



Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza
Instituto de Geociências
Programa de Pós Graduação em Meteorologia (PPGM)

**ANÁLISE E CLASSIFICAÇÃO DE CICLONES UTILIZANDO
DIAGRAMAS DE FASE: CONCEITOS E APLICAÇÃO EM
PREVISÃO DE TEMPO OPERACIONAL**

Rodrigo de Souza Barreto Mathias

Orientador: D.Sc. Wallace Figueiredo Menezes

Coorientadora: D.Sc. Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira

ANÁLISE E CLASSIFICAÇÃO DE CICLONES UTILIZANDO DIAGRAMAS DE
FASE: CONCEITOS E APLICAÇÃO EM PREVISÃO DE TEMPO OPERACIONAL

Rodrigo de Souza Barreto Mathias

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ), como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (área: Meteorologia).

Orientadores:

D.Sc. Wallace Figueiredo Menezes

D.Sc. Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira

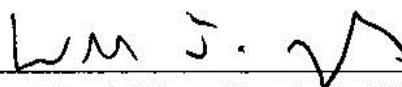
Rio de Janeiro

Maio de 2012

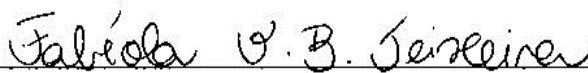
**ANÁLISE E CLASSIFICAÇÃO DE CICLONES UTILIZANDO DIAGRAMAS DE
FASE : CONCEITOS E APLICAÇÃO EM PREVISÃO DE TEMPO OPERACIONAL**

Rodrigo de Souza Barreto Mathias

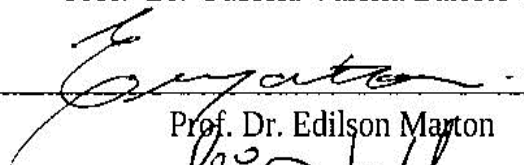
DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DO CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ) COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS (ÁREA : METEOROLOGIA).



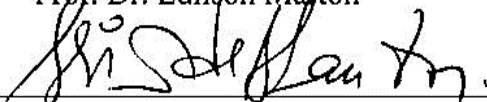
Prof. Dr. Wallace Figueiredo Menezes (Orientador)



Prof.^a Dr.^a Fabíola Valéria Barreto Teixeira



Prof. Dr. Edilson Marton



Prof. Dr. Isimar de Azevedo Santos

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

MAIO DE 2012

Mathias, Rodrigo de Souza Barreto

Análise e Classificação de Ciclones Utilizando Diagramas de Fase: Conceitos e Aplicação em Previsão de Tempo Operacional/ Rodrigo de Souza Barreto Mathias. - Rio de Janeiro: UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN, 2012.

xviii, 110 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Wallace Figueiredo Menezes e Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira.

Dissertação (Mestrado) - UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN Programa de Pós-graduação em Meteorologia, 2012.

Referências Bibliográficas: p. 111-117.

1. Ciclones. 2. Transição de Fase de Ciclones. 3. Espaço de Fase de Ciclones. I. Menezes, Wallace Figueiredo. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, PPGM/IGEO/CCMN, Programa de Pós-graduação em Meteorologia. III. Título.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer a Deus por toda a força e amparo que me foram concedidos durante toda a minha vida, sobretudo nos momentos difíceis e onde parecia que não apareceria uma “luz no final do túnel”.

À minha família, por todo o apoio e incentivo, principalmente à minha mãe que dedica amor incondicional a mim e aos meus irmãos. Sem ela, com certeza muitas metas em minha vida não teriam sido alcançadas e, se hoje aqui estou apresentando este trabalho, devo isso ao seu carinho, amor e dedicação. O meu muito obrigado a essa grande mulher!

À minha namorada Nathália, que sempre está por perto, me ajudando, me apoiando, e orientando, dando sua opinião que muito me ajuda. Também sem o seu amor e sem o seu carinho teria sido bem mais difícil levar a termo este trabalho. Eu te amo!

Aos meus orientadores, que souberam me incentivar e “puxar a minha orelha” quando necessário, principalmente quando o assunto era “prazos”. Graças ao Prof^o Dr. Wallace e à Dr^a Ana Cristina, o tema deste trabalho surgiu em minha vida acadêmica, desde a monografia de graduação. Foram eles que me fizeram tomar gosto pelos ciclones com “crise de identidade”.

Ao Prof^o Dr. Robert Hart da Universidade da Flórida, que sempre se mostrou acessível e disposto a me ajudar, desde o Encontro Internacional sobre Ciclones do Atlântico Sul, seja fornecendo os diagramas aqui analisados, seja dando sua valiosa opinião sobre as transições de fase dos ciclones.

Aos amigos Eliana Palmeira, Renata Gonzales, João Rodrigues, Christiane Nascimento, Raquel Fonseca, Leandro Machado e Alexandre Gadelha, pelo incentivo e ajuda.

Ao amigo Ronaldo Palmeira, pela paciência e pela preciosa ajuda com as simulações do modelo *WRF* e com suas opiniões e sugestões, mesmo quando isso acontecia às 2h da manhã pelo *google talk*.

Aos meus colegas de trabalho e às comandantes do Serviço Meteorológico Marinho, Emma e Angela, que me incentivaram quanto ao mestrado e permitiram que eu conciliasse aulas e o serviço na Marinha. O SMM foi o grande laboratório dos meus estudos, pois me permitiu ver na prática, no dia a dia das análises sinóticas e das previsões para o Atlântico Sul, as transições de fase dos ciclones, inclusive os que aqui são estudados.

Resumo da Dissertação apresentada ao PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M. Sc.)

ANÁLISE E CLASSIFICAÇÃO DE CICLONES UTILIZANDO DIAGRAMAS DE FASE: CONCEITOS E APLICAÇÃO EM PREVISÃO DE TEMPO OPERACIONAL

Rodrigo de Souza Barreto Mathias

Maio/2012

Orientadores: D.Sc. Wallace Figueiredo Menezes
D.Sc. Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira

Programa de Pós-graduação em Meteorologia

No presente trabalho foi aplicada a metodologia de Hart (2003) para a caracterização e classificação de três ciclones (Catarina, Arani e Ciclone extratropical de desenvolvimento explosivo), com formações e desenvolvimentos distintos sobre o Oceano Atlântico Sul. Foram utilizados diagramas de fase do modelo global *GFS* (1,0°) e da Reanálise *ERA* (0,7°), e também campos e perfis atmosféricos a partir de dados da Reanálise *CFSR* (0,5°). Os objetivos dessa dissertação são apresentar os diagramas de fase e mostrar a contribuição que eles podem dar como ferramenta na previsão de tempo operacional, fazendo a correspondência entre as diferentes fases que os ciclones apresentaram nos diagramas e as características que eles assumiram. Os diagramas de fase foram importantes ferramentas na identificação das modificações estruturais e de intensidade dos ciclones estudados. Nas análises dos diagramas elaborados pela Universidade da Flórida (*FSU*) foi detectada a transição parcial do ciclone Catarina da fase extratropical para a tropical, um caráter subtropical no ciclone Arani e o surgimento de um aprisionamento quente (*warm seclusion*) no ciclone extratropical de desenvolvimento explosivo. Em tempo real, a identificação dessas mudanças seria fundamental na previsão da intensidade e comportamento dos referidos ciclones.

