imagens de satélite geoestacionário GOES-12 e MSG, no canal infravermelho, (figuras à esquerda) e diferença do vento horizontal na camada 850-200hPa (m/s, hachurado) e altura geopotencial (mcp, linha contínua) em 500 hPa (figuras à direita). O período mostrado compreende os dias 13 a 19 de setembro de 2008. O horário está indicado nas figuras.

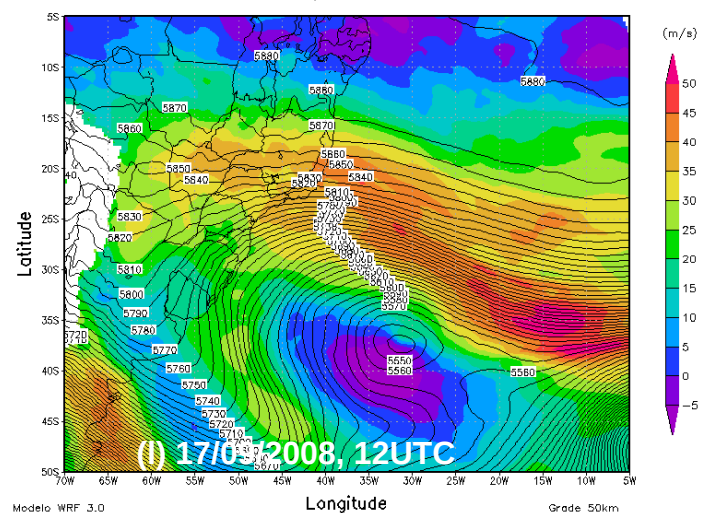
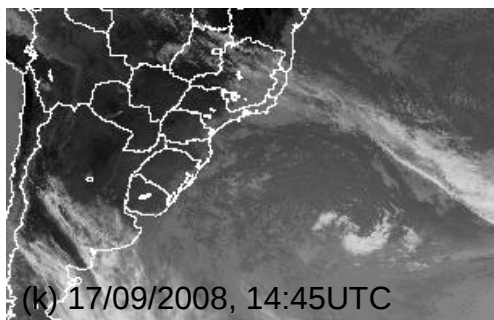
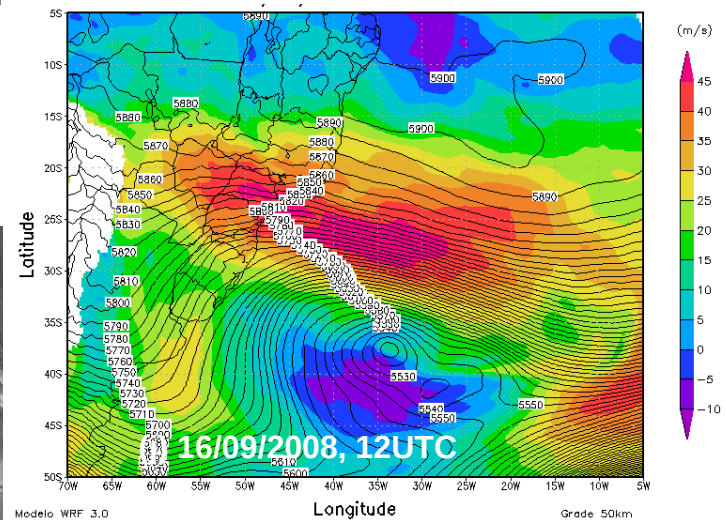
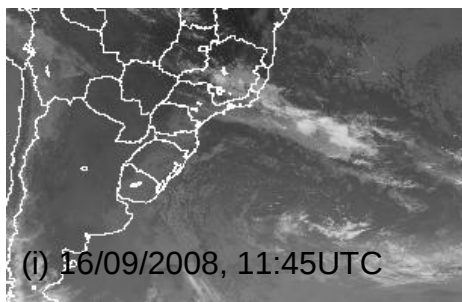
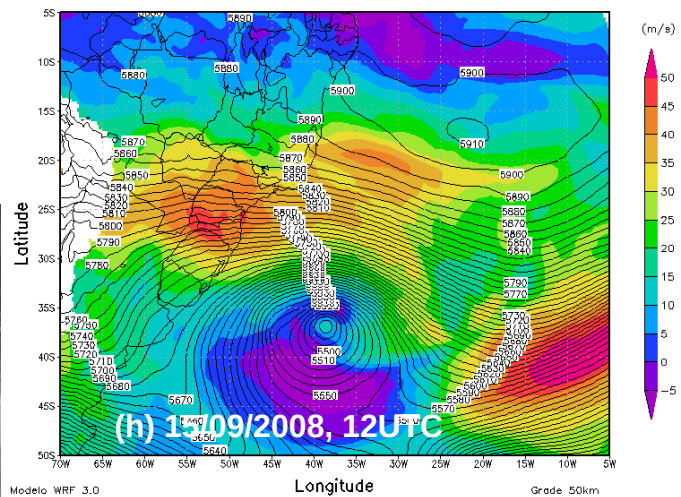
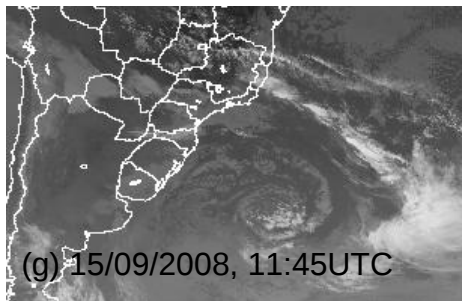


Figura 33 – Continuação.

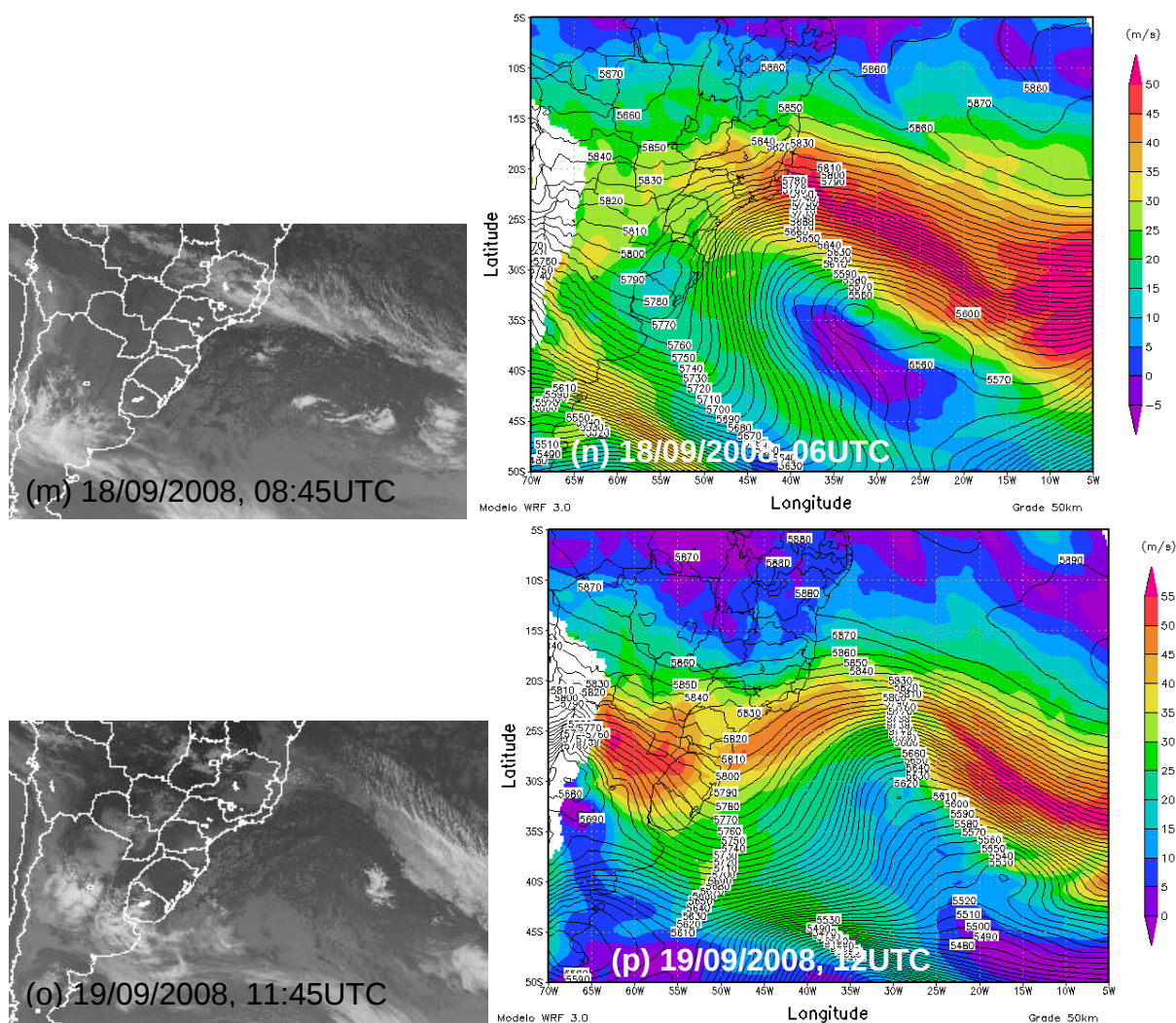


Figura 33 – Continuação.

As imagens de satélite, no canal do vapor d'água, e os campos de umidade relativa na camada entre 950-00hPa e TSM para o período de 13 a 19 de setembro de 2008 são apresentadas na Fig.34. Existe uma defasagem de alguns minutos entre os horários das imagens de satélite e das figuras provenientes das simulações com o modelo WRF. O retângulo que aparece nas figuras indica a região geográfica na qual o presente caso de estudo ocorreu.

Um aspecto marcante deste caso foram os baixos valores de TSM, abaixo de 20°C, durante todo o período. Na região de formação do ciclone (Fig.34a,34b), a TSM estava em torno de 13° a 14°C somente. Quando a baixa pressão começou a se desprender (dia 14, Fig.34c,34d) é possível notar uma região com baixos valores de umidade relativa no entorno do seu centro, que permaneceu até o final do período (dia 19, Fig.34m,34n). A partir do dia 15 (Fig.34e-34h) observa-se uma diminuição nos valores de umidade relativa, o que dificulta o desenvolvimento de

nebulosidade na região de ocorrência da baixa desprendida. Some-se a esta situação o deslocamento do ar, que alimenta este sistema, sobre águas oceânicas geladas. Com isto, a tendência é o enfraquecimento e posterior dissipação do sistema. Entretanto, no dia 17 (Fig.34i,34j) as nuvens começam a apresentar uma formação em espiral, o que se desfaz a partir do dia 18 (Fig.34k-34n).

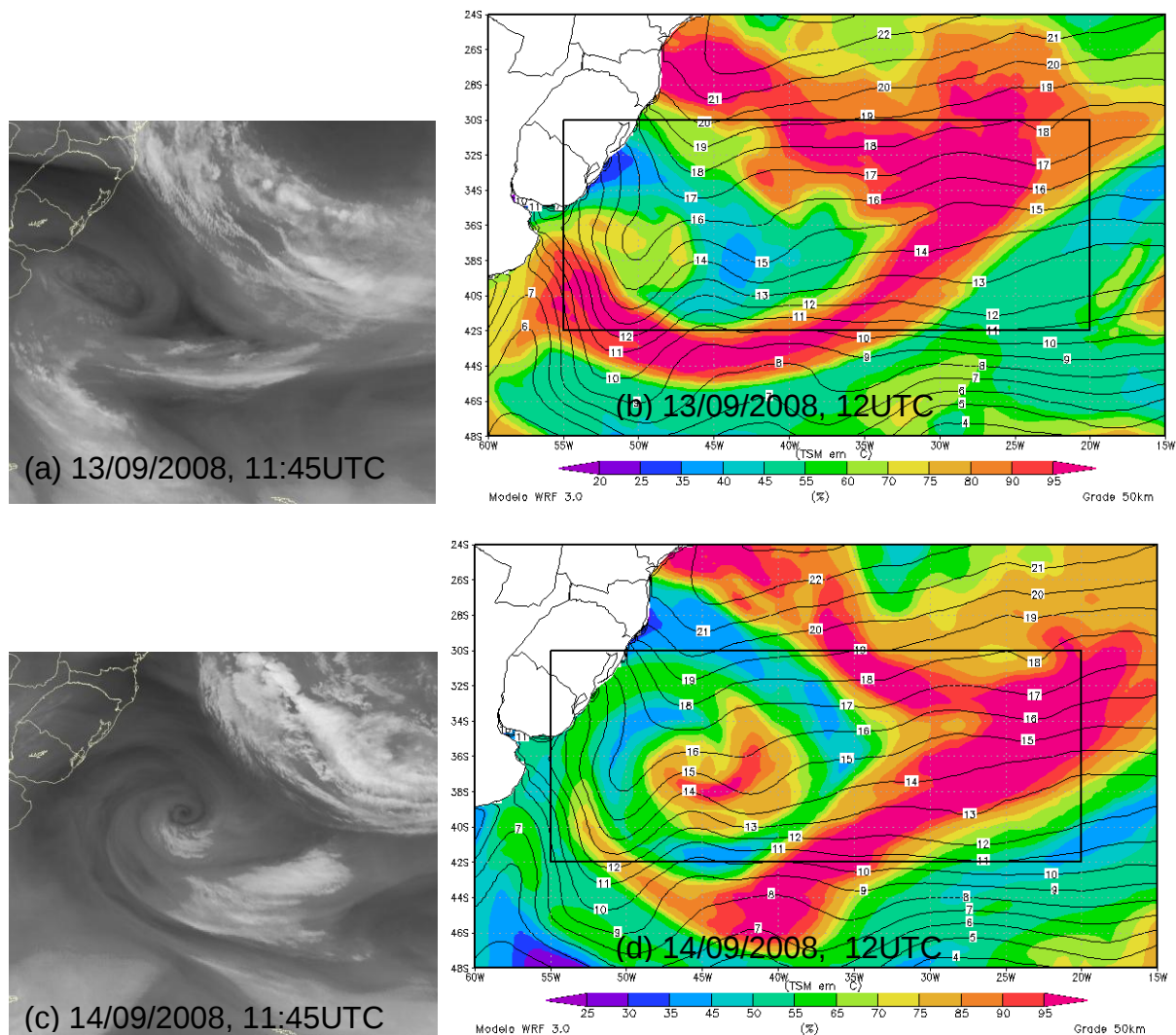


Figura 34 – Imagens do satélite geoestacionário GOES-12 e MSG no canal vapor d'água (figuras à esquerda) e umidade relativa na camada de 950 a 700hPa (% , hachurado) e temperatura da superfície do mar (°C, linha contínua) (figuras à direita). O período mostrado compreende os dias 13 a 19 de setembro de 2008. O retângulo indica a região de ocorrência deste caso de estudo. O horário está indicado nas figuras.