Palavras chave: Ciclones Extratropicais; Ciclones Subtropicais; Ciclones Tropicais; Ciclones Híbridos; Transição de Fase de Ciclones; Espaço de Fase de Ciclones.

Abstract of Dissertation presented to PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

ANALYSIS AND CLASSIFICATION OF CYCLONES USING PHASE DIAGRAMS: CONCEPTS AND APPLICATIONS IN OPERATIONAL WEATHER FORECAST

Rodrigo de Souza Barreto Mathias

May/2012

Advisors: D.Sc. Wallace Figueiredo Menezes
D.Sc. Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira

Department: Meteorology

In this work was applied Hart (2003) methodology for the characterization and classification of three cyclones (Catarina, Arani and Bomb Extratropical Cyclone) with different developments over South Atlantic Ocean, using phase diagrams of the GFS model (1,0°) and ERA reanalysis (0,7°) and also atmospheric fields and profiles from CFSR reanalysis (0,5°). The aims of this work are presenting the diagrams phase and show the contribution they can give as a tool in operational weather forecast, relating the different phases of the cyclones on the diagrams and the features they had. The diagrams phase were important tools in the identification of both structural and intensity changes of the cyclones. In the analysis of the diagrams made by the Florida State University (FSU) was detected a partial tropical transition of the cyclone Catarina, subtropical character in Arani and warm seclusion in the explosive development of the extratropical cyclone. In real time, the identification of these changes would be critical in predicting the intensity and behavior of these cyclones.

Key words: Extratropical Cyclones; Subtropical Cyclones; Tropical Cyclones; Hybrid Cyclones; Cyclone Transition Phase; Cyclone Phase Space.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE TABELAS	xvi
LISTA DE ABREVIATURAS	xvii
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 - Ciclones extratropicais	6
2.1.1 - Primeiras teorias	6
2.1.2 - Ciclo de vida de um ciclone extratropical	9
2.1.3 - Energética do ciclone extratropical	12
2.2 - Ciclones tropicais	13
2.2.1 - Condições necessárias para o desenvolvimento de um ciclone tropical	14
2.2.2 - Gatilhos para a formação de ciclones tropicais	15
2.2.3 - Ciclo de vida, estrutura e trajetória de um ciclone tropical	16
2.3 - Ciclones não-convencionais e transições de fase	18
3. METODOLOGIA E DADOS	23
3.1 - Dados do <i>Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)</i>	23
3.2 - Imagens de satélites	24
3.3 - Outros produtos de satélites	24
3.4 - Cartas sinóticas	24

3.5 - Espaço de fase de ciclone	25
3.5.1 - Parâmetro B: simetria térmica do ciclone	26
3.5.2 - Parâmetros $-V_T^L$ e $-V_T^U$: vento térmico do ciclone - núcleo quente versus núcleo frio.	29
3.5.3 - Diagramas de fase de ciclone	32
3.6 - Modelo Atmosférico <i>Weather Research and Forecasting (WRF)</i>	36
4. RESULTADOS	38
4.1 - Ciclone Catarina (março de 2004)	38
4.1.1 - Descrição sinótica, dinâmica e aspectos observacionais	38
4.1.2 - Análise dos diagramas de fase	53
4.1.3 - Simulações com o <i>WRF</i>	66
4.2 - Ciclone Arani (março de 2011)	71
4.2.1 - Descrição sinótica, dinâmica e aspectos observacionais	71
4.2.2 - Análise dos diagramas de fase	81
4.2.3 - Simulações com o <i>WRF</i>	89
4.3 - Ciclone Extratropical (junho de 2007)	90
4.3.1 - Descrição sinótica, dinâmica e aspectos observacionais	90
4.3.2 - Análise dos diagramas de fase	96
4.3.3 - Simulação com o <i>WRF</i>	102
5. CONCLUSÕES	105
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	111

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 2

Figura 2.1:	Idealização de um ciclone extratropical. B representa o centro de baixa pressão do ciclone. Fonte: Adaptação de http://www.master.iag.usp.br/ensino/Sinotica/AULA09/AULA09.HTML	6
Figura 2.2:	Esquema do ciclo de vida de um ciclone extratropical no HN. Fonte: Bjercknes e Solberg (1922).....	7
Figura 2.3:	Esquema de uma família de ciclones. Fonte: Bjercknes e Solberg (1922)	8
Figura 2.4:	Primeiro estágio de desenvolvimento do ciclone ou estágio de onda no HN. 1 - isóbaras; 2 - isoípsas no nível de 700 hPa; 3 - isoípsas relativa entre os níveis de 500 e 1000 hPa. Fonte: Manual (1964) <i>apud</i> Fedorova (2001).....	9
Figura 2.5	Estágio de ciclone jovem no HN. 1 - isóbaras; 2 - isoípsas no nível de 700 hPa; 3 - isoípsas entre os níveis de 500 e 1000 hPa. Fonte: Manual (1964) <i>apud</i> Fedorova (2001).....	9
Figura 2.6	Estágio de desenvolvimento máximo do ciclone no HN. 1 - isóbaras; 2 - isoípsas no nível de 700 hPa; 3 - isoípsas relativa entre os níveis de 500 e 1000 hPa. Fonte: Manual, 1964 <i>apud</i> Fedorova (2001).....	10
Figura 2.7	Estágio de dissipação do ciclone ou ciclone velho no HN. 1 - isóbaras; 2 - isoípsas no nível de 700 hPa; 3 - isoípsas relativa entre os níveis de 500 e 1000 hPa. Fonte: Manual, 1964 <i>apud</i> Fedorova (2001).....	11
Figura 2.8	Seção zonal de um distúrbio sinótico em desenvolvimento no HN, mostrando a relação entre a advecção de temperatura e a tendência de pressão em altos níveis. A e B designam, respectivamente, regiões de advecção fria e quente na baixa troposfera. Fonte: Holton (2004).....	12

Figura 2.9	Modelo de uma Onda de Leste se deslocando sobre o Caribe. A área hachurada indica a região de convergência dos ventos em superfície. Fonte: Nieuwolt (1977).....	16
Figura 2.10	Modelo conceitual de um ciclone tropical, evidenciando o seu olho, na parte central, e as diversas bandas de cumulonimbus sucessivas, cujos topos, vistos de cima, têm aspecto espiralado. Fonte: Adaptação de http://www.washington.edu/news/archive/id/31162	17
Figura 2.11	Diferença entre a altura geopotencial máxima e mínima dentro de um raio de 500 Km em um: (a) ciclone tropical, (b) ciclone híbrido e (c) ciclone extratropical. Fonte: Hart e Evans (2003).....	21
Figura 2.12	Diagrama esquemático de diferentes tipos de ciclones indicando a ocorrência de transições tropicais e extratropicais. TT - transição tropical e ET - transição extratropical. Fonte: Adaptado de Beven (1997) por Pezza (2008).....	22

CAPÍTULO 3

Figura 3.1	Espaço de Fase tridimensional. Cada lado do cubo representa um parâmetro para caracterização da fase do ciclone.....	25
Figura 3.2	Esquemas de (a) ciclone extratropical no HN e (b) ciclone tropical no HN, com isolinhas de espessura entre 900 e 600 hPa, limitados por envoltório de 500 km de raio. Fonte: Adaptado de Hart (2003).....	28
Figura 3.3	Valores típicos de parâmetro B de assimetria térmica e sua evolução para os ciclones tropicais e extratropicais convencionais no HN. L é o centro de baixa pressão. Fonte: Adaptado de Hart (2008).....	28
Figura 3.4	As linhas contínuas indicam a altura geopotencial, as linhas pontilhadas mostram a anomalia de geopotencial em relação à média zonal e os perfis a direita de cada figura mostram o perfil vertical da perturbação de altura geopotencial (AZ) para (a) ciclone extratropical e (b) ciclone tropical. As barras verticais limitam o raio de 500 km. Fonte: Hart (2003).....	32

Figura 3.5	Diagramas de fase de um ciclone sobre o Atlântico Sul obtidos a partir do modelo GFS, com resolução de $0,5^\circ$ com os parâmetros (a) B e $-V_T^L$ e (b) $-V_T^L$ e $-V_T^U$. Fonte: <i>Florida State University (FSU)</i>	34
Figura 3.6	Diagramas de fase com os parâmetros (a) B e $-V_T^L$ (b) $-V_T^L$ e $-V_T^U$ resumando as principais categorias de ciclones. Fonte: Hart (2003)....	35
CAPÍTULO 4		
Figura 4.1	Pressão ao nível médio do mar (contornos em preto) e altura geopotencial em 500 hPa (contornos coloridos) na fase em que o ciclone que deu origem ao Catarina (área selecionada em vermelho) estava associado a um sistema frontal. A linha tracejada em vermelho representa o eixo do cavado em 500 hPa. Fonte: <i>CFSR</i>	39
Figura 4.2	Imagens do satélite <i>GOES-12</i> no canal infravermelho de (a) 200300Z, (b) 210000Z, (c) 211200Z e (d) 220300Z.....	40
Figura 4.3	Pressão ao nível médio do mar (contornos) e Jato em 250 hPa. Fonte: <i>CFSR</i>	41
Figura 4.4	Cartas sinóticas representando a formação e desenvolvimento do sistema frontal na costa do Sudeste do Brasil. (a) 201200Z, (b) 210000Z, (c) 211200Z e (d) 220000Z. Fonte: <i>SMM/MB</i>	42
Figura 4.5	Pressão ao nível médio do mar (contornos em preto) e altura geopotencial em 500 hPa (contornos coloridos) durante o deslocamento para Oeste do ciclone Catarina. Fonte: <i>CFSR</i>	44
Figura 4.6	Imagens do satélite <i>GOES-12</i> no canal infravermelho de (a) 230000Z, (b) 231200Z, c) 241200Z, (d) 251200Z, (e) 261200Z e (f) 271200Z. É possível notar que o ciclone ocluso desprende-se do sistema frontal.....	46
Figura 4.7	Cartas sinóticas mostrando o desprendimento do sistema de baixa pressão do sistema frontal e o seu deslocamento para Oeste. (a) 230000Z e (b) 271200Z. Fonte: <i>SMM/MB</i>	47

Figura 4.8	Estimativas da velocidade do vento em superfície (barbelas em nós) através do sensor em microondas a bordo do satélite <i>QuikSCAT</i> para (a) 250900Z, (b) 252000Z e (c) 260700Z. Fonte: <i>NESDIS</i>	48
Figura 4.9	Vento a 10 metros obtidos nos momentos de maior intensidade detectada. Não foram obtidos ventos superiores a 35 nós durante a evolução do ciclone. Fonte: <i>CFSR</i>	49
Figura 4.10	Estimativa de TSM média dos dias 25, 26 e 27 de março, através do sensor de microondas a bordo do satélite <i>TRMM</i> . Fonte: <i>Remote Sensing Systems (RSS)</i>	50
Figura 4.11	Espessura da camada entre 900 hPa e 600 hPa e pressão à superfície do mar (contornos em preto). Fonte: <i>CFSR</i>	51
Figura 4.12	(a) Diagrama de Fase relacionando os parâmetros B e $-V_T^L$ obtidos através de análise do GFS (1,0°) e (b) “Zoom” no diagrama de fase (a) para melhor entendimento da evolução do ciclone. Fonte: <i>FSU</i>	54
Figura 4.13	(a) Diagrama de Fase relacionando os parâmetros $-V_T^L$ e $-V_T^U$ obtidos através de análise do GFS (1,0°) e (b) “Zoom” no diagrama de fase (a) para melhor entendimento da evolução do ciclone. Fonte: <i>FSU</i>	55
Figura 4.14	Anomalia zonal de Geopotencial no centro do ciclone e Perfil da Perturbação do Geopotencial (ΔZ) em um raio de 500 km em torno do ciclone. Destacados em vermelho o eixo da anomalia de geopotencial e as camadas atmosféricas utilizadas para a análise da fase do ciclone. Fonte: <i>CFSR</i>	59
Figura 4.15	Perturbação do Geopotencial (ΔZ) em baixos níveis, em um raio de 500 km em torno do ciclone. Fonte: <i>CFSR</i>	61
Figura 4.16	Pressão à superfície e Vento em 950 hPa do modelo <i>GFDL</i> com grades de $1/3^\circ$ e $1/6^\circ$, sendo a última centrada no ciclone. (a) Análise de 27 de março de 2004 às 12Z e (b) Prognóstico para 28 de março de 2004 às 06Z. Fonte: <i>Pennsylvania State University (PSU)</i>	62
Figura 4.17	Pressão ao nível médio do mar (contornos) e Jato em 250 hPa. Fonte: <i>CFSR</i>	63