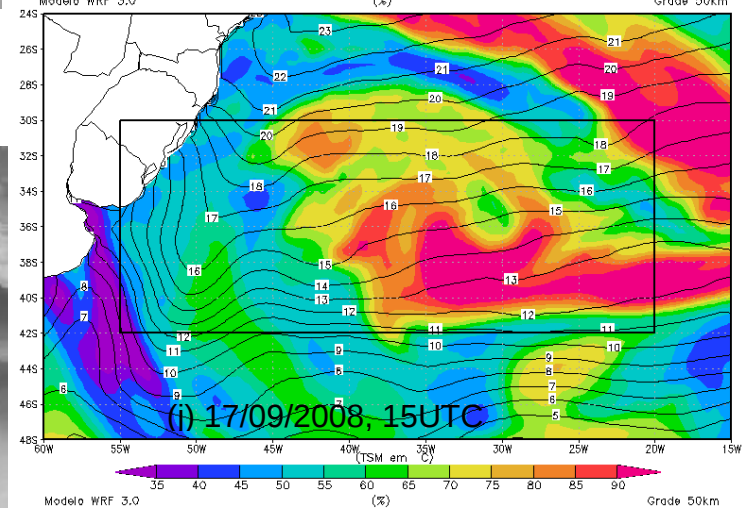
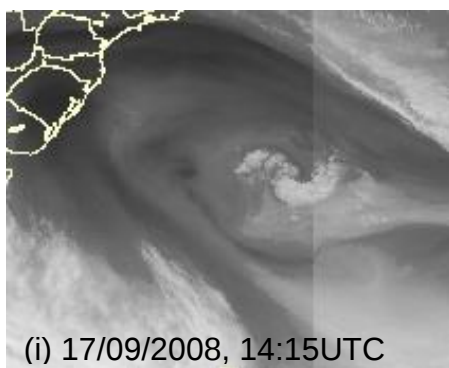
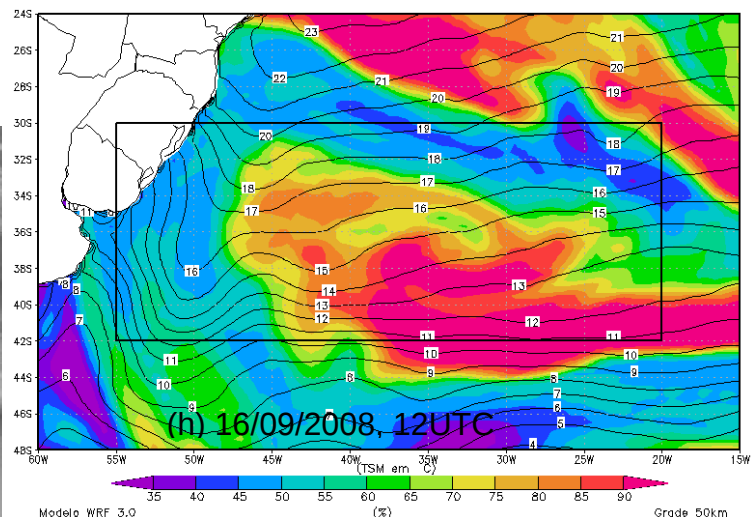
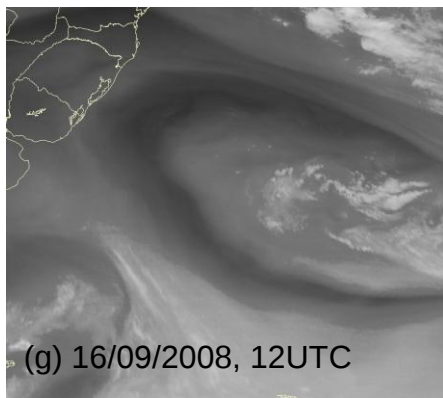
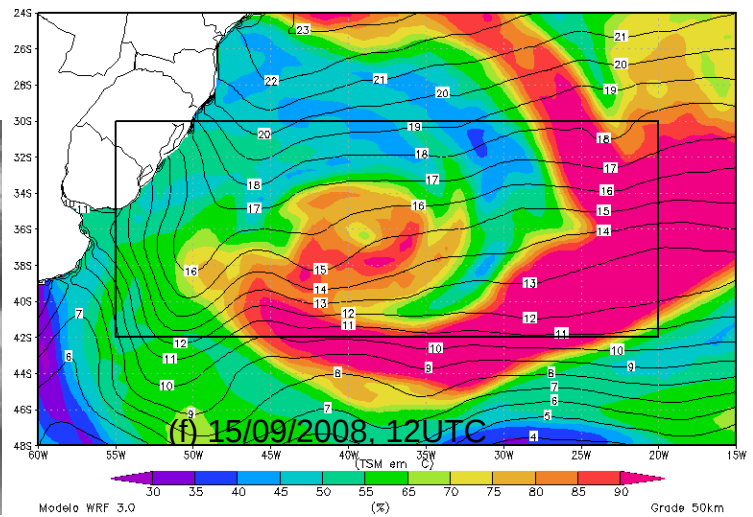
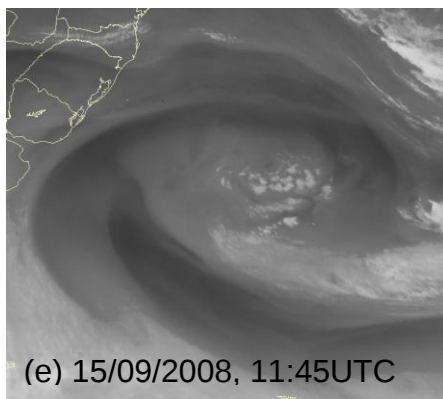


Figura 34 – Continuação.

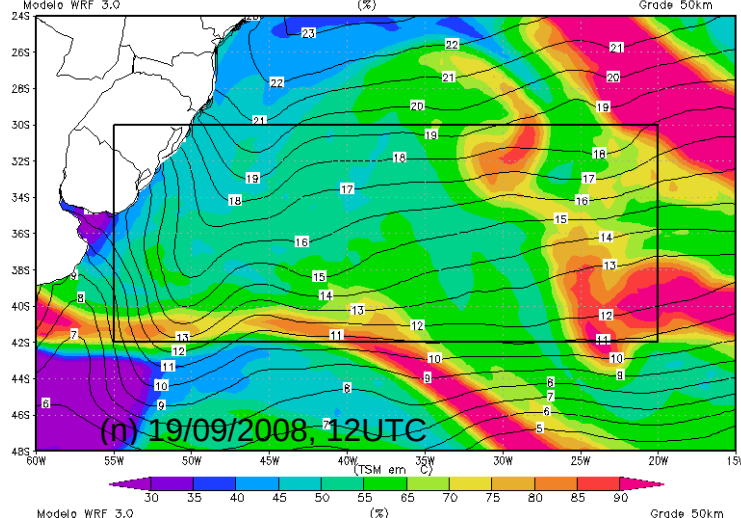
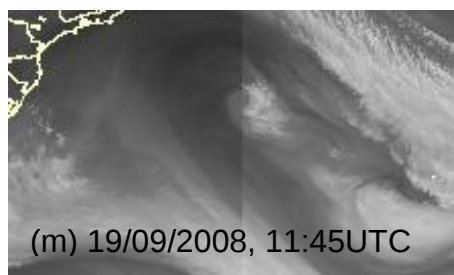
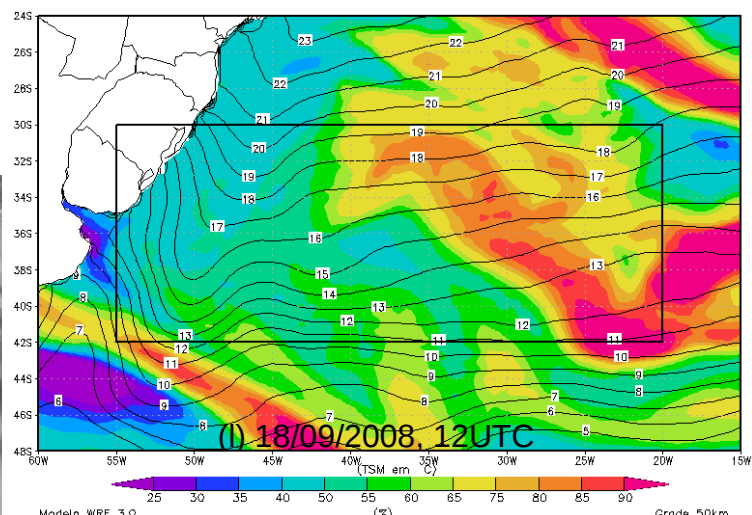
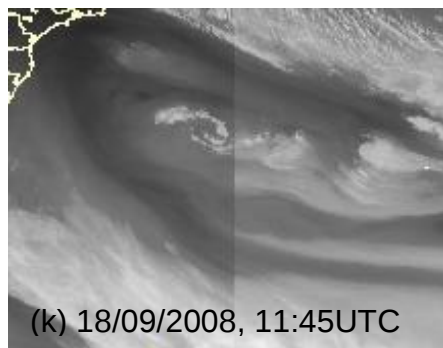


Figura 34 – Continuação.

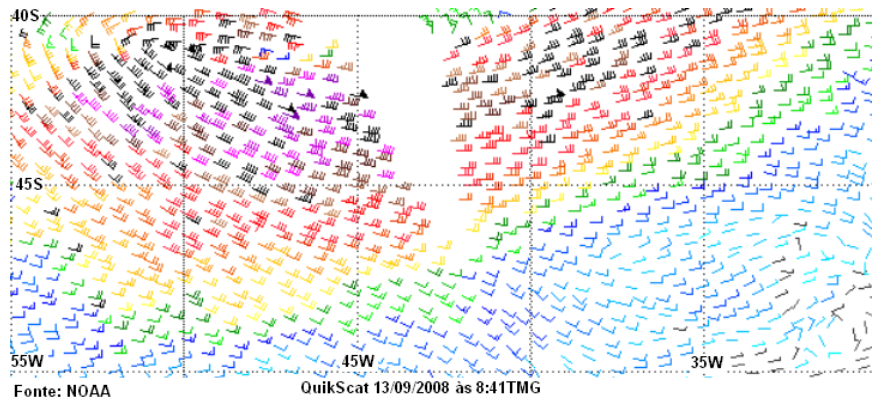
Antes de serem analisados os escoamentos do ar em altos e baixos níveis, a Fig.35 mostra os campos de vento medidos a 10m de altura pelo sensor *SeaWinds*, instalado no satélite QuikSCAT e os campos simulados com o modelo WRF3.0, com grade de 50km de resolução horizontal. Não são mostrados os campos de ventos observados dos dias 15 e 18 de setembro de 2008, porque estes não estavam disponíveis no site. Desta forma, optou-se por não mostrar os campos simulados, uma vez que não seria possível a realização da análise comparativa. Para os campos mostrados, existe uma defasagem entre os horários das imagens, em virtude dos horários de passagem do satélite e dos campos restituídos via modelagem atmosférica. Ainda, lembra-se ao leitor que as grades do modelo foram ajustadas, em todos os horários mostrados, para melhor acompanhar as dimensões das imagens de satélite disponibilizadas.

Este caso de estudo foi o que apresentou os maiores valores de velocidades dos ventos, em relação aos casos analisados anteriormente. Entretanto, a simulação destes máximos valores não foi satisfatória, mas o seu posicionamento sim.

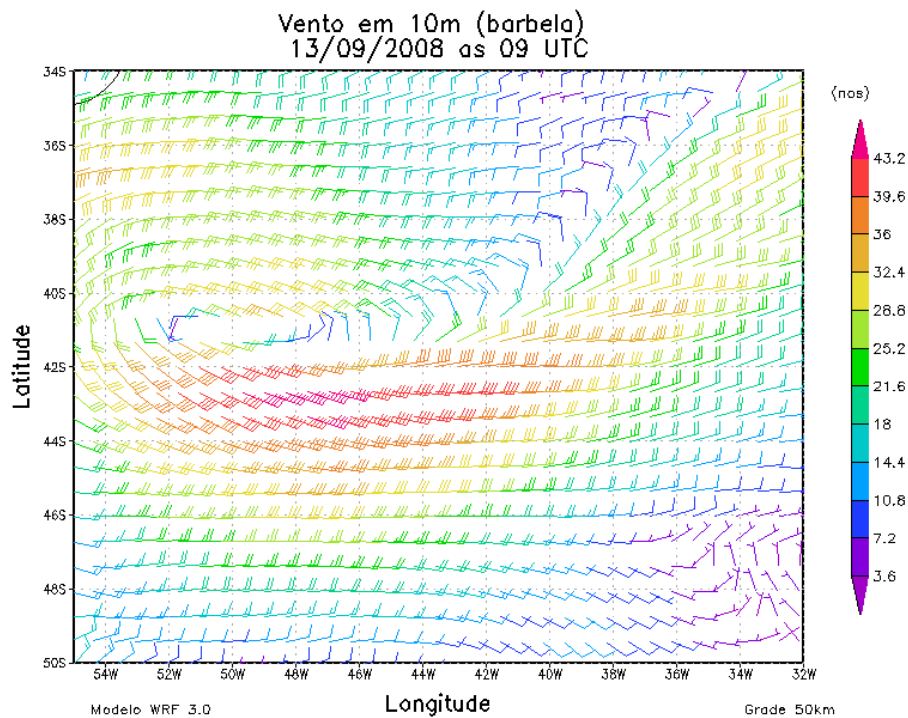
Durante o período em análise, sempre que as velocidades observadas foram superiores a 35 nós, houve subestimação pelo modelo em, pelo menos, 15 nós. Isto foi observado no dia 13 (Fig.35a,35b), no dia 14 (Fig.35c,35d) e no dia 17 (Fig.35i,35j). Nestes dias, os ventos fortes estavam associados ao ciclone extratropical, à baixa desprendida e à nebulosidade em espiral, respectivamente. Estes elevados valores nas velocidades dos ventos foram observados perto do centro da baixa pressão. Nos outros dias, a simulação dos ventos observados foi muito boa, com uma subestimação do modelo de apenas 5 nós, mostrado nas figuras do dia 15 (Fig.35e,35f), do dia 16 (Fig.35g,35h), do dia 18 (Fig.35k,35l) e do dia 19 (Fig.35m,35n).

É importante ressaltar que nos dias em que houve a subestimação das velocidades dos ventos perto do centro da baixa pressão (dias 13, 14 e 17), os valores restituídos nas outras regiões foram muito próximos dos observados.

A subestimação dos elevados valores de intensidade dos ventos ocorreu em todos os três casos de estudo. Este problema pode estar associado ao espaçamento dos pontos de grade, o que exigiria aumentar a resolução da grade para um valor da ordem da unidade de km, pois mesmo com 10km (caso furacão Catarina) esta subestimação foi observada. Outra questão importante, que pode ter influenciado nestes resultados, diz respeito à severidade das condições atmosféricas associadas à ocorrência destes casos. Neste caso, as condições de inicialização e de contorno utilizadas nas simulações podem também ter contribuído para a obtenção dos resultados discutidos.

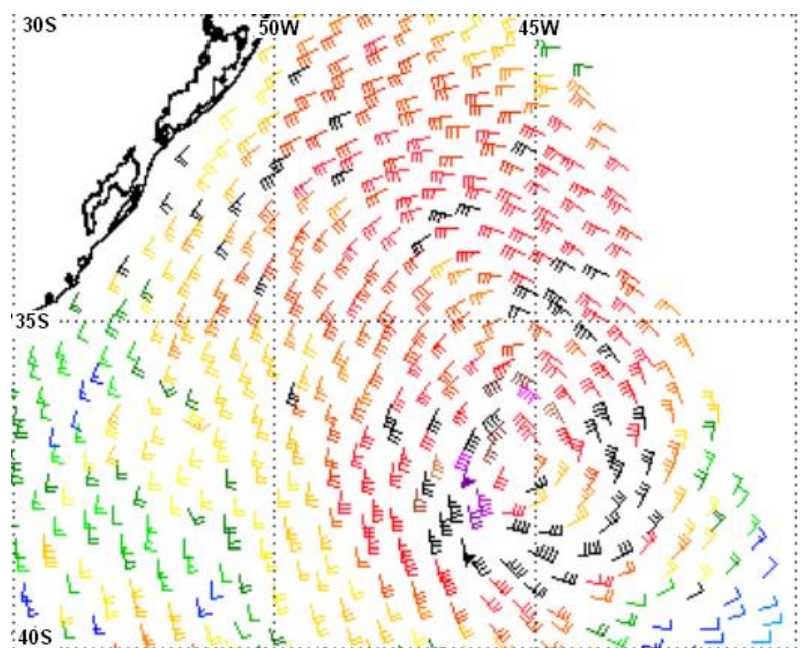


(a) Vento (QuikSCAT) 13/09/2008, 08:41UTC.

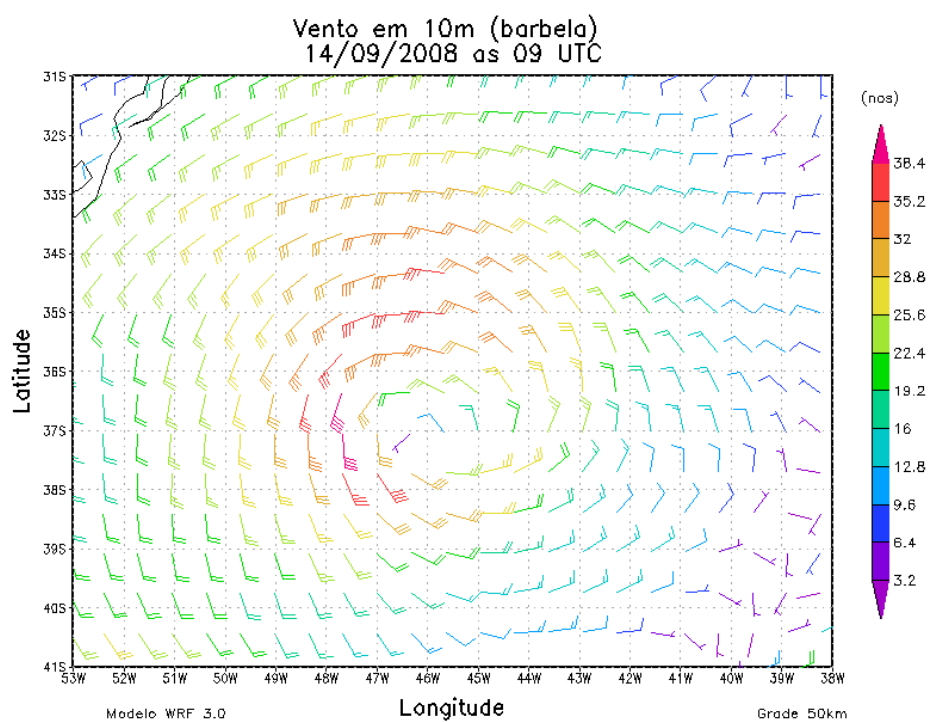


(b) Vento (WRF3.0) 13/09/2008, 09:00UTC.

Figura 35 - Campos de vento horizontal (em nós) a 10m de altura medidos pelo escaterômetro *SeaWinds* (a bordo do satélite QuikSCAT) e simulados pelo modelo WRF. O período compreende os dias 13 a 19 de setembro de 2008. O horário está indicado nas figuras.