Figura 4.18	Componente zonal do vento (em nós) no nível de 250 hPa. A linha vermelha representa a trajetória aproximada do ciclone Catarina. Fonte: <i>CFSR</i>	64
Figura 4.19	Componente zonal do vento (em nós) numa seção transversal da atmosfera em 040°W, de 1000 hPa a 100 hPa no dia 26 de março às 12Z. Fonte: <i>CFSR</i>	65
Figura 4.20	Pressão ao nível médio do mar. Simulação do ciclone Catarina com o modo não hidrostático do modelo <i>WRF</i> . As caixas vermelhas em (a) e (b) destacam o posicionamento do ciclone extratropical que deu origem ao ciclone Catarina.....	67
Figura 4.21	Pressão ao nível médio do mar (contornos em preto) e altura geopotencial em 500 hPa (contornos coloridos). Fonte: <i>CFSR</i>	71
Figura 4.22	Imagens do satélite <i>GOES-12</i> no canal infravermelho de (a) 140000Z, (b) 141200Z, (c) 150000Z e (d) 151200Z.....	73
Figura 4.23	PNMM (contornos em preto) e Jato em 250 hPa. Fonte: <i>CFSR</i>	74
Figura 4.24	PNMM (contornos em preto) e Jato em 250 hPa. Fonte: <i>CFSR</i>	75
Figura 4.25	Espessura da camada entre 900 hPa e 600 hPa e PNMM (contornos em preto). Fonte: <i>CFSR</i>	76
Figura 4.26	Depressão subtropical Arani por volta de 140600Z. (a) Imagens do satélite <i>GOES-12</i> no canal IR e (b) Estimativas da velocidade do vento em superfície através do escaterômetro <i>ASCAT</i> . A letra B, em vermelho, indica a posição aproximada do mínimo de pressão associada ao ciclone. Os ventos observados na figura b não ultrapassam 25 nós.....	77
Figura 4.27	Tempestade subtropical Arani por volta de 150600Z. (a) Imagens do satélite <i>GOES-12</i> no canal infravermelho e (b) Estimativas da velocidade do vento em superfície através do escaterômetro <i>ASCAT</i> . A letra B, em vermelho, indica a posição aproximada do mínimo de pressão associada ao ciclone. Os ventos máximos observados na figura b são de 40 a 50 nós.	77

Figura 4.28	Cartas sinóticas mostrando a Tempestade Subtropical Arani em (a) 151200Z e a posterior frontogênese em (b) 171200Z, evidenciando uma transição de fase do ciclone. Fonte: SMM/MB.....	78
Figura 4.29	Vento a 10 metros e PNMM. Fonte: <i>CFSR</i>	79
Figura 4.30	Pressão à superfície e Vento a 35m do modelo <i>GFDL</i> com grades de $1/3^\circ$ e $1/6^\circ$, sendo a última centrada no ciclone. (a) Análise de 14 de março de 2011 às 18Z e (b) Prognóstico para 16 de março de 2011 às 00Z. Fonte: <i>Pennsylvania State University (PSU)</i>	80
Figura 4.31	Estimativa de TSM média dos dias 15, 16 e 17 de março, através do sensor de microondas a bordo do satélite <i>TRMM</i> . Fonte: <i>Remote Sensing Systems (RSS)</i>	81
Figura 4.32	(a) Diagrama de Fase relacionando os parâmetros B e $-V_T^L$ obtidos através de reanálise <i>ERA (0,7^\circ)</i> e (b) “Zoom” no diagrama de fase (a) para melhor entendimento da evolução do ciclone. Fonte: <i>FSU</i>	82
Figura 4.33	(a) Diagrama de Fase relacionando os parâmetros $-V_T^L$ e $-V_T^U$ obtidos através de reanálise <i>ERA (0,7^\circ)</i> e (b) “Zoom” no diagrama de fase (a) para melhor entendimento da evolução do ciclone. Fonte: <i>FSU</i>	83
Figura 4.34	PNMM e Vento a 10 metros. As setas azuis indicam as áreas onde ocorreu a intensificação dos ventos no momento e após a transição extratropical. Fonte: <i>CFSR</i>	85
Figura 4.35	Anomalia zonal de Geopotencial no centro do ciclone e Perfil da Perturbação do Geopotencial (ΔZ) em um raio de 500 km em torno do ciclone. Destacados em vermelho o eixo da anomalia de geopotencial e as camadas atmosféricas utilizadas para a análise da fase do ciclone. Fonte: <i>CFSR</i>	86
Figura 4.36	PNMM (contornos em preto) e altura geopotencial em 500 hPa (contornos coloridos). Fonte: <i>CFSR</i>	90
Figura 4.37	PNMM (contornos em preto) e Jato em 250 hPa. Fonte: <i>CFSR</i>	91
Figura 4.38	Espessura da camada entre 900 e 600 hPa e PNMM (contornos em preto). Fonte: <i>CFSR</i>	92

Figura 4.39	Imagem do Satélite <i>GOES-10</i> , no canal infravermelho de 6 em 6 horas para o período de (a) 230000Z a (f) 241200Z.....	93
Figura 4.40	Vento a 10 metros a partir de estimativa do Satélite <i>QUIKSCAT</i> para (a) passagem descendente do dia 23/06 e (b) passagem ascendente do dia 24/06.....	94
Figura 4.41	TSM a partir de estimativa do Satélite <i>AQUA</i> , para o dia 23/06 às 1200Z e trajetória do ciclone ao longo do dia 23.....	96
Figura 4.42	Diagrama de Fase relacionando os parâmetros $-V_T^L$ e B obtidos através do modelo <i>GFS</i> (1,0°). Fonte: <i>FSU</i>	97
Figura 4.43	Diagrama de Fase relacionando os parâmetros $-V_T^L$ e $-V_T^U$ obtidos através do modelo <i>GFS</i> (1,0°). Fonte: <i>FSU</i>	97
Figura 4.44	Espessura entre 900 hPa e 600 hPa. Os vetores representam o deslocamento do ciclone em (a) 23/06 às 12Z e (b) 24/06 às 12Z. Fonte: <i>CFSR</i>	99
Figura 4.45	Anomalia zonal de Geopotencial no centro do ciclone. Destacado em vermelho o eixo da anomalia de geopotencial. Fonte: <i>CFSR</i>	101
Figura 4.46	Simulação com o <i>WRF</i> da espessura da camada entre 900 hPa e 600 hPa e PNMM (contornos em preto).....	102
Figura 4.47	(a) PNMM e Vento a 10 metros usando o <i>CFSR</i> e (b) Vento a 10 metros usando o <i>WRF</i>	103

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1	Escala Saffir-Simpson para intensidade de ciclones tropicais. Fonte: NHC/NOAA.....	17
------------	--	----

LISTA DE ABREVIATURAS

AFWA	Air Force Weather Agency
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASCAT	Advanced Scatterometer
BRAMS	Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System
CFS	NCEP Climate Forecast System
CFSR	NCEP Climate Forecast System Reanalysis
CHM	Centro de Hidrografia da Marinha
DSA	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ERA	ECMWF Reanalysis
ET	Extratropical Transition
EUA	Estados Unidos da América
EUMETSAT	European Organisation for Meteorological Satellites
FAA	Federal Aviation Administration
FORTTRAN	Formula Translation System
FSU	Florida State University
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GFS	Global Forecast System
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellites
GrADS	Grid Analysis and Display System
GTS	Global Telecommunication System
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
MB	Marinha do Brasil
MOM4	Modular Ocean Model versão 4
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NESDIS	National Environmental Satellite, Data, and Information System
NHC	National Hurricane Center

NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PNMM	Pressão ao Nível Médio do Mar
PNT	Previsão Numérica do Tempo
PSU	Pennsylvania State University
QUIKSCAT	Quick Scatterometer
RSS	Remote Sensing Systems
SMM	Serviço Meteorológico Marinho
TMI	TRMM Microwave Imager
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
TT	Tropical Transition
WRF	Weather Research and Forecasting
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

1. INTRODUÇÃO

Grandes esforços são empregados na compreensão dos fenômenos atmosféricos de grande impacto sobre a sociedade. Dentre eles, os ciclones recebem atenção especial por estarem associados a acumulados significativos de precipitação, ventos intensos e agitação da superfície do mar. Além disto, a navegação marítima pode ficar prejudicada durante a passagem de ciclones, que geralmente possuem grande trajetória sobre os oceanos.

No Brasil, as regiões Sul e Sudeste são frequentemente atingidas por fortes ventos originados por ciclones extratropicais, e as suas áreas costeiras são afetadas pelo fenômeno de ressaca. Segundo Palmeira *et al.* (2002), a agitação marítima desta região deve-se à persistência da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) que impõe a condição mais frequente porém menos energética; por sua vez, os ciclones extratropicais e as altas polares associadas estão ligados aos eventos extremos. Os ciclones apresentam o gatilho para a formação das maiores ondulações enquanto as altas polares funcionam no sentido de manter a persistência e a extensão da pista de vento, permitindo que as ondas cresçam e se propaguem por grandes distâncias.

Por outro lado, diversas regiões costeiras ao redor do mundo também são afetadas pela passagem de ciclones tropicais. Grandes ondas produzidas por estas tempestades, originadas pelo efeito da ação dos fortes ventos sobre a superfície do mar, podem causar inundações costeiras quando combinadas ao efeito da maré meteorológica. Regiões afastadas da costa são geralmente poupadas dos ventos mais fortes. Entretanto, as chuvas torrenciais podem causar enchentes severas. No Oceano Atlântico Sul, segundo o *National Hurricane Center (NHC)*, houve o registro da formação de apenas um ciclone tropical, ocorrido em março de 2004 e que foi batizado como “Ciclone Catarina”. Este ciclone causou mau tempo, com ventos intensos e mar agitado, atingindo a costa dos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina.

Como os ciclones passam grande parte de seu ciclo de vida sobre os oceanos, os centros operacionais de previsão do tempo para as áreas marítimas devem dar especial atenção a estes fenômenos. Os países que possuem o litoral e tráfegos marítimos constantemente afetados pela passagem desses sistemas meteorológicos sofrem perdas incalculáveis, tanto de vidas humanas quanto de bens materiais. Os prejuízos financeiros vão desde a destruição das orlas através de ressacas até o não funcionamento

dos portos e a impossibilidade de tráfego marítimo devido às condições adversas do tempo e do mar.

Os ciclones são classificados, de acordo com a sua área de formação, ciclo de vida e energética, em dois tipos básicos: extratropicais e tropicais. E eles vêm sendo estudados separadamente por aproximadamente um século (HART e EVANS, 2001).

Atualmente, existe uma grande discussão em torno das definições do que seja um ciclone tropical ou extratropical, bem como o limite teórico que separa estes fenômenos. Estudos recentes, como Hart e Evans (2001), Hart (2003) e Evans e Hart (2003), mostram que esse limite rígido não existe. Eles propõem que são poucos os ciclones que podem ser considerados totalmente baroclínicos ou totalmente barotrópicos. Na realidade, o que existe é um espectro contínuo, onde o ciclone evolui ao longo do tempo.

O avanço na forma de obtenção de dados, com o aumento da quantidade e da qualidade de observações atmosféricas sobre áreas oceânicas através de satélites e o desenvolvimento de ferramentas em modelagem numérica permitiram observar que os ciclones extratropicais podem apresentar aspectos tropicais, e vice-versa. Ou seja, um mesmo ciclone pode apresentar diferentes fases durante o seu ciclo de vida, com diferentes características estruturais e térmicas, ou características híbridas num mesmo instante.

Em março de 2004, um ciclone extratropical junto à costa Sul do Brasil, após sua oclusão, passou a apresentar aspectos tropicais. Devido a essas características anômalas e ao seu movimento retrógrado, o ciclone passou a ser denominado como “Catarina”. Segundo Iwabe *et al.* (2011), o ciclone Catarina ocorreu "embebido" em um padrão de bloqueio do tipo dipolo¹, que propiciou o seu deslocamento para Oeste devido ao enfraquecimento do escoamento de Oeste. Portanto, a fase inicial deste fenômeno foi tipicamente baroclínica, associada a um ciclone extratropical, enquanto o final de seu ciclo de vida tinha comportamento barotrópico, com a manutenção de sua estrutura principalmente devido à liberação de calor latente em sua atividade convectiva.

Após esta ocorrência atípica de ciclogênese em 2004, instituições ligadas à

¹ Bloqueio atmosférico que ocorre em altas e médias latitudes, onde o escoamento do jato de altos níveis sofre uma divisão em outros dois ramos, formando uma área de circulação ciclônica e outra área de circulação anticiclônica, em oposição.

Meteorologia, Universidades e Centros de Previsão do tempo do Brasil vêm dando destaque ao estudo e previsão do impacto dos ciclones na costa do país. O Encontro Internacional de Ciclones do Atlântico sul, que ocorreu em maio de 2008, foi mais um passo da comunidade científica brasileira em busca do aprimoramento do conhecimento sobre os ciclones. O evento, que foi sediado na cidade do Rio de Janeiro, reuniu pesquisadores e previsores operacionais de vários países e trouxe novos conhecimentos e ferramentas de previsão de ciclones tropicais e extratropicais. Entre essas novas ferramentas, foi apresentado o conceito de Espaço de Fase de Ciclones.

Hart (2003) propôs o Espaço de Fase de Ciclones, onde qualquer ciclone pode ser representado desde que se conheça o comportamento do seu campo de geopotencial. A partir de indicadores objetivos, o Espaço de Fase indica a natureza térmica (núcleo quente ou frio) e a simetria térmica (frontal ou não-frontal) de um ciclone.