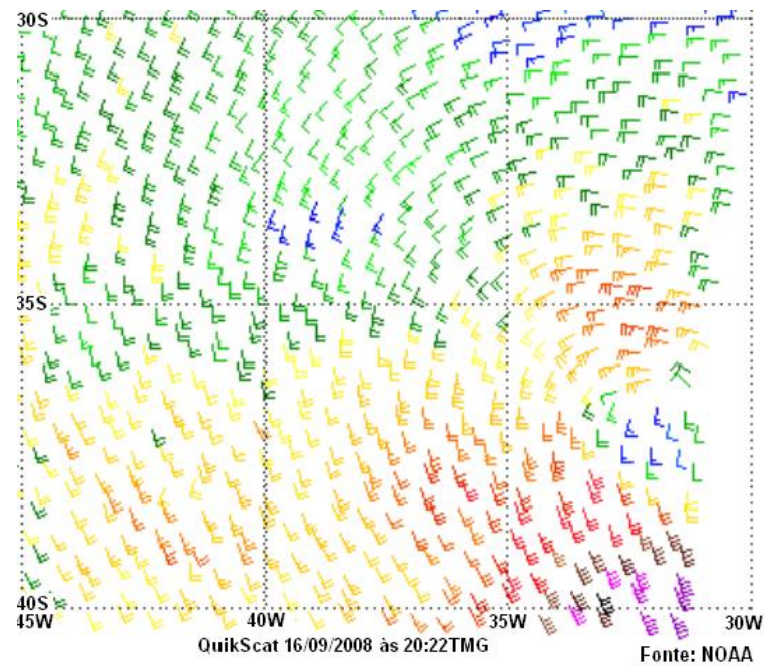


QuikScat 14/09/2008 às 10:01TMG Fonte:NOAA
(c) Vento (QuikSCAT) 14/09/2008, 10:00UTC.

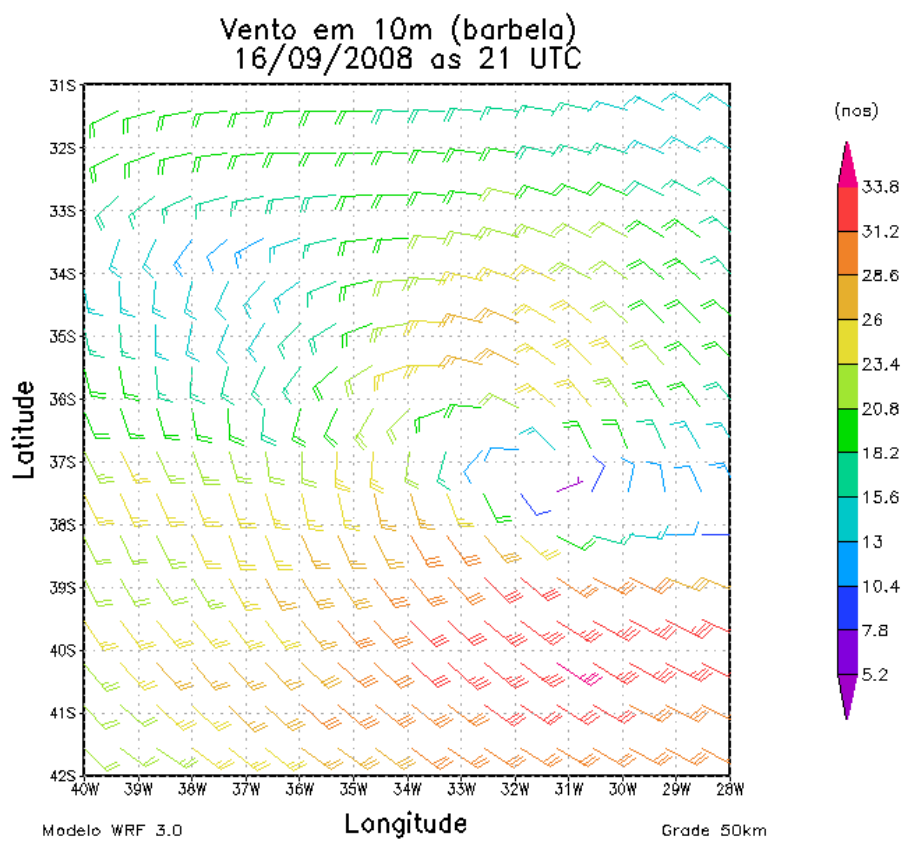


(d) Vento (WRF3.0) 14/09/2008, 09:00UTC.

Figura 35 - Continuação.

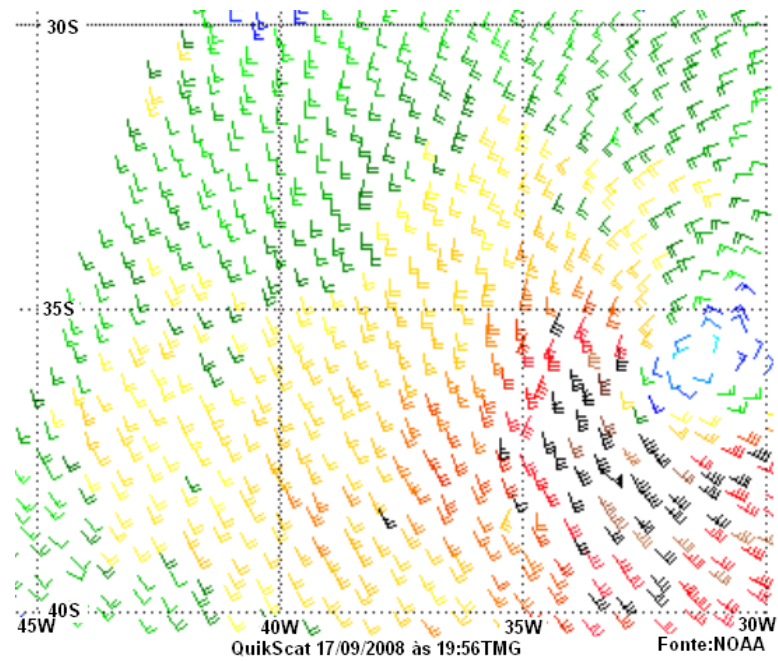


(e) Vento (QuikSCAT) 16/09/2008, 20:22UTC.

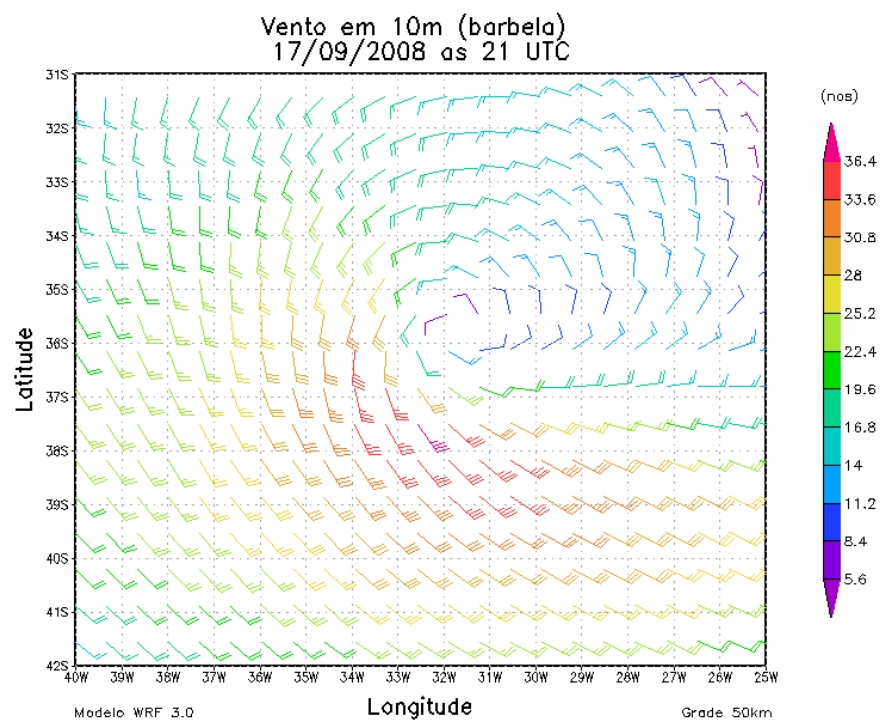


(f) Vento (WRF3.0) 16/09/2008, 21:00UTC

Figura 35 - Continuação.

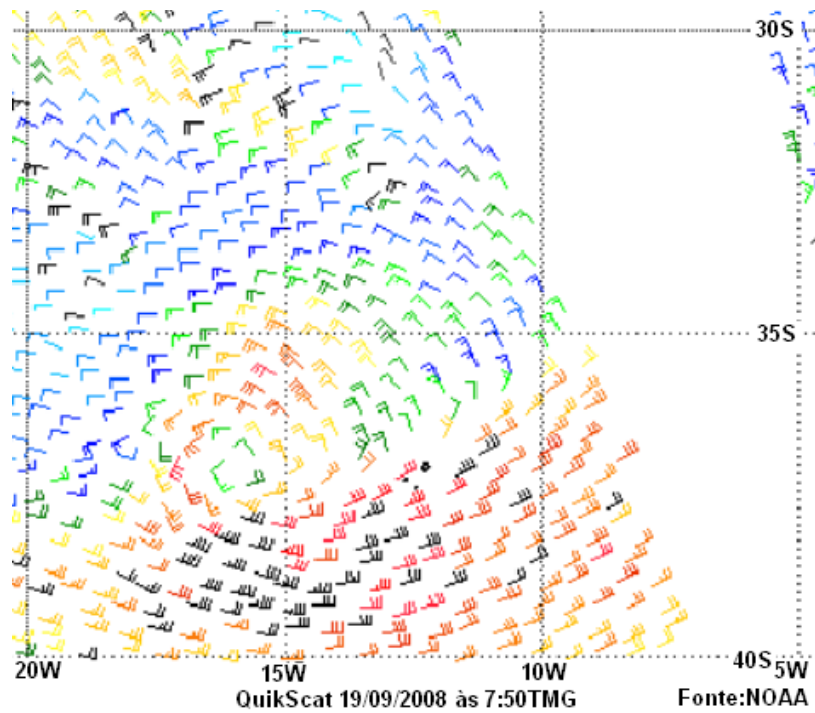


(g) Vento (QuikSCAT) 17/09/2008, 19:56UTC.

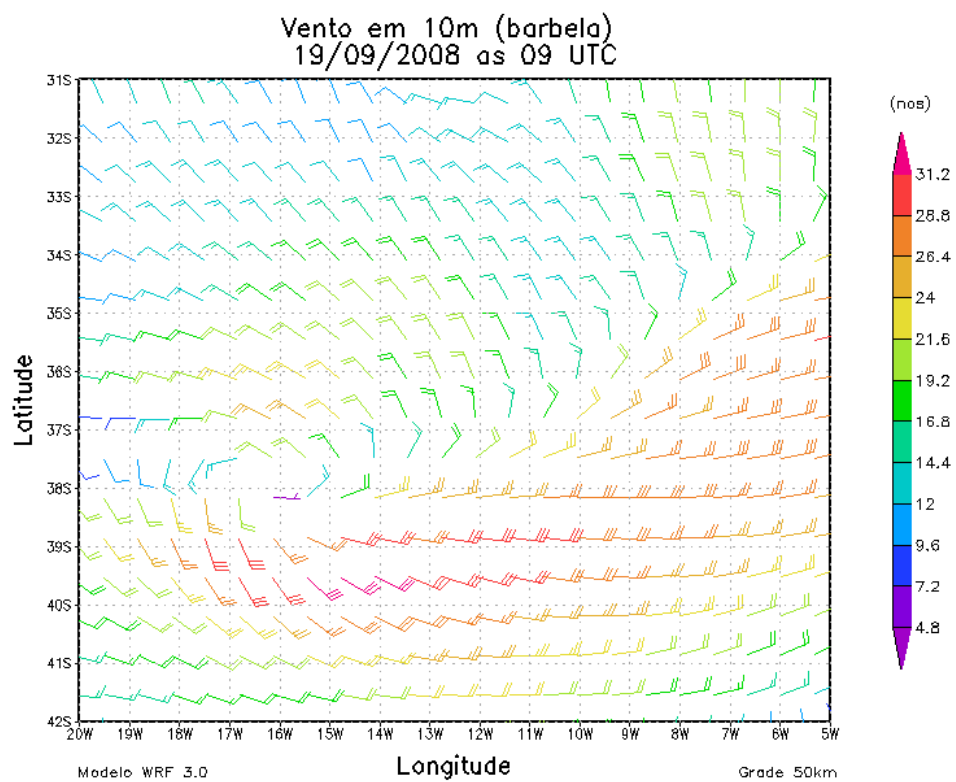


(h) Vento (WRF3.0) 17/09/2008, 21:00UTC.

Figura 35 - Continuação.



(i) Vento (QuikSCAT) 19/09/2008, 7:50UTC.



(j) Vento (WRF3.0) 19/09/2008, 09:00UTC.

Figura 35 - Continuação.

Na Fig.36 são mostradas as linhas de corrente e a magnitude do vento (m/s) no nível de 200hPa. Uma grande diferença deste caso de baixa desprendida, relativamente ao caso furacão Catarina e ao caso maio 2005, diz respeito à ocorrência do desprendimento da baixa pressão em situação de bloqueio. No presente caso, a baixa se desprendeu no dia 14 (Fig.33e, Fig.36c,36d), mas a bifurcação do jato de altos níveis, presente desde antes do início do desprendimento nos outros casos, se manifestou somente no dia 17 (Fig.36i,36j) na região em análise. Justamente, foi neste dia que houve a intensificação da nebulosidade que assumiu uma forma espiralada, comentada anteriormente.

Na literatura, os autores consideram que uma situação é tida como de bloqueio quando as condições atmosféricas, características de bloqueio, são mantidas por alguns dias, tipicamente entre 6 e 10 dias. No presente caso, a bifurcação do jato de altos níveis (característico de bloqueio dipolo) foi observada durante dois dias somente (dias 17 e 18, Fig.36i-36l), e o mais importante, três dias após o desprendimento da baixa. Portanto, a baixa desprendida deste caso não ocorreu em situação de bloqueio.

Para complementar as análises do escoamento em altos níveis, na Fig.37 são mostrados os campos de PNMM e de V900, durante o período de 13 a 19 de setembro de 2008. No dia 13, observa-se o cavado a oeste da baixa pressão em superfície (Fig.36a,36b, Fig.37a), associado ao ciclone extratropical localizado no Oceano Atlântico. A baixa pressão, de 997hPa, apresentou $35 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ de vorticidade ciclônica em 900hPa.

Quando a baixa pressão se desprendeu, no dia 14 (Fig.36c,36d,37b,37c), os valores de pressão no centro continuaram baixos, inferiores a 1000hPa, com cavado bem pronunciado a oeste do mínimo de pressão em superfície e eixo quase vertical. Após, nos dias 15 e 16, a amplitude do cavado diminuiu e as pressões em superfície aumentaram, como mostram as Fig. 36e-36h e Fig.37d,37e. No dia 17 (Fig.36i,36j e Fig.37f,37g) observou-se uma mudança no escoamento de altos níveis, discutida acima, com valores crescentes de pressão no centro da baixa em superfície, pois às 12UTC do dia 17, a pressão no centro da baixa foi de 1007hPa. Durante todo período de ocorrência deste caso, os gradientes horizontais de pressão foram os maiores, em comparação aos casos analisados anteriormente.

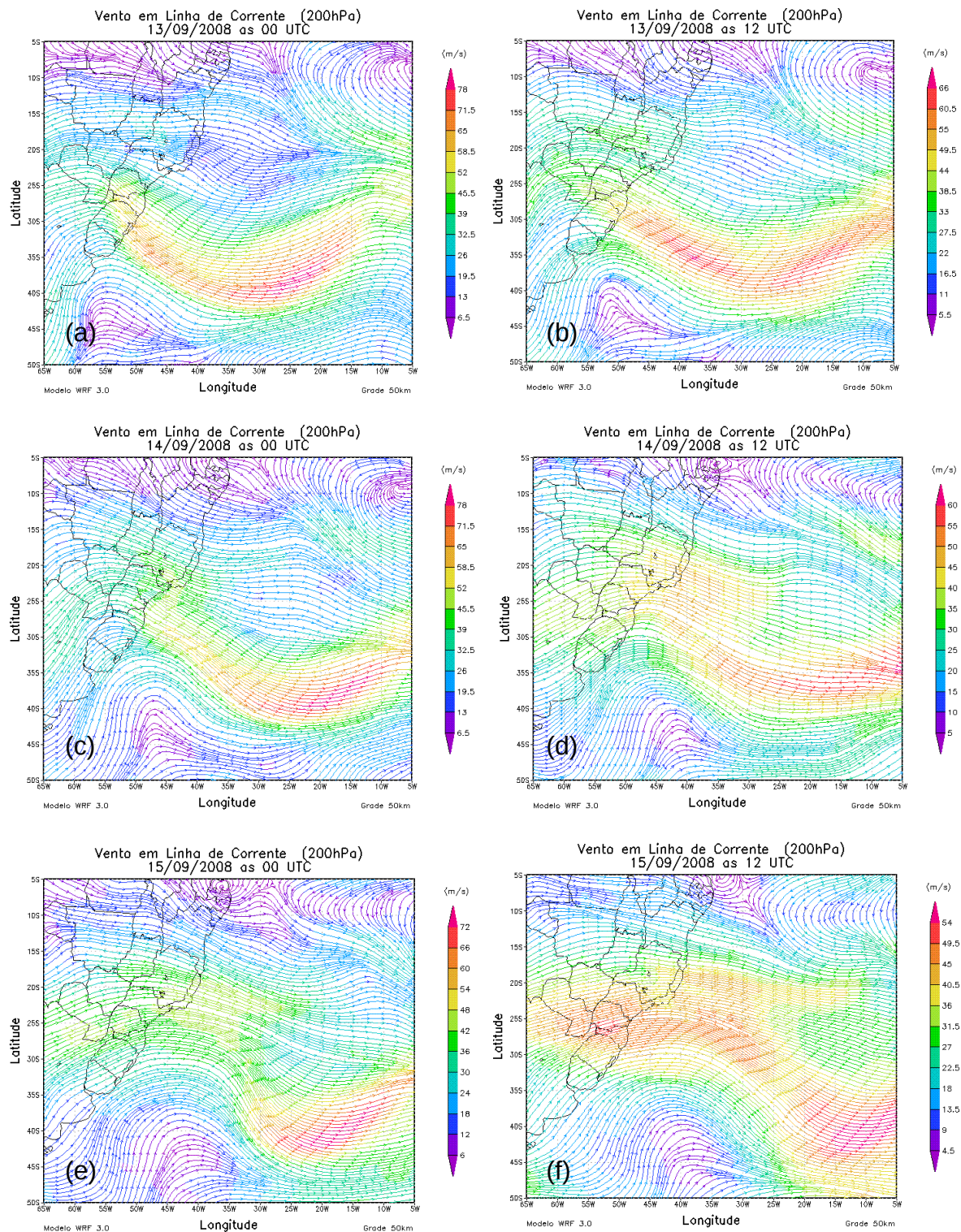


Figura 36– Linhas de corrente e magnitude do vento horizontal em 200hPa no período de 13 a 19 de setembro de 2008, a cada 12 horas.