A fase que um ciclone assume, ou seja, as características estruturais que ele adquire durante o seu ciclo de vida, implica em variações de sua intensidade, tamanho, incerteza de previsão e, conseqüentemente, na ameaça que representa para a população costeira e para os navegantes. Portanto, para que haja o aumento da previsibilidade da trajetória e intensidade de ciclones, o conhecimento das suas diferentes fases constitui uma importante ferramenta.

O principal objetivo deste trabalho é apresentar o conceito de Espaço de Fase através de aplicações em ciclogêneses que apresentaram diferentes características de formação e desenvolvimento no Atlântico Sul (ciclones Catarina e Arani, que apresentaram características tropicais e um ciclone extratropical de desenvolvimento explosivo). Visa também mostrar a contribuição que esta ferramenta pode dar à previsão de tempo operacional, fazendo a correspondência entre as diferentes fases que os ciclones apresentaram e as suas mudanças estruturais e de intensidade.

O objetivo secundário da dissertação seria a construção do Espaço de Fase de Ciclones através do modelo *Weather Research and Forecasting (WRF)*, em alta resolução, para o estudo de ciclones com características tropicais sobre o Atlântico Sul. No entanto, como pode ser verificado ao longo do trabalho, não foi possível atingir este objetivo devido a problemas nas simulações dos ciclones Catarina e Arani.

A motivação para este trabalho está na ausência de análises de fase de ciclones para o Atlântico Sul, de forma operacional, e no reduzido número de trabalhos que

estudam as transições de fase nos ciclones que se desenvolvem neste oceano.

As análises realizadas procuram evidenciar as diferentes características dos ciclones, cuja origem e classificação, muitas vezes, são difíceis de distinguir através dos campos meteorológicos convencionais. Mostram também que no Atlântico Sul, por muito tempo considerado inadequado para a formação de furacões, os ciclones podem apresentar características tropicais.

No próximo capítulo é apresentada uma revisão bibliográfica sobre os ciclones extratropicais e tropicais, bem como sobre os ciclones híbridos, aprisionamentos quentes², ciclones subtropicais e transição de fase. A metodologia e a fonte de dados são abordadas no Capítulo 3. Os resultados são analisados e expostos graficamente no Capítulo 4, onde são apresentadas também as discussões sobre os estudos de casos. O Capítulo 5 aborda algumas conclusões e sugestões para trabalhos futuros.

² Também conhecidos como *warm-seclusions*.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Os ciclones, sejam eles tropicais ou extratropicais, não se desenvolvem como fenômenos isolados. Formam-se a partir de perturbações da circulação geral da atmosfera, que se ampliam e propagam através de longas trajetórias. Estão embebidos na circulação de grande escala, que pode lhes oferecer energia para se intensificarem ou inibir seu crescimento.

Os ciclones atuam como sumidouros de energia térmica e são agentes da atmosfera na homogeneização de suas características, como temperatura, umidade e densidade. Apesar de surgirem e se desenvolverem dentro de fortes condições de instabilidade, seus ciclos de vida têm o objetivo de estabilizar e homogeneizar a atmosfera. Eles são basicamente classificados como extratropicais e tropicais, em função da região onde se manifestam e atuam, de seu ciclo de vida e da fonte de energia pela qual se mantêm. Como essas regiões possuem características muito diferentes, os processos de formação destes vórtices também são diferentes.

Os ciclones extratropicais se formam dentro das latitudes médias como consequência dos gradientes de temperatura e cisalhamento do vento intrínsecos àquelas latitudes, e então decaem a medida que a instabilidade seja removida com a oclusão (BJERKNES e SOLBERG, 1922; CHARNEY, 1947). Já os ciclones tropicais se formam sobre águas quentes e intensificam-se através da evaporação gerada pela ação do vento sobre a superfície do mar e a liberação de calor latente, decaindo sobre águas mais frias ou sobre áreas continentais (CHARNEY e ELIASSEN, 1964). Os primeiros retiram sua energia dos contrastes horizontais de temperatura, que estão associados à grande energia potencial, enquanto os segundos obtêm sua energia da água quente e do calor latente de condensação (AHRENS, 2000).

2.1 Ciclones extratropicais

2.1.1 Primeiras teorias

Margules (1903) *apud* Tamura (1905), no seu artigo “Energia das tempestades”, mostrou que a energia disponível pela justaposição de massas de ar de diferentes temperaturas é suficientemente intensa para justificar a energia cinética observada nos ciclones extratropicais. Ele também calculou a inclinação da superfície entre diferentes tipos de discontinuidades, seja da velocidade do vento geostrófico, ou da temperatura das massas de ar. O grau de inclinação da rampa frontal estaria associado à intensidade das discontinuidades de temperatura e momento ao longo da zona frontal.

Bjerknes (1918) criou o primeiro modelo de ciclone extratropical como interação entre superfícies frontais (Figura 2.1). Segundo ele, todo ciclone em movimento tem duas linhas de convergência, que são maiores e mais notáveis que as outras, sendo diferenciadas pelas propriedades térmicas características (frente fria e frente quente). As frentes limitam a área quente do ciclone ou, como se pode chamar, setor quente. Ainda segundo ele, o movimento ciclônico realiza a transformação do sistema para um estado de reduzida energia potencial, implicando em um reduzido ângulo de inclinação da rampa frontal. Os ciclones seriam conexões no intercâmbio de ar entre as regiões polares e equatorial.

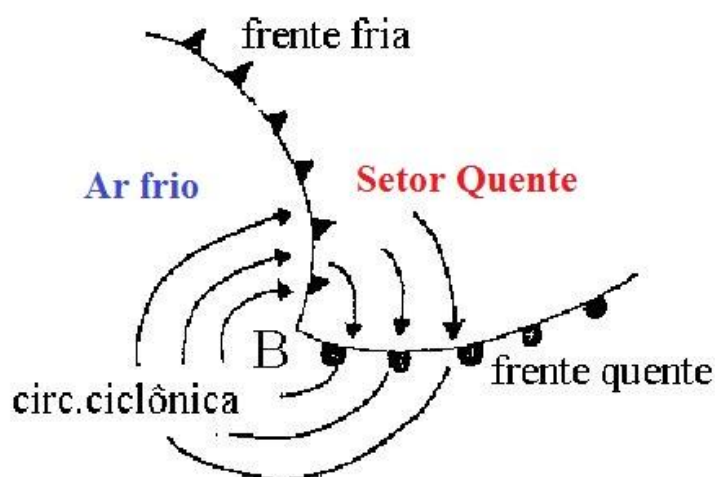


Figura 2.1 - Idealização de um ciclone extratropical. B representa o centro de baixa pressão do ciclone.
Fonte: Adaptação de <http://www.master.iag.usp.br/ensino/Sinotica/AULA09/AULA09.HTML>

Um método diferenciado de análise e interpretação de cartas meteorológicas de superfície foi desenvolvido, baseado na teoria da frente polar de Bjerknes e Solberg (1922). Nele, um distúrbio iniciado ao longo de uma frente quase-estacionária pré-existente (frente polar) se amplifica e deforma até produzir as chamadas frente fria e frente quente, e por fim a frente oclusa. A evolução da perturbação ondulatória ao longo da frente polar é mostrada na Figura 2.2.

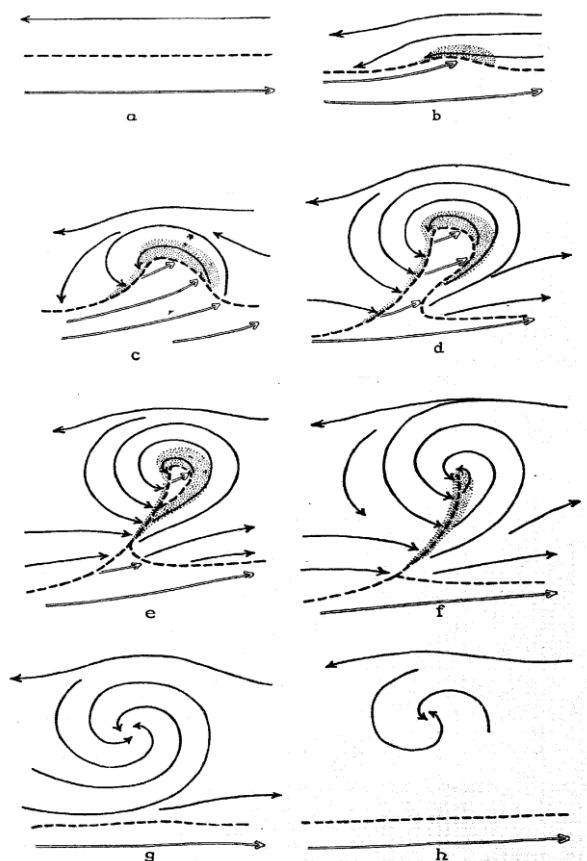


Figura 2.2 - Esquema do ciclo de vida de um ciclone extratropical no HN. Fonte: Bjerknes e Solberg (1922).

Do nascimento ao momento de oclusão do ciclone, o ar quente ascende, sendo erguido pelas duas cunhas de ar frio, que gradativamente aproximam-se uma da outra. Este processo transforma parte da energia potencial armazenada no sistema inicial em energia cinética. Portanto, todos os ciclones que ainda não estão oclusos têm um aumento da energia cinética. Isto pode ser verificado claramente nos mapas de tempo como um aumento da força dos ventos, e com queda da pressão em superfície, à medida que o setor quente se estreita.

Os ciclones extratropicais são quase sempre observados em série. Isto ocorre porque podem existir vários ciclones numa mesma superfície frontal, que formam a chamada família de ciclones (FEDOROVA, 2001). A família de ciclones está associada

aos movimentos ondulatórios da frente polar, e é considerada como o principal mecanismo de troca de ar entre as latitudes, na circulação geral da atmosfera. Os membros de uma mesma família de ciclones estão geralmente em diferentes estágios de desenvolvimento (BJERKNES e SOLBERG, 1922). Isso pode ser observado na Figura 2.3. A letra A indica o ciclone mais antigo, enquanto a letra D indica o ciclone mais jovem desta família.

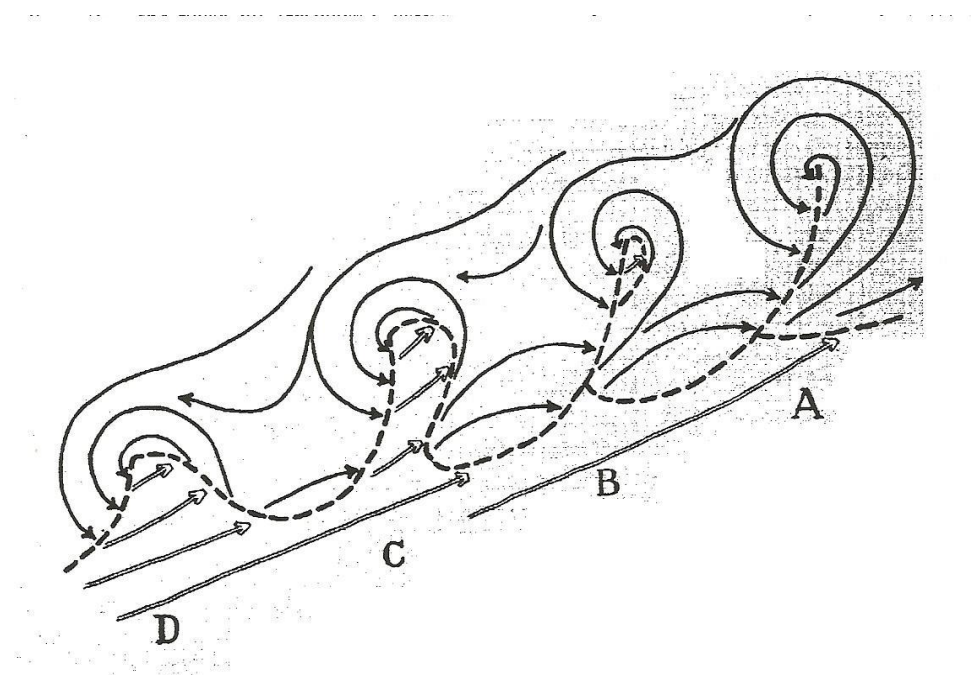


Figura 2.3 - Esquema de uma família de ciclones no HN. Fonte: Bjerknes e Solberg (1922).

Existem outros tipos de ciclogênese extratropical que surgem sem a necessidade da presença de gradientes térmicos, portanto, de forma não-frontal. Pettersen e Smebye (1971) definiram a ciclogênese do tipo “B” como aquela que ocorre a sotavento de barreiras orográficas. Já o sistema do tipo nuvem vírgula, que também é ciclogênese extratropical não-frontal, surge como um distúrbio de escala subsinótica em baixos ou médios níveis dentro da massa de ar frio, na retaguarda de um sistema frontal (CARLSON, 1980).

2.1.2 Ciclo de vida de um ciclone extratropical

Segundo Fedorova (2001), o ciclo de vida de um ciclone extratropical pode ser dividido em quatro etapas principais:

- Estágio de onda: Ocorre a formação de ondas frontais à superfície com o surgimento de dois ramos principais: a frente fria e a frente quente. Próximo da superfície forma-se a primeira isóbara fechada (Figura 2.4).