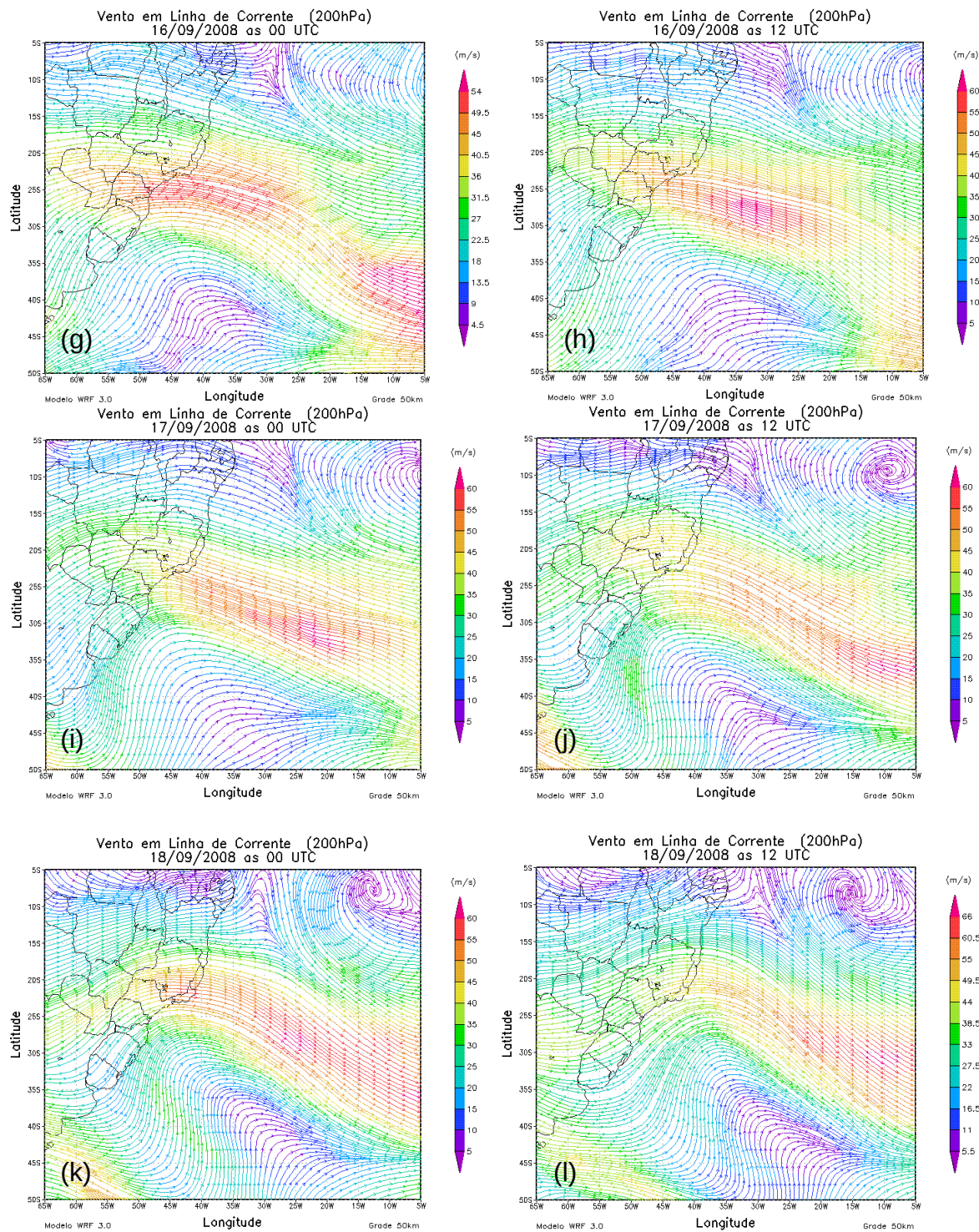
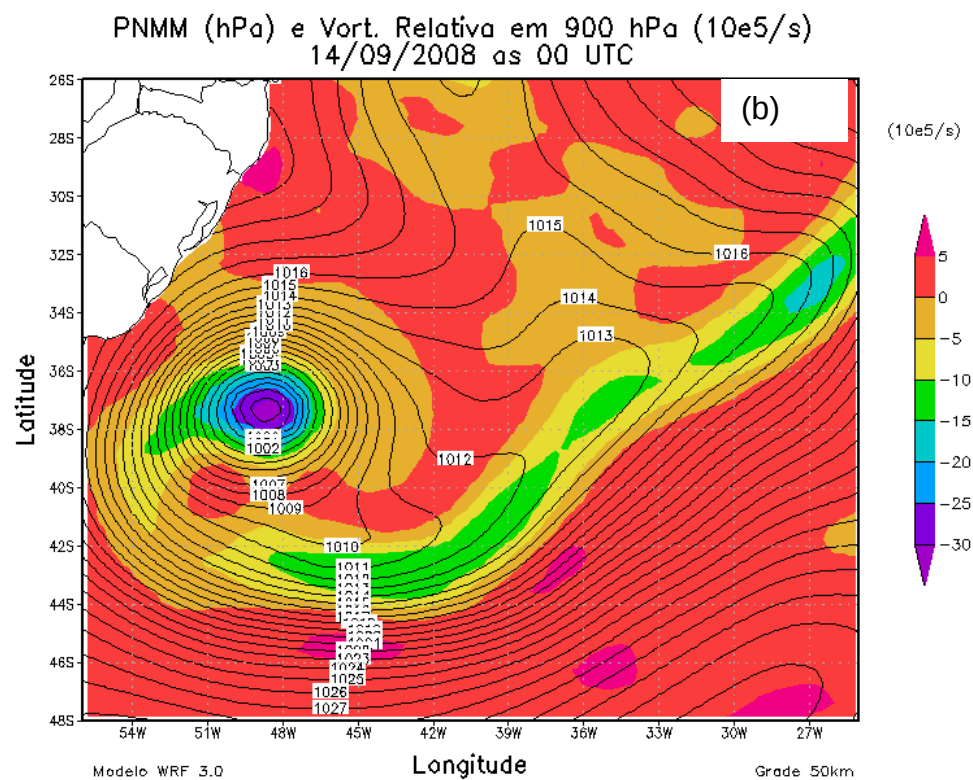


Figura 36– Continuação.



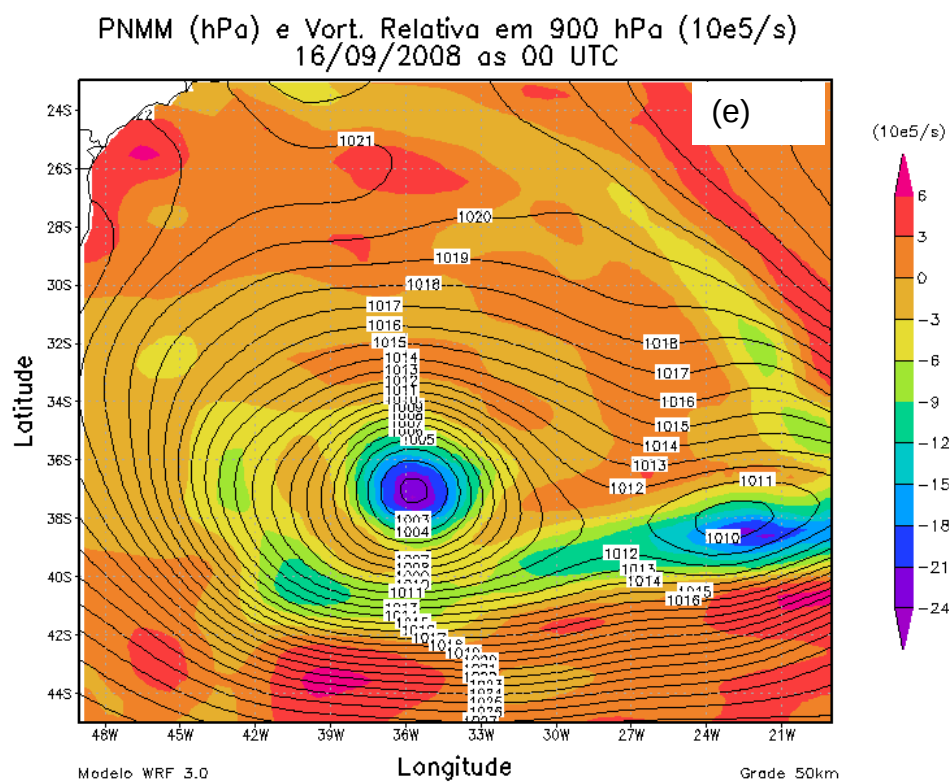
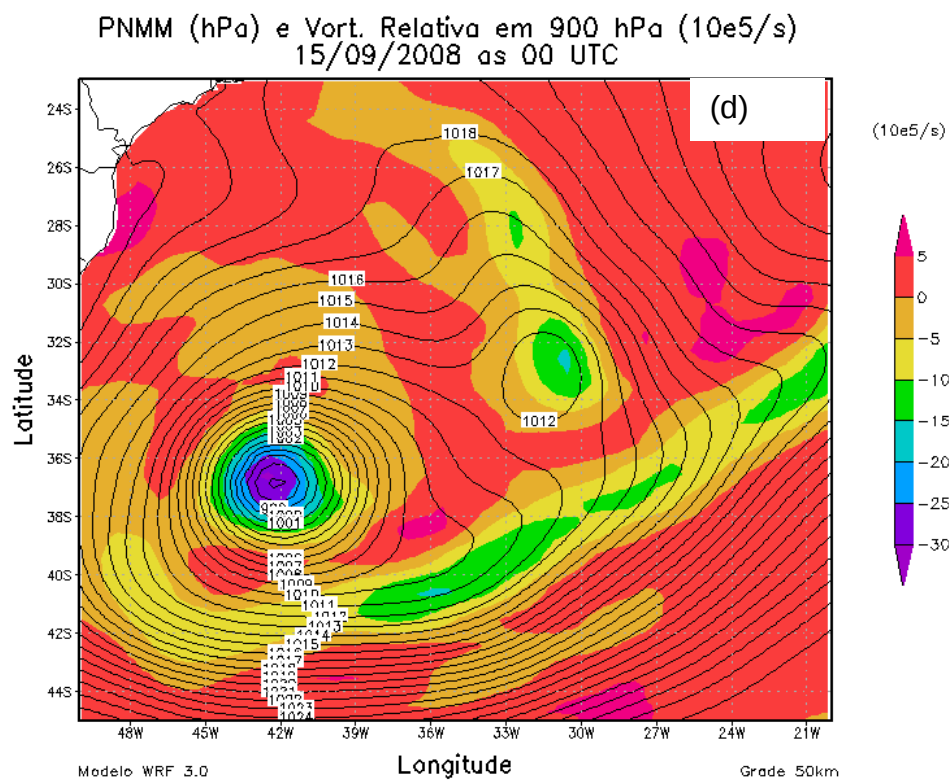


Figura 37 – Continuação.

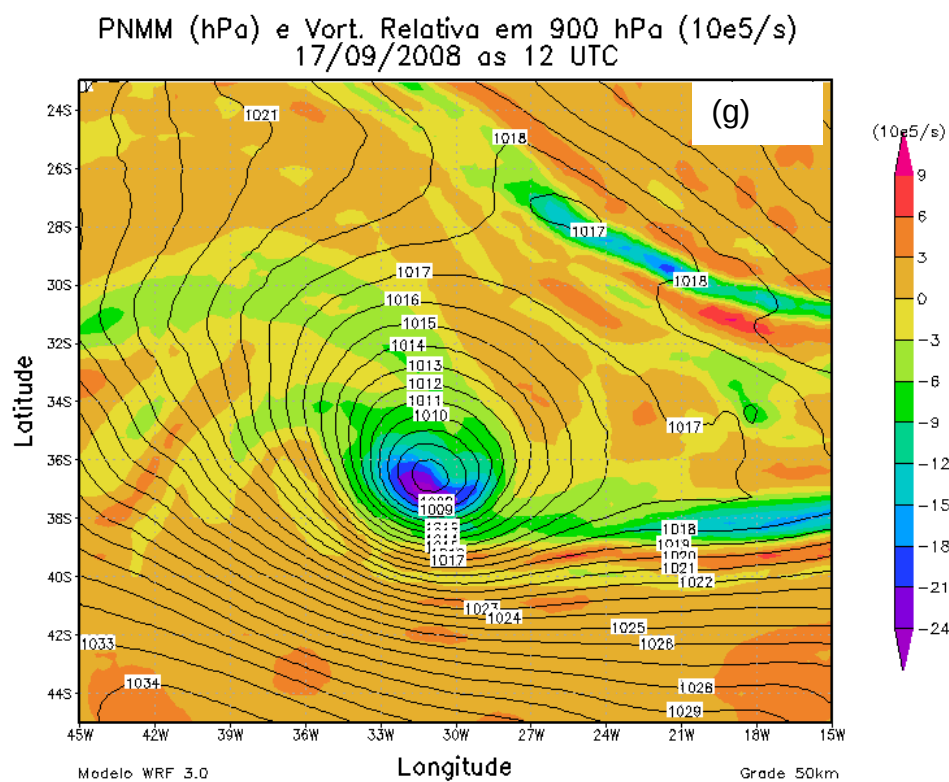
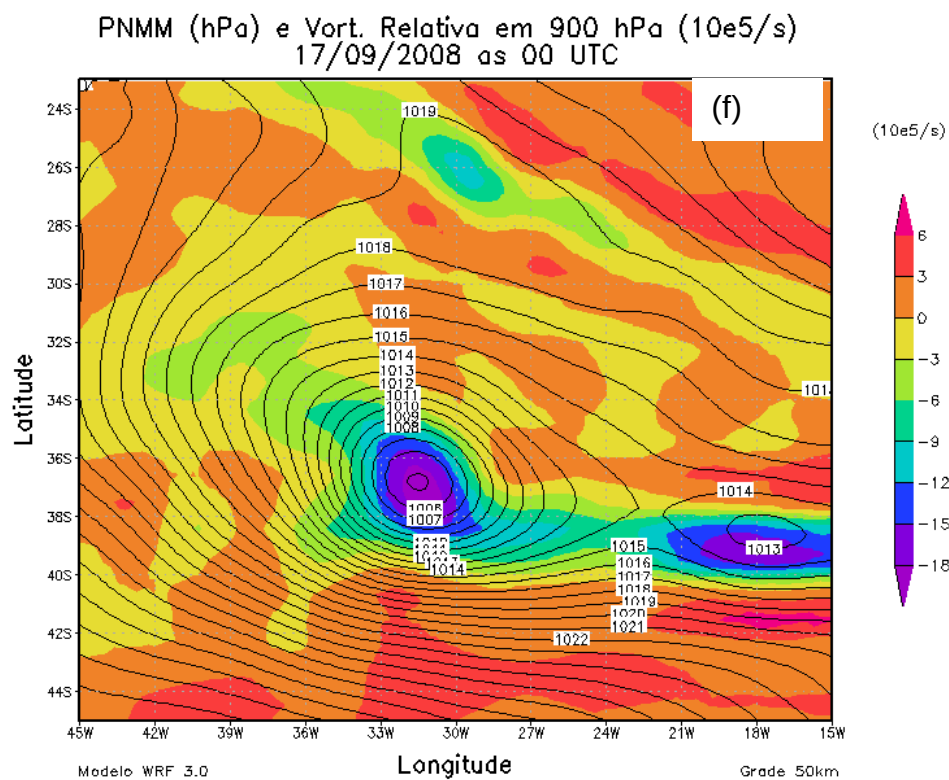


Figura 37 – Continuação.

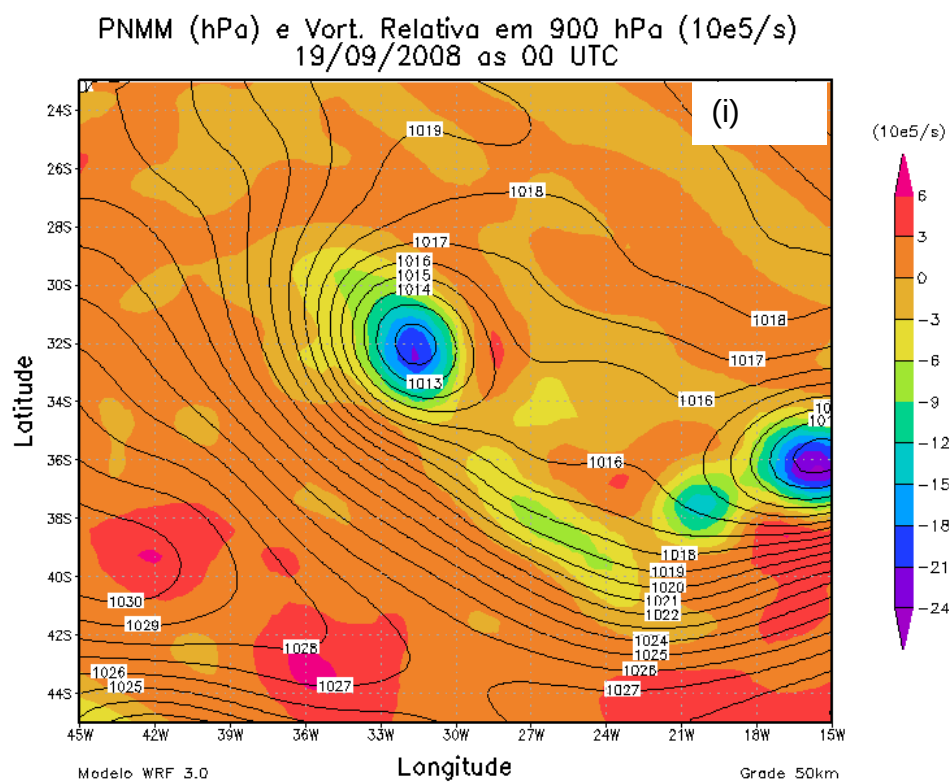
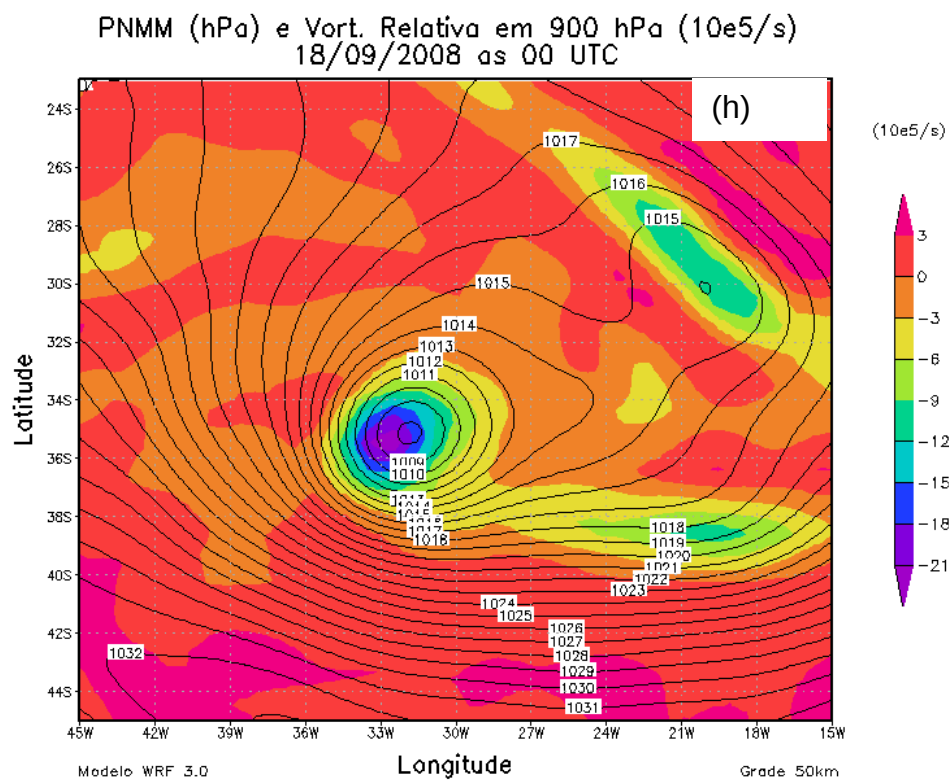


Figura 37 – Continuação.

O escoamento em 900hPa é mostrado na Fig. 38, para o período de 13 a 19 de setembro de 2008, a cada 12 horas. No dia 13 (Fig.38a,38b), nota-se que o escoamento principal para a alimentação do sistema foi proveniente de baixas latitudes, com valores de umidade relativa superiores a 90% (Fig.34a). Quando a baixa pressão se desprendeu, no dia 14 (Fig.38c,38d) as velocidades em torno do seu centro aumentaram, devido ao intenso gradiente horizontal de pressão. Também, observa-se que o seu formato tornou-se mais simétrico, em relação ao dia anterior.

A partir das 12UTC do dia 16 (Fig.38h), um escoamento de altas latitudes também começou a alimentar o sistema. Este escoamento se deslocou sobre regiões onde as TSM das águas oceânicas foram extremamente baixas, inferiores a 10°C (Fig. 34h) e com baixos valores de umidade relativa. Este escoamento contribuiu para a dissipação da baixa desprendida deste caso de estudo. A partir do dia 17 (Fig.38i,38j), a baixa desprendida foi alimentada exclusivamente por este escoamento proveniente de altas latitudes. Além disto, o ramo do escoamento oriundo de baixas latitudes foi se tornando cada vez mais horizontal, se deslocando, portanto, sobre regiões onde as TSM eram mais baixas. Esta situação fez com que a baixa desprendida deste caso se dissipasse nos dias seguintes (Fig.38k-38n).

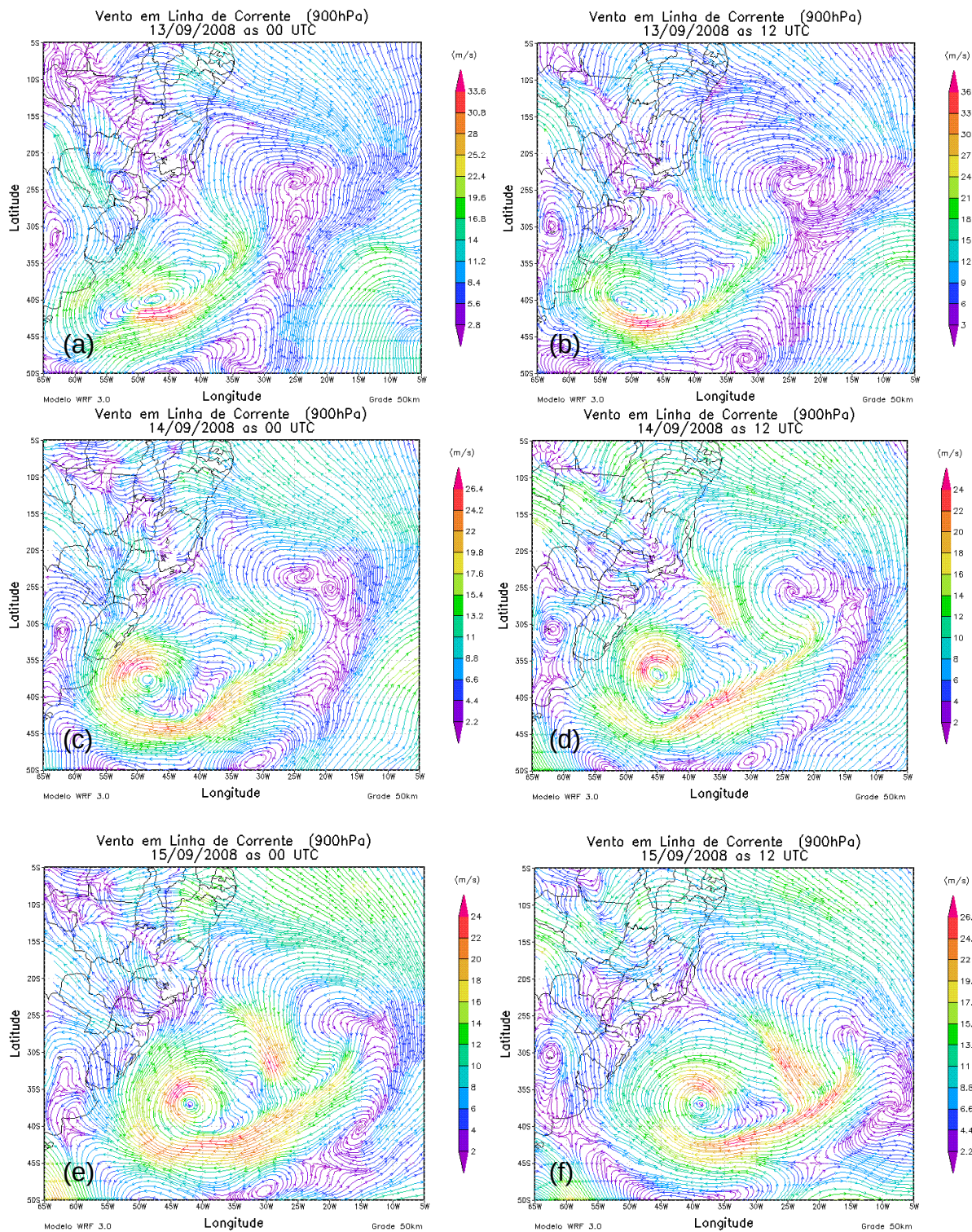


Figura 38– Linhas de corrente e magnitude do vento horizontal em 900hPa no período de 13 a 19 de setembro de 2008, a cada 12 horas.

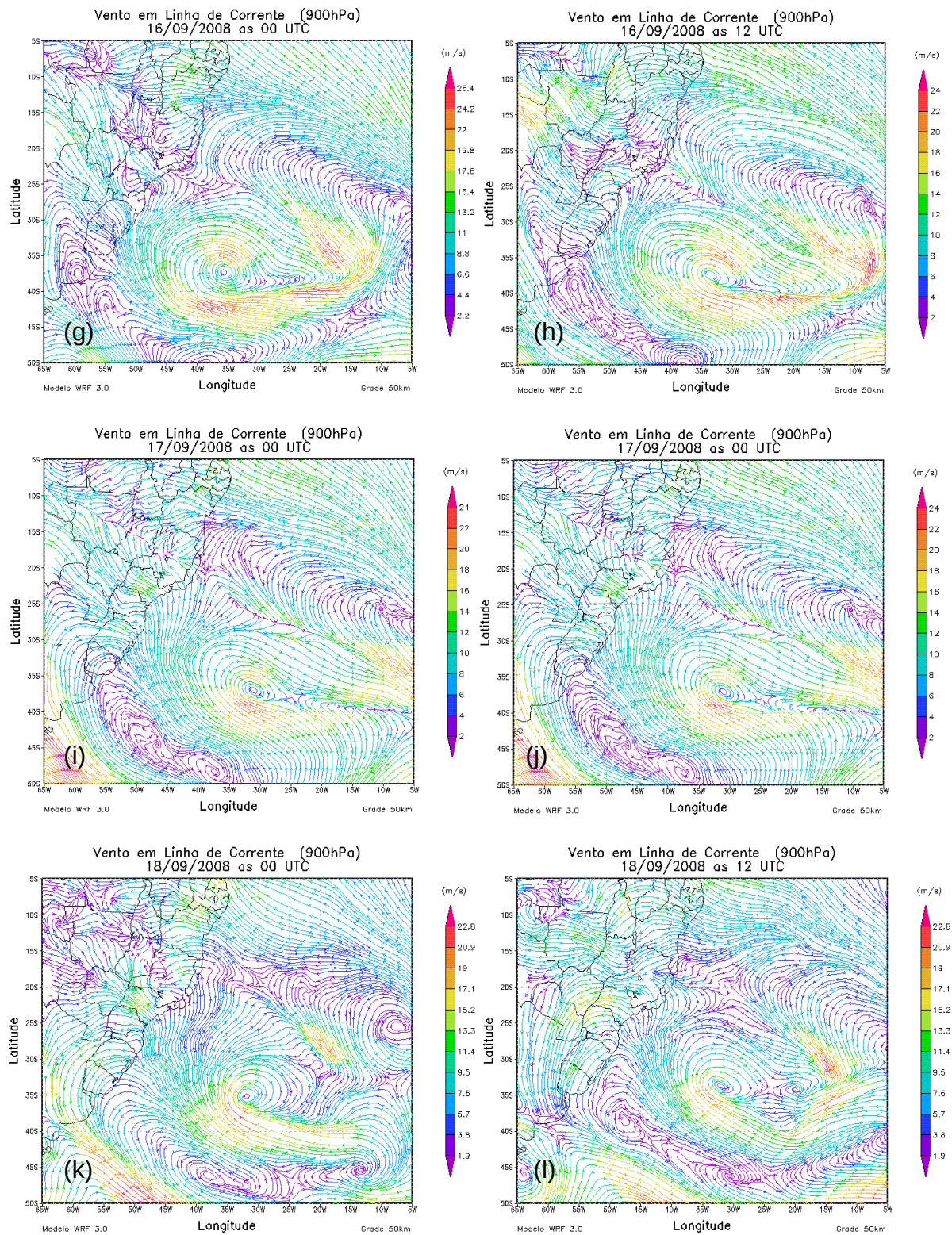


Figura 38 – Continuação.

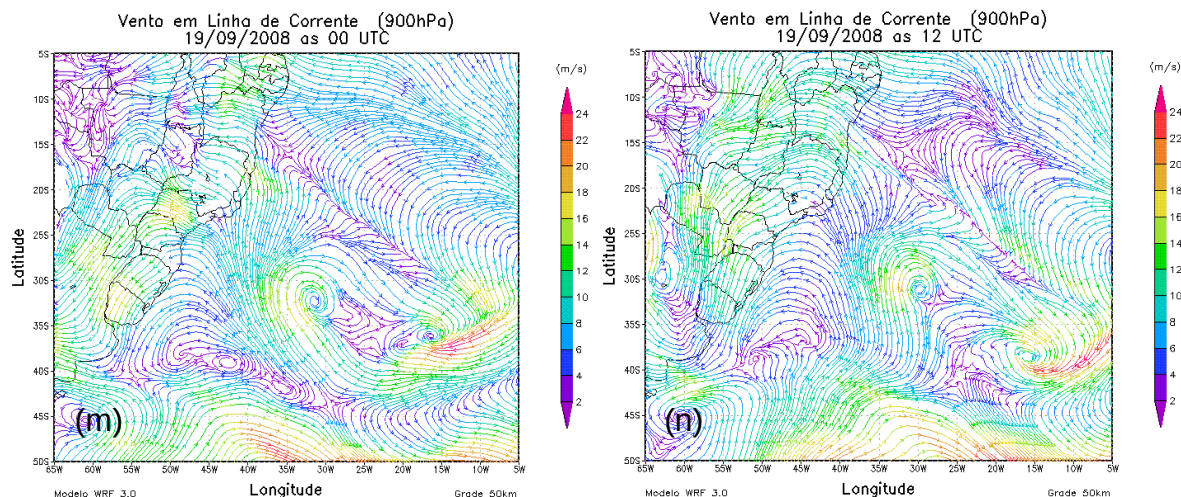


Figura 38 – Continuação.

A Fig. 39 mostra secções verticais dos campos de vorticidade relativa e ventos horizontais na camada entre 1000hPa e 100hPa. Analogamente aos casos anteriores, as latitudes nas quais estas secções foram feitas correspondem àquelas em que os mínimos de PNMM, analisados na Fig.38, foram observados. No dia 13, a formação de um ciclone extratropical proporcionou a intensificação do centro de baixa pressão, proporcionando uma vorticidade mais acentuada em baixos níveis entre 975hPa e 850hPa de $-30 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$. Ventos fortes podem ser observados no nível de 200hPa (Fig.39a). Os ventos continuaram fortes em quase todo o período nos níveis médios e altos da troposfera. No dia 14 (Fig.39b,39c), quando ocorreu o desprendimento da baixa, observa-se uma coluna de elevados valores de vorticidade ciclônica, como no caso anterior. Esta estrutura em vorticidade se manteve até o dia 16 (Fig.38e). Os ventos também apresentaram uma estrutura parecida entre os dias 14 e 16. No lado oeste da baixa desprendida e em toda a camada, foram mais intensos e predominantemente de sul. No lado oeste, os ventos foram de noroeste, predominantemente, e aumentaram com a altura. No dia 17 (Fig.39f,39h) a estrutura dos ventos se modifica.

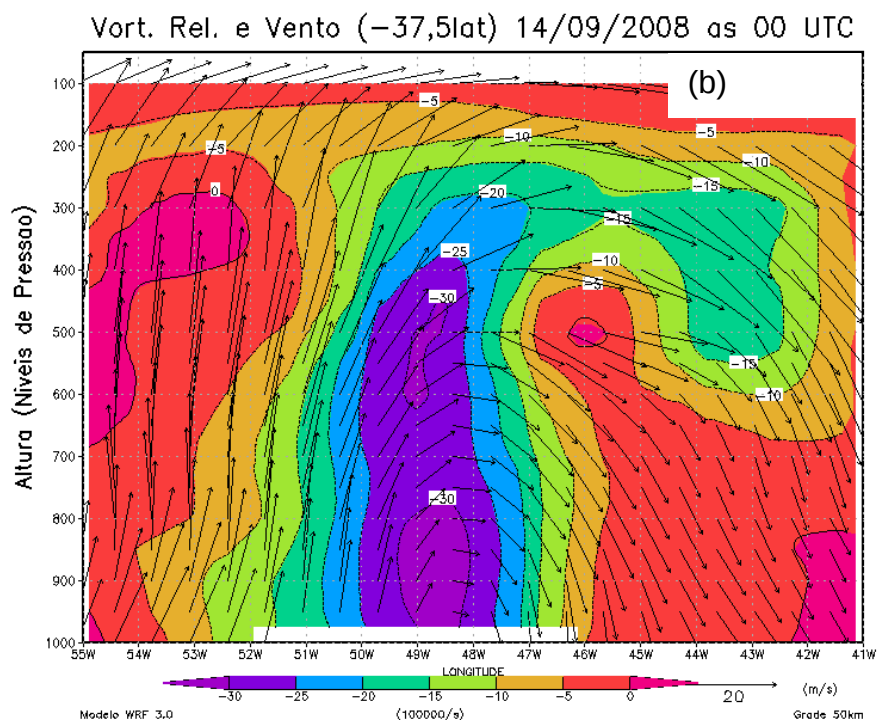
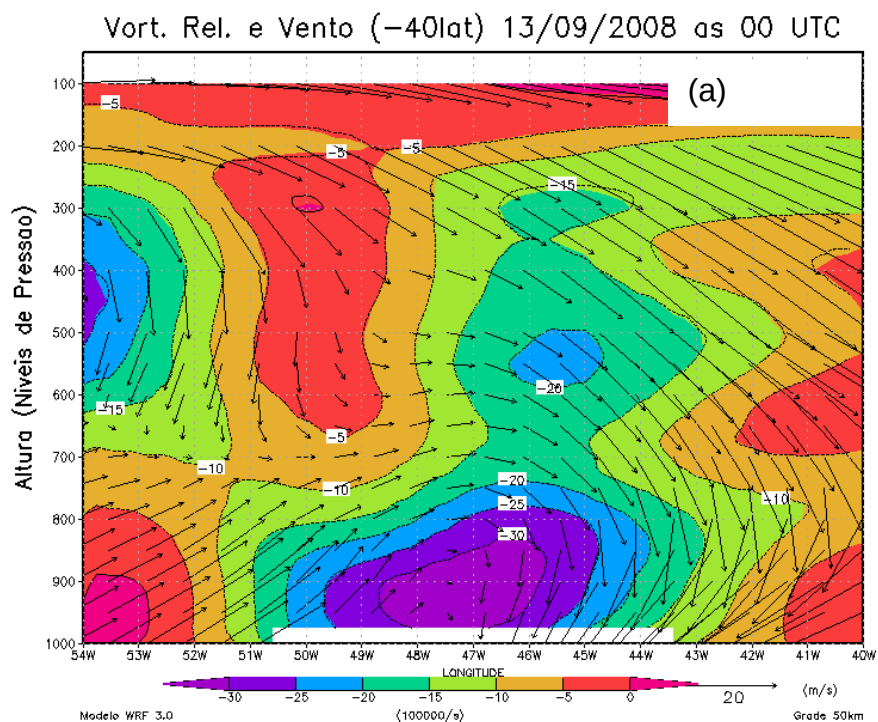


Figura 39 – Secção vertical de vorticidade relativa ($\times 10^{-5} s^{-1}$, hachurado) e vetor vento horizontal (m/s), de 1000 a 100hPa, para o período compreendido entre os dias 13 e 19 de setembro de 2008. O valor da latitude e horário relativos a cada secção vertical estão indicados nas figuras.

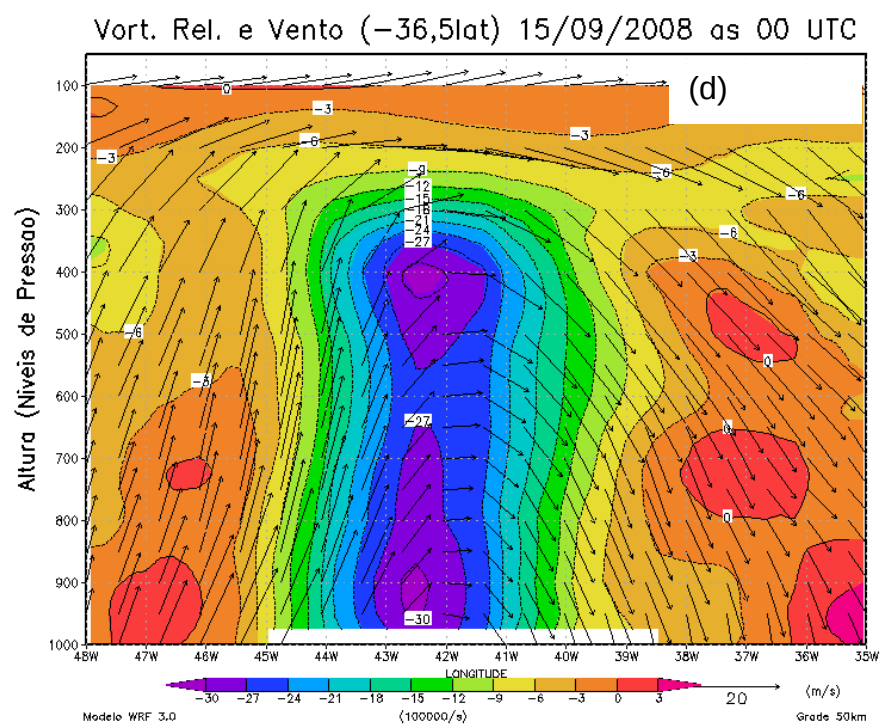
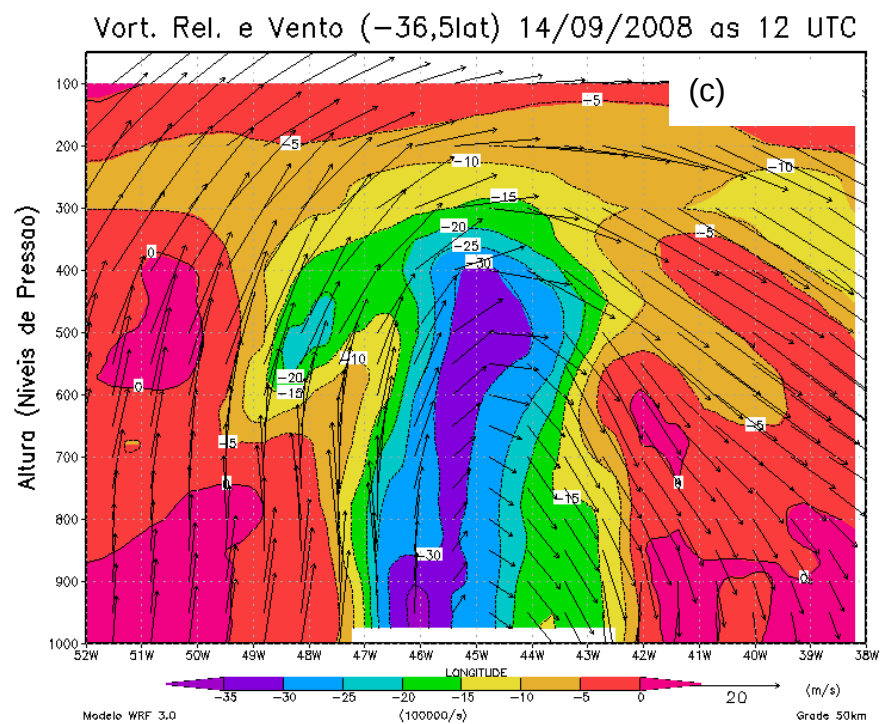


Figura 39 – Continuação.

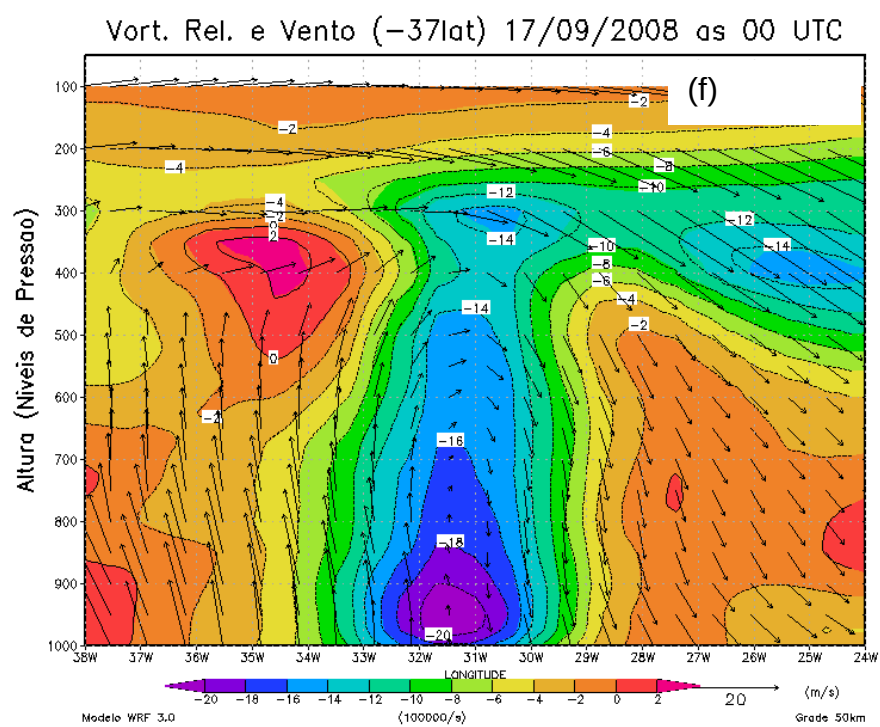
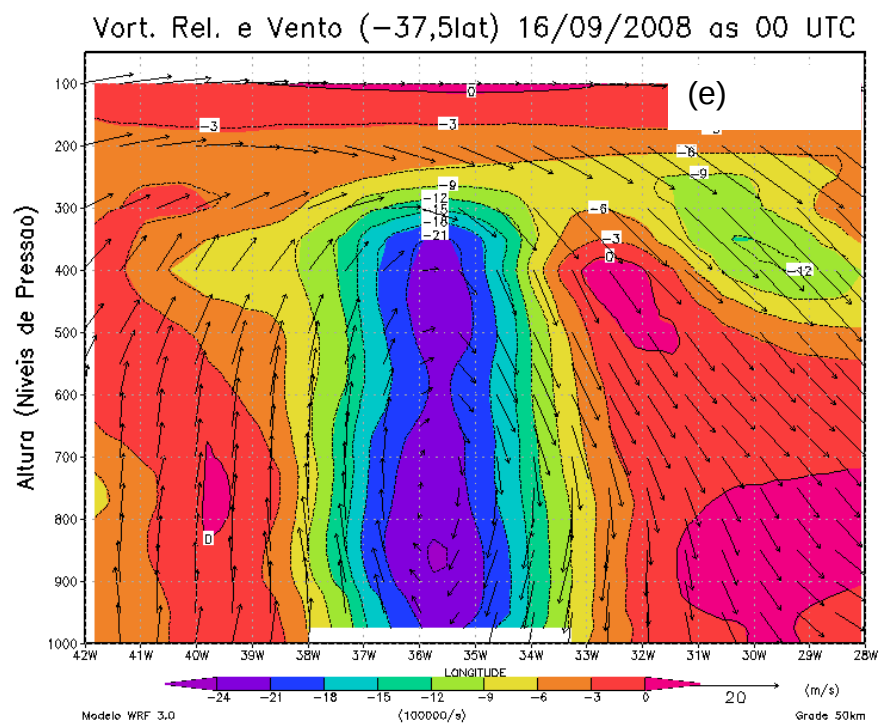


Figura 39 – Continuação.

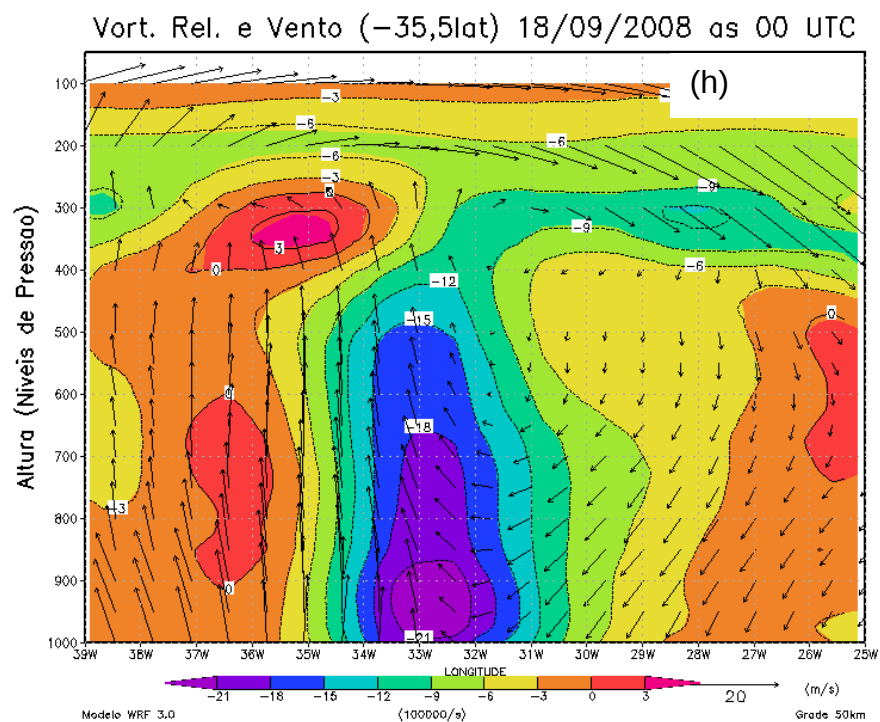
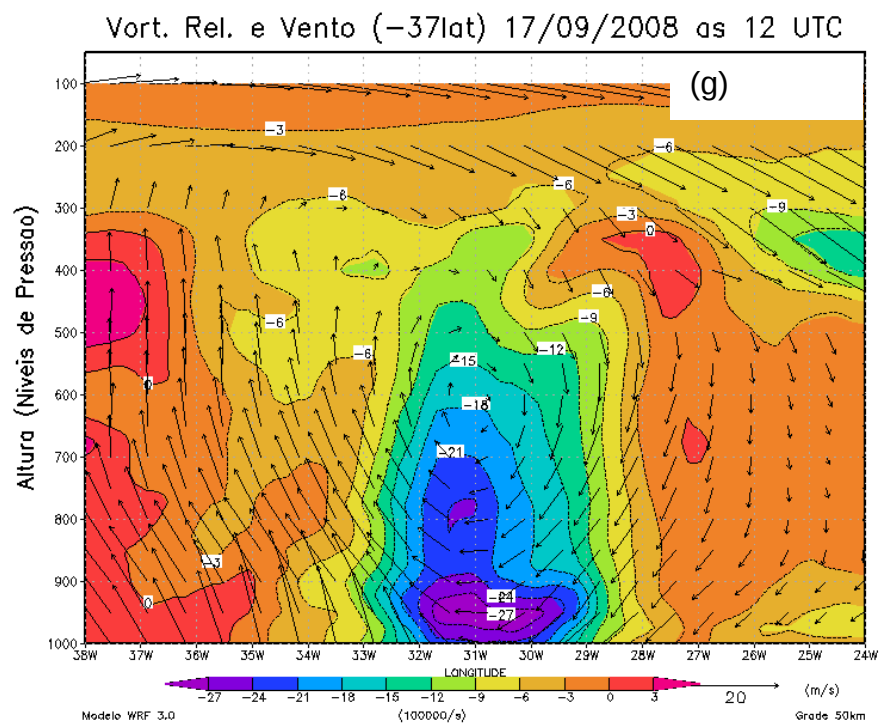


Figura 39 – Continuação.

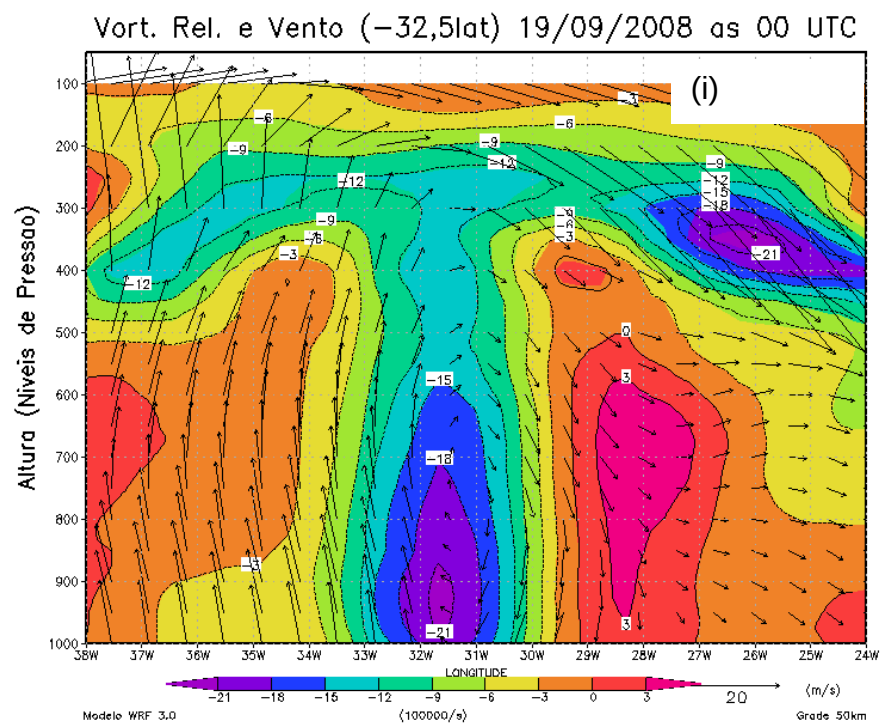


Figura 39 – Continuação.

5 CONCLUSÕES

Neste trabalho foram analisados campos observados e simulados, relativos à ocorrência de 3 casos de estudo. O primeiro caso apresentado correspondeu àquele em foi observado o primeiro furacão no Oceano Atlântico Sul, no final do mês de março de 2004. Este furacão resultou da transformação de uma baixa desprendida em situação de bloqueio dipolo, tendo como precursor um ciclone extratropical. Os outros dois casos corresponderam igualmente a situações de baixas desprendidas de ciclones extratropicais, com e sem situação de bloqueio dipolo. Estes casos ocorreram em maio de 2005 e em setembro de 2008, respectivamente.

Os dados observados foram os de ventos a 10m de altura, medidos pelo escaterômetro *SeaWinds*, instalado a bordo do satélite QuikSCAT. Estes dados foram comparados aos campos simulados de ventos a 10m de altura, obtidos com o modelo WRF, versão 3.0. Em condições de ventos fortes (superiores a 35nós), o modelo não restituiu bem os valores observados, mas posicionou as suas variações de maneira satisfatória. Dentre as questões que podem ter interferido nas respostas do modelo podem ser citadas: resoluções horizontais das grades utilizadas, qualidade dos dados de inicialização e de contorno das simulações, opções das parametrizações físicas adotadas, número de níveis verticais utilizados. O grau de interferência dos itens citados não foi testado no âmbito do presente trabalho.

Para os casos de estudo, procurou-se verificar semelhanças/diferenças entre os campos analisados. No caso furacão Catarina, o escoamento de baixos níveis foi, durante todo o período, proveniente de baixas latitudes. Contribuiu com o aporte de ar úmido e relativamente quente, pois os valores de TSM e de umidade relativa nos

baixos níveis observados no caso furacão Catarina foram superiores aos observados nos outros casos de estudo. A ocorrência do bloqueio dipolo foi outro aspecto que se destacou no caso furacão Catarina, apesar de estar presente também no caso de maio 2004.

Os ventos em baixos níveis nos casos de maio de 2004 e de setembro de 2008 foram fortes no entorno do centro das baixas desprendidas. No caso furacão Catarina, uma vez desprendida a baixa pressão, os ventos não foram superiores a aproximadamente 10m/s. Nos outros dois casos, os ventos máximos apresentaram o dobro de intensidade e durante dias consecutivos, especialmente o caso de setembro de 2008, com deslocamento do centro das baixas desprendidas para leste.

Na fase de baixa desprendida, foi notável a verticalização dos valores máximos de vorticidade ciclônica acima da baixa pressão em superfície e do regime de ventos diferenciado nos lados a oeste e a leste da baixa desprendida.

Tabela 8 - Características semelhantes nos 3 casos de estudo.

	Caso Catarina	Caso 1	Caso 2
Bloqueio	X	X	?
Umidade	X	X	X
Variação Vertical do Vento	X	X	X
Geopotencial	X	X	X
Vorticidade em baixos níveis	X	X	X

Sugestão de trabalhos futuros:

1. Continuação do estudo das baixas desprendidas e bloqueio atmosférico dos casos analisados;
2. Investigação da ocorrência de outros casos semelhantes;
3. Avaliação das condições meteorológicas, associados aos sistemas;
4. Transição tropical: vorticidade potencial isentrópica, estudo dinâmico e termodinâmico;
5. Realização de outros experimentos envolvendo as simulações numéricas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANNETTE, P. Optimum Prediction of the Mouvement of Tropical Cyclone Tracy (1974) by Linear Extrapolation. **Monthly Weather Review**, v. 106, n. 11, p. 1619-1621, 1978.

BEVEN, J.L. A study of three 'hybrid' storms. In: CONFERENCE ON HURRICANES AND TROPICAL, 22, 1997, Fort Collins. **Anais do...** Fort Collins: Meteorology American Meteorological Society, 1997, p. 645-646.

BOSART, L. F.; BARTLO, J. A. Tropical Storm Formation in a Baroclinic Environment. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 8, p. 1979-2013, 1991.

BOSART, L. F.; LACKMANN, G. M. Postlandfall Tropical Cyclone Reintensification in a Weakly Baroclinic Environment: A Case Study of Hurricane David (September 1979). **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3289-329, 1995.

BRACKEN, E.; BOSART, L. F. The role of synoptic-scale flow during tropical cyclogenesis over the North Atlantic Ocean. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 2, p. 353-376, 2000.

CALEARO, D.; ARAÚJO, G.; CORRÊA, C. R. L.; MORAES, M.; RODRIGUES, M. L.; MONTEIRO, M. A.; MARTINS, M.; VICTÓRIA, R. B.; ARAÚJO, C. E.; ROLDÃO, A. Monitoramento do Catarina no Centro Operacional da Epagri/Climerh. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais do...** Fortaleza: SBMET, 2004. 1CD-ROM.

CASARIN, Darci Pegoraro. **Um estudo observacional sobre os sistemas de bloqueio no Hemisfério Sul**. 1982. 82f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling and advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 4, p. 569-585, 2001.

CRUM, F. X.; STEVENS, D. E. A Case Study of Atmospheric Blocking Using Isentropic Analysis. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 1, p. 223-241, 1988.

DAVIS, C. A.; BOSART, L. F. Numerical simulations of the genesis of Hurricane Diana (1984). Part I: Control simulation. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 8, p. 1859-1881, 2001.

DAVIS, C. A.; BOSART, L. F. Numerical simulations of the genesis of Hurricane Diana (1984). Part II: Sensitivity of track and intensity prediction. **Monthly Weather Review**, v.130, n. 5, p. 1100–1124, 2002.

DAVIS, C. A.; BOSART, L. F. Baroclinically Induced Tropical Cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 11, p. 2730-2747, 2003.

DAVIS, C. A.; BOSART, L. F. The TT Problem. Forecasting the Tropical Transition of Cyclones. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, n. 11, p. 1657-1662, 2004.

DAVIS,C.; WANG,W.;CHEN, S.S.; CHEN, Y.; CORBOSIERO, K.; DEMARIA, M.; DUDHIA, J.; HOLLAND, G.; KLEMP, J.; MICHALAKES, J.; REEVES, H.; ROTUNNO, R.; SNYDER, C.; XIAO, Q. Prediction of landfalling hurricanes with the advanced hurricane WRF model. **Monthly Weather Review**, v.136, n.6, p. 1990-2005, 2008.

DEFESA CIVIL DE SANTA CATARINA. Disponível em: <<http://defesacivil.sc.gov.br>>. Acesso em: 20 ago. 2008.

DeMARIA, M.; KNAFF, J. A.; CONELL, B. H. A Tropical Cyclone Genesis Parameter for the Tropical Atlantic. **Weather Forecasting**, v. 16, n. 2, p. 219-233, 2001.

DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.46, n. 20, p. 3077-3107, 1989.

DUNNAVAN, G. M.; DIERCKS, J. W. An Analysis of Super Tip (October 1979). **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 11, p. 1915-1923, 1980.

EMANUEL, K. A. An air-sea interaction model of intraseasonal oscillation in the Tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 16, p. 2324-2340, 1987.

EMANUEL, K. A. Genesis and maintenance of “Mediterranean Hurricane”. **Advances in Geosciences**, v. 2, p. 271-290, jun. 2005.

EMANUEL, K. A.; ROTUNNO, R. Polar Lows as Arctic hurricanes. **Tellus**, v.41A, n. 1, p. 1-17, 1989.

FREDERIKSEN, J. S.; FREDERIKSEN, C. S. Southern Hemisphere Storm Tracks, Blocking, and Low-Frequency Anomalies in a Primitive Equation Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 18, p. 3148-3163, 1993.

GAN, M. A. . Ciclone Catarina: Análise Sinótica. In: III Simposio Internacional de Climatologia, 3, 2009, Canela. **Anais do...** Rio de Janeiro : SBMET, 2009. v. 1. p. 1-5.

GRAY, W. M. Global view of the origin of tropical disturbances and storms. **Monthly Weather Review**, v.96, n. 10, p. 669-700, 1968.

GUSSO, A. Aspectos físicos preliminares do cyclone extra-tropical anômalo Catarina-1 na perspectiva dos dados do sistema de satélites NOAA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais do...** Fortaleza: SBMET, 2004. 1CD-ROM.

HART, R. E. A Cyclone Phase Space Derived from Thermal Wind and Thermal Asymmetry. **Monthly Weather Review**, v. 131, n.4, p.585-616, 2003.

HILL, K.A.; LACKMANN, G.M. Analysis of idealized tropical cyclone simulations using the weather research and forecasting model: sensitivity to turbulence parameterization and grid spacing. **Monthly Weather Review**, v. 137, n.2, p.745-765, 2009.

HOLLAND, G. J.; LYNCH, A. H.; LESLIE, L; M. Australian East-Coast Cyclone. Part I: Synoptic Overview and Case Study. **Monthly Weather Review**, v. 115, n.12, p.3024-3036, 1987.

HOLLAND, G. J.; LANDER, M. The meandering nature of tropical cyclone tracks. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 18, p. 1254-1266, 1993.

HOLTON, J.R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**, Elsevier Academic Press, 4 edição, 2004, 529 p

HOSKINS, B.J.; MCINTYRE, M.E.; ROBERTSON, A.W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.111, p.877-946, 1985.

HUANG, F.; TANG, X.; LOU, S. Y.; LU,C. Evolution of Dipole-Type Blocking Life Cycles: Analytical Diagnoses and Observation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, n. 1, p. 52-73, 2007.

JANJIC, Z.I. **Nonsingular Implementation of the Mellor-Yamada Level 2,5 Scheme in the NCEP Meso model**. NCEP Office Note, n. 437, 2002, 61p.

KAIN, J.S. The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. **Journal of Applied Meteorology**, v.43, n.1, p.170-181, 2004.

KATZFEY, J. J.; McINNES, K. L. GCM Simulations of Eastern Australian Cutoff Lows. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2337-2355,1996.

LEJENÃS, H. Characteristics of Southern Hemisphere blocking as determined from a time series of observational data. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 110, n. 466, p. 967-979, 1984.

LIMA, Raquel Silva. **Gênese, evolução e decaimento do vórtice axissimétrico de Santa Catarina entre 23 e 29 de março de 2004: uma análise por meio de**

sensoriamento remoto e modelos numérico e conceitual. 2005. 88f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. 2005.

MARQUES, R. F. C.; RAO, V. B. Bloqueio Atmosférico do Hemisfério Sul, 1980-1993. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9, 1996, Campos do Jordão. **Anais do...** Campos do Jordão: SBMET, 1996.

MARQUES, R. F. C.; RAO, V. B. A Diagnosis of a Long-Lasting Blocking Event over the Southeast Pacific Ocean. **Monthly Weather Review**, v. 127., n. 8, p. 1761-1776, 1999.

MARQUES, R. F. C.; RAO, V. B. Efeito local de temperatura do mar no bloqueio sobre o Oceano Pacífico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11, 2000, Rio de Janeiro. **Anais do...** SBMET, 2000. 1CD-ROM.

MARCELINO, E. V.; RUDORF, F. M.; GOERL, R. F.; MARCELINO, I. P. V. O.; GONÇALVES, E. F. Cyclone Catarina: Intensity Map And Preliminary Damage Assessment. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE DESASTRES NATURAIS, 1., 2004, Florianópolis. **Anais do...** Florianópolis: GEDN/UFSC, 2004. p. 734-748. (CD-ROM).

MARTINS, M.; VICTÓRIA, R. B.; MONTEIRO, M. A.; MORAES, M.; CALEARO, D.; ARAÚJO, G.; CORRÊA, C. R. L.; RODRIGUES, M. L. Comportamento da pressão atmosférica e do vento máximo no episódio Catarina: Resultados preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais do...** Fortaleza: SBMET, 2004. 1CD-ROM.

MATTOS, L. F.; SATYAMURTY, P. Catarina: um sistema meteorológico raro no litoral. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 13., Fortaleza. **Anais do...** Fortaleza: SBMET, 2004. 1CD-ROM.

McBRIDE, J. L.; ZEHR, R. Observational Analysis of Tropical Cyclone Formation. Part II: Comparison of Non-Developing Versus Developing Systems. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 6, p. 1132-1151, 1981.

McTAGGART-COWAN, R.; BOSART, L. F.; DAVIS, C. A.; ATALLAH, E. H.; GYAKUM, J. R.; EMANUEL, K. A. Analysis of Hurricane Catarina (2004). **Monthly Weather Review**, v.134, n. 11, p. 3029-3053, 2006.

MENDES, M. C. D.; TRIGO, R. M.; CAVALCANTI, I. F. A.; DACAMARA, C. C. Bloqueios atmosféricos de 1960 a 2000 sobre o oceano pacífico sul: Impactos climáticos e mecanismos físicos associados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.2, p. 175-190, 2005.

MENEZES, W.; SILVA DIAS, P. L. Um estudo do impacto das opções físicas do modelo RAMS na simulação numérica do ciclone Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais do...** Fortaleza: SBMET, 2004. 1CD-ROM.

MERRILL, R.T. Environmental influences on hurricane intensification. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.45, n.11, p.1678-1687, 1988.

MLAWER, E.J., TAUBMAN, S.J., BROWN, P.D., IACONO, M.J., CLOUGH, S.A. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, D14, p.16663-16682, 1997.

MOSCATELLO, A.; MIGLIETTA, M.M.; ROTUNNO, R. Numerical Analysis of a Mediterranean "Hurricane" over Southeastern Italy. **Monthly Weather Review**, v. 136, n.11, p.4373-4397, 2008.

NAMIAS, J. The index cycle and its role in the general circulation. **Journal of Meteorology**, v.7, p.130-139, 1950.

NASCIMENTO, E. L.; AMBRIZZI, T. The Influence of Atmospheric Blocking on the Rossby Wave Propagation in Southern Hemisphere Winter Flows. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 80, n. 2, p. 139-159, 2002.

NIETO, R.; GIMENO, L.; AÑEL, J. A.; DE LA TORRES, L.; GALLEG0, D.; BARRIOPEDRO,D.; GALLEG0, M.; GORDILLO, A.; REDAÑO, A.; DELGADO, G. Analysis of the precipitation and cloudiness associated with COLs occurrence in the Iberian Peninsula. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 96, n. 1-2, p. 103-119, 2007.

PEZZA, A. B.; SIMMONDS, I. The first South Atlantic hurricane: Unprecedented blocking, low shear e climate change. **Geophysical Research Letter**, v. 32, L15712, p. 1-5, 2005.

PEZZA, A. B.; SIMMONDS, I. Large –scale factors in tropical and extratropical cyclone transition and extreme weather events. **Trends and Directions in Climate Research**, v.1146, p.189-211, 2008.

REALE, O.; ATLAS, R. Tropical cyclone-like vortices in the extratropics: observational evidence and synoptic analysis. **Weather and Forecasting**, v.16, n.1, p.7-34, 2001.

REX, D. F. Blocking action in the middle troposphere and its effects upon regional climate: I. An aerological study of blocking action. **Tellus**, v. 2, n. 3, p. 196–211, 1950a.

REX, D. F. Blocking action in the middle troposphere and its effects upon regional climate: II. The climatology of blocking action. **Tellus**, v. 2, n. 4, p. 275–301, 1950b.

SANFORD, T. B.; BLACK, P. G.; HAUSTERN, J. R.; FEENEY, J. W.; FORRISTALL, G. Z.; PRICE, J. F. Ocean Response to a Hurricane. Part I: Observation. **Journal of Physical Oceanography**, v. 17, n. 11, p. 2065-2083, 1987.

SANTURETTE, P.; GEORGIEV, C.G. **Weather Analysis and Forecasting-Applying Satellite Water Vapor Imagery and Potential Vorticity Analysis**. Elsevier Academic Press, 2005, 179 pp.

SILVA, R. R.; SILVA DIAS, P.; GANDU, A.; MOREIRA, D. S. Impactos da Temperatura da Superfície do Mar Ciclone Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais do...** Fortaleza: SBMET, 2004. 1CD-ROM.

SILVA DIAS, P. L.; SILVA DIAS, M. A. F.; SELUCHI, M.; DINIZ, F. A. O Ciclone Catarina: Análise preliminar da estrutura, dinâmica e previsibilidade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais do...** Fortaleza: SBMET, 2004. 1CD-ROM.

SIMPSON, R. H. The hurricane disaster potencial Scale. **Weatherwise**, v. 27, p. 169-186, 1974.

SINCLAIR, M. R. A Climatology of Anticyclones and Blocking for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 2, p. 245-263, 1996.

SKAMAROCK, W.; KLEMP, J.B.; DUDHIA, J.; GILL, D.O.; BARKER, D.M.; WANG, W.; POWERS, J.G. **A Description of the Advanced Research WRF Version 3**. NCAR Technical Note, 2008, 113 p.

TAO, W.-K., SIMPSON, J. The Goddard cumulus ensemble model.Part I: Model description. **Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences**, v.4, p.35-72, 1993.

TAO, W.-K., SIMPSON, J., BAKER, D., BRAUN, S., CHOU, M.-D., FERRIER, B., JOHNSON, D., KHAIN, A., LANG, S., LYNN, B., SHIE C.-L., STARR, D., SUI, C.-H., WANG, Y., WETZEL, P. Microphysics, radiation and surface processes in the Goddard Cumulus Ensemble (GCE) model. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 82, p.97-137, 2003.

TILLY, D. E.; LUPO, A. R.; MELICK, C. J.; MARKET, P. S. Calculated Height Tendencies in Two Southern Hemisphere Blocking and Cyclone Events: The Contribution of Diabatic Heating to Block Intensification. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 11, p. 3568-3578, 2008.

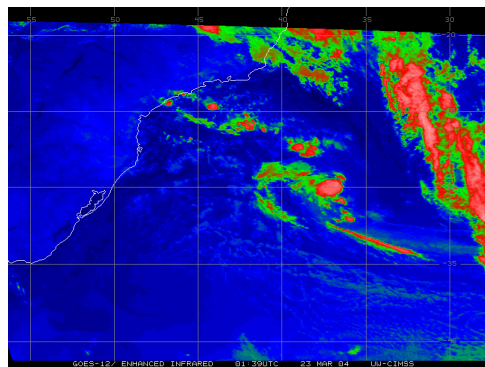
VAN LOON, H. Blocking action in the Southern Hemisphere. Part I, **Notos** v.5, n.3, p.171-175, 1956.

VEIGA, J. A. P.; PEZZA, A. B.; SIMMONDS, I.; SILVA DIAS, P.L. An Analysis of the Enviromental Energetics Associated with the transition of the First Saouth Atlantic Hurricane. **Geophysical Research Letters**, v. 35 L15806, 2008.

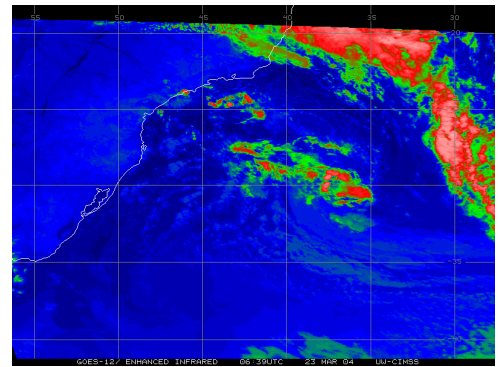
VIANNA, J. A. P.; MENEZES, V.V.; PEZZA,A.B.;SIMMONDS,I. Interaction between Hurricane Catarina (2004) and Warm Core Rings in the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research** (no prelo)

WIEDENMANN, J. M.; LUPO, A. R.; MOKHOV, I. I.; TIKHONOVA, E. A. The Climatology of Blocking Anticyclones for the Northern and Southern Hemispheres: Block Intensity as a Diagnostic. **Journal of Climate**, v. 15, n.12 , p. 3459-3473, 2002.

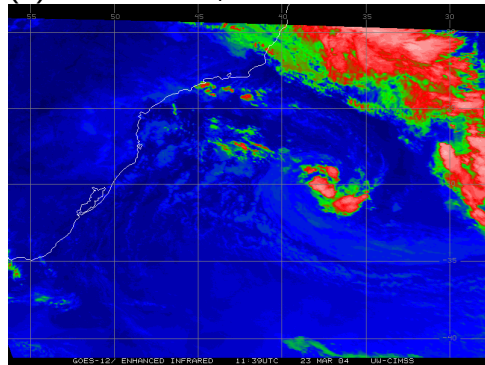
ANEXO



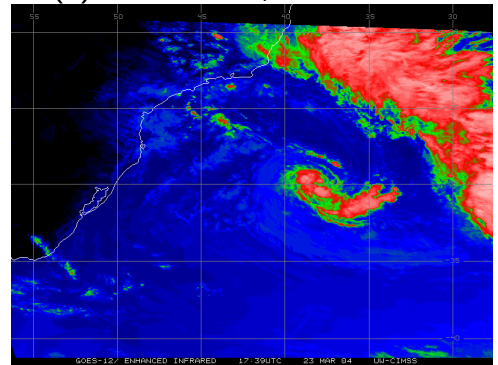
(a) 23/03/2004, 01:39 UTC



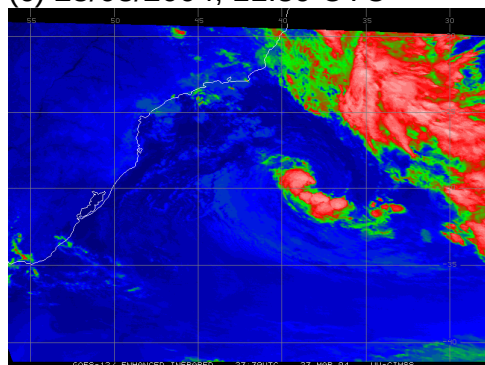
(b) 23/03/2004, 06:39 UTC



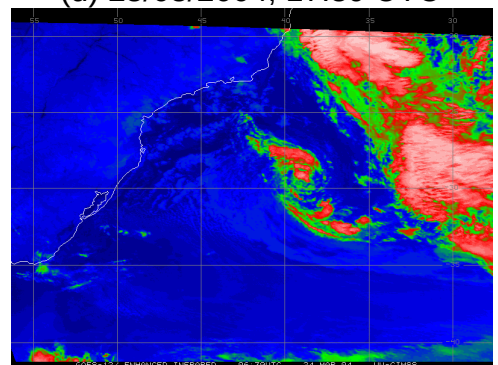
(c) 23/03/2004, 11:39 UTC



(d) 23/03/2004, 17:39 UTC



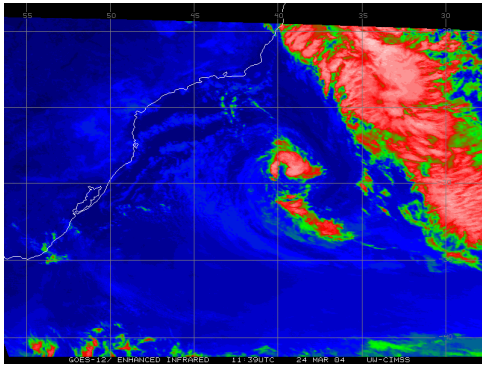
(e) 23/03/2004, 23:39 UTC



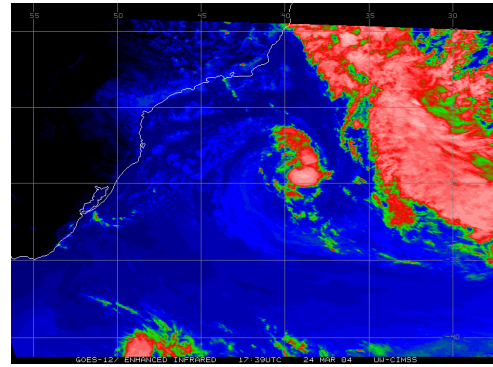
(f) 24/03/2004, 06:39 UTC

Figura A - Sequência de imagens de satélite geoestacionário, realçadas no canal infravermelho, do furacão Catarina desde sua formação até sua dissipação. O período compreende o dia 23/03/2004 às 1:39 UTC até o dia 28/03/2004 às 17:39 UTC.

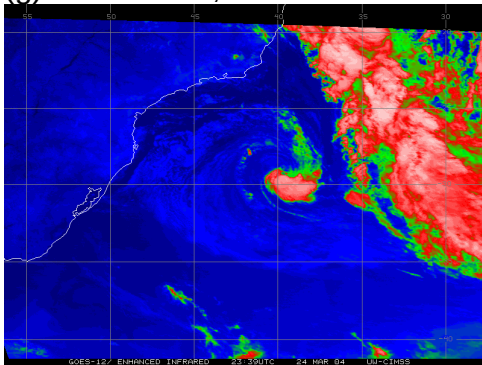
Fonte: <http://cimss.ssec.wisc.edu>



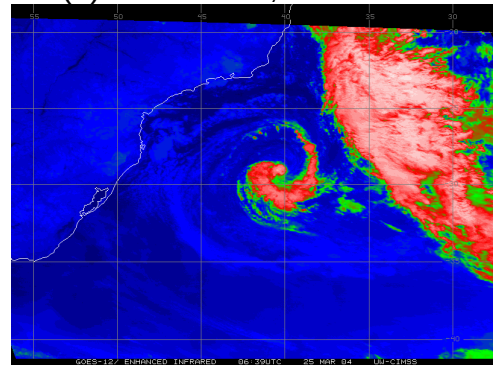
(g) 24/03/2004, 11:39 UTC



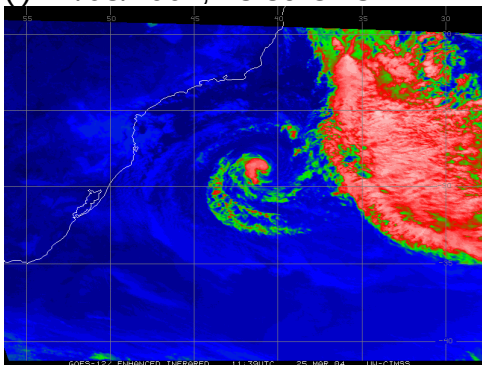
(h) 24/03/2004, 17:39 UTC



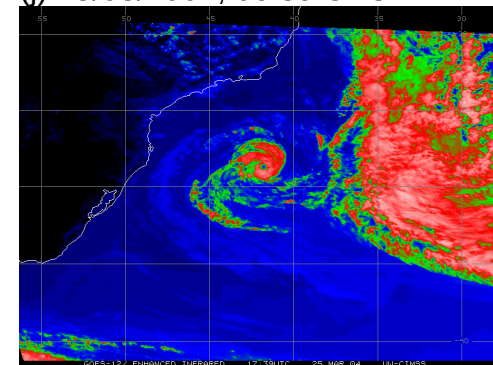
(i) 24/03/2004, 23:39 UTC



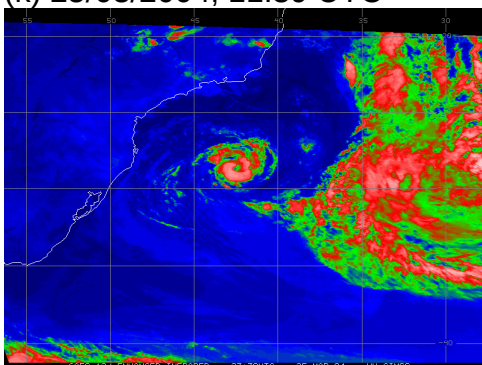
(j) 25/03/2004, 06:39 UTC



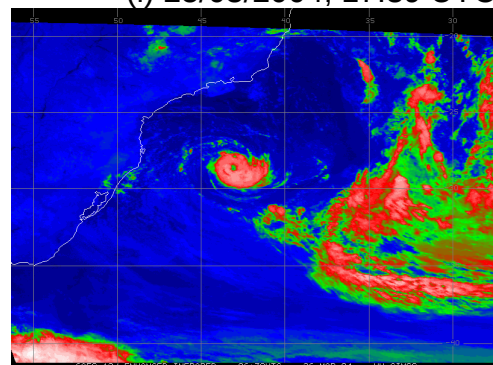
(k) 25/03/2004, 11:39 UTC



(l) 25/03/2004, 17:39 UTC

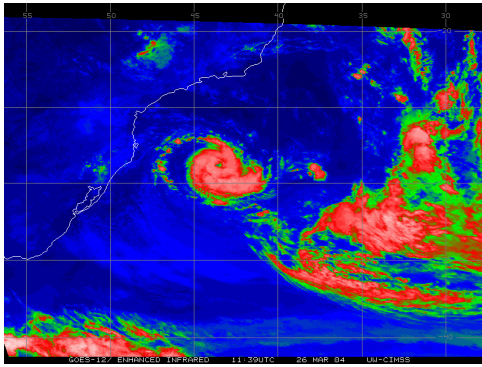


(m) 25/03/2004, 23:39 UTC

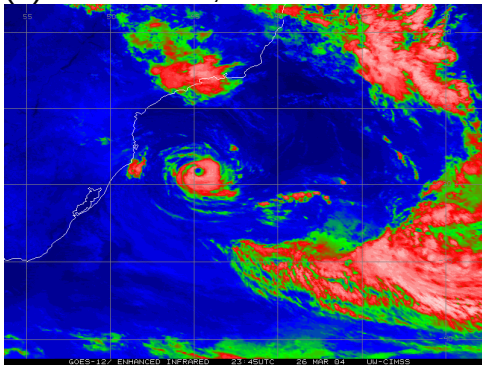


(n) 26/03/2004, 06:39 UTC

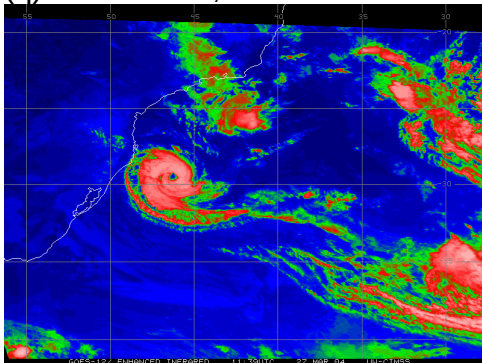
Figura A – Continuação.



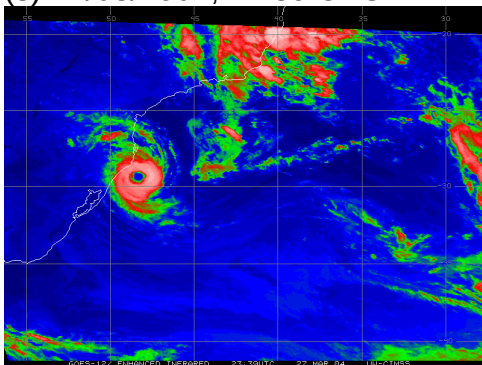
(o) 26/03/2004, 11:39 UTC



(q) 26/03/2004, 23:45 UTC

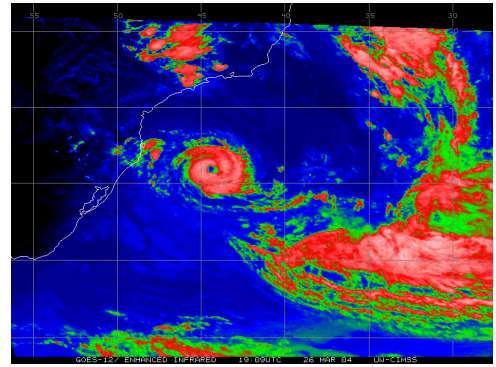


(s) 27/03/2004, 11:39 UTC

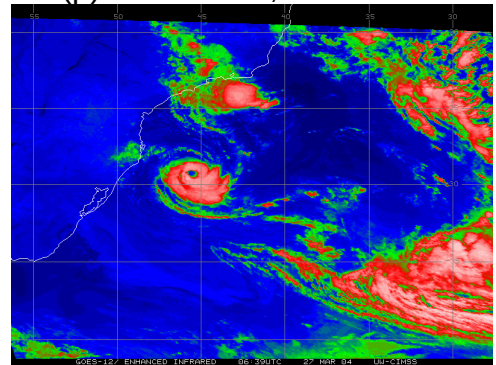


(u) 27/03/2004, 23:39 UTC

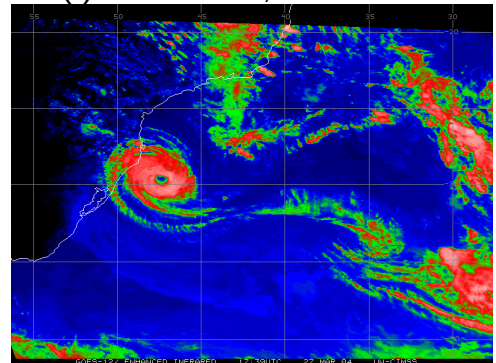
Figura A – Continuação.



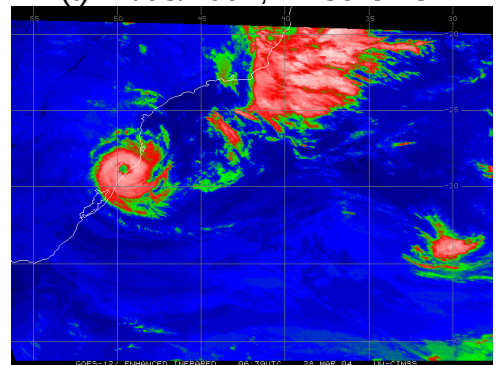
(p) 26/03/2004, 19:09 UTC



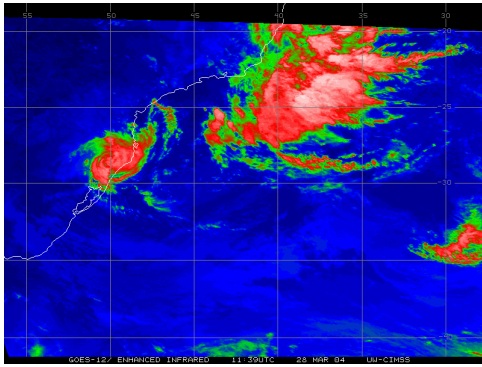
(r) 27/03/2004, 06:39 UTC



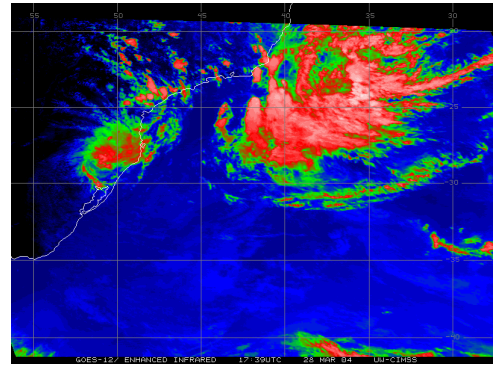
(t) 27/03/2004, 17:39 UTC



(v) 28/03/2004, 06:39 UTC



(w) 28/03/2004, 11:39 UTC
Figura A – Continuação.



(x) 28/03/2004, 17:39 UTC