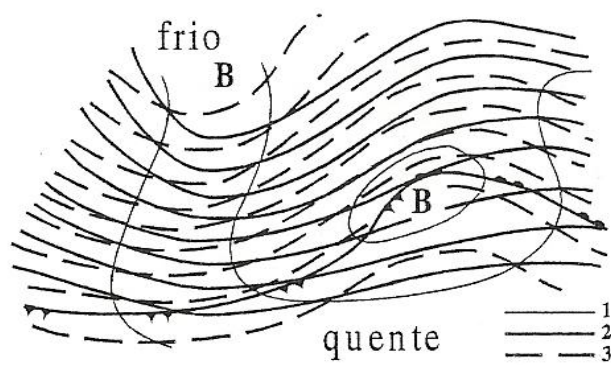


Figura 2.4 - Primeiro estágio de desenvolvimento do ciclone ou estágio de onda no HN. 1 - isóbaras; 2 - isoípsas no nível de 700 hPa; 3 - isoípsas entre os níveis de 500 hPa e 1000 hPa. Fonte: Manual (1964) *apud* Fedorova (2001).

- Estágio de ciclone jovem: São observadas algumas isóbaras fechadas no campo de pressão à superfície. As partes fria e quente da zona frontal se aproximam e o setor quente aparece nítido. Ocorre a maior queda de pressão atmosférica (Figura 2.5).

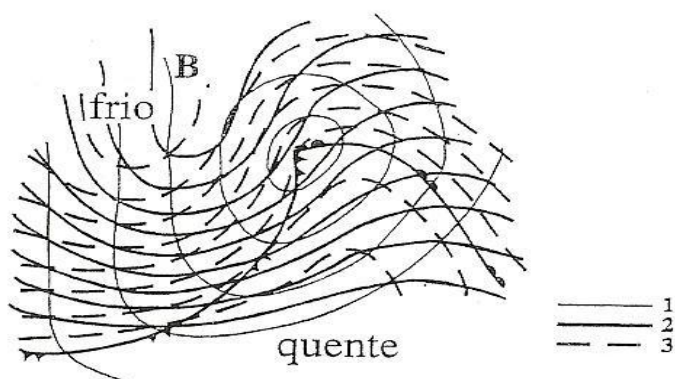


Figura 2.5 - Estágio de ciclone jovem no HN. 1 - isóbaras; 2 - isoípsas no nível de 700 hPa; 3 - isoípsas entre os níveis de 500 hPa e 1000 hPa. Fonte: Manual (1964) *apud* Fedorova (2001).

- Estágio de desenvolvimento máximo do ciclone: Caracteriza-se pela maior profundidade do ciclone próximo da superfície; depois desse estágio de desenvolvimento, o ciclone começa a encher. São observadas muitas isóbaras fechadas e fortes gradientes de pressão. A frente fria e a frente quente se encontram e ocorre a oclusão do ciclone com a formação da frente oclusa. A distribuição da temperatura na parte central do ciclone é mais simétrica (Figura 2.6).

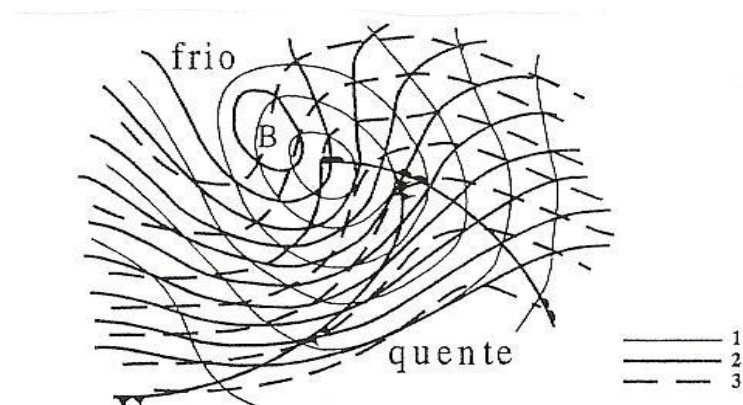


Figura 2.6 - Estágio de desenvolvimento máximo do ciclone no HN. 1 - isóbaras; 2 - isoípsas no nível de 700 hPa; 3 - isoípsas relativa entre os níveis de 500 hPa e 1000 hPa. Fonte: Manual (1964) *apud* Fedorova (2001).

- Estágio de dissipação: A massa de ar frio é observada em toda parte central do ciclone. Os centros do ciclone à superfície, em médios e altos níveis coincidem com a parte central da região de ar frio. O ciclone se mantém de forma empilhada desde a superfície até os altos níveis da atmosfera. As isoípsas e as isotermas são quase paralelas e por isso a mudança de pressão e temperatura, devido à advecção, é pequena (Figura 2.7).

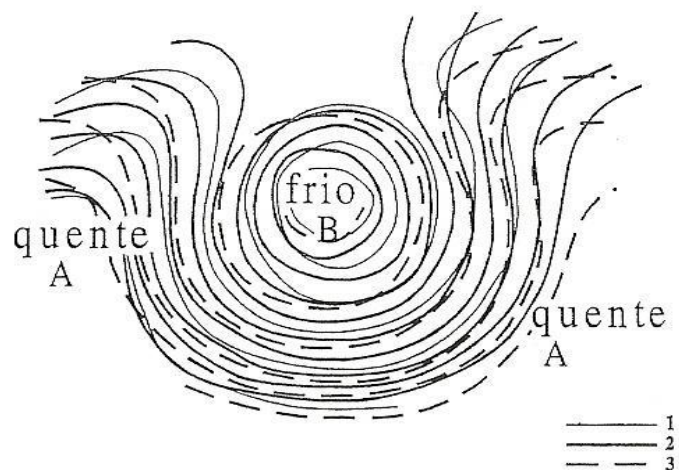


Figura 2.7 - Estágio de dissipação do ciclone ou ciclone velho no HN. 1 - isóbaras; 2 - isoipsas no nível de 700 hPa; 3 - isoipsas relativa entre os níveis de 500 hPa e 1000 hPa. Fonte: Manual (1964) *apud* Fedorova (2001).

Observa-se durante o ciclo de vida de um ciclone extratropical uma defasagem entre o cavado em médios e altos níveis e o centro de baixa pressão em superfície, ou seja, o centro do ciclone inclina-se para o lado mais frio (CHARNEY, 1947). A Figura 2.8 mostra a inclinação do eixo do cavado com a altura. Esta defasagem é fruto da advecção de ar quente e frio nos dois ramos ciclônicos, criando tanto um retraimento das isóbaras no lado frio e uma conseqüente queda de pressão em níveis altos, como uma expansão das isóbaras no lado quente, com um aumento da pressão acima do ciclone em baixos níveis. A diminuição da inclinação deste eixo indica a conversão de energia potencial em energia cinética dentro do sistema frontal, sinalizando a intrusão de ar frio no vórtice ciclônico, em baixos níveis, com levantamento do ar quente. Portanto, à medida que o ciclone desenvolve-se, o cavado em médios e altos níveis tende a se aproximar do cavado em baixos níveis, e o eixo torna-se praticamente vertical durante a oclusão. Neste momento o sistema passa a ter um comportamento predominantemente barotrópico.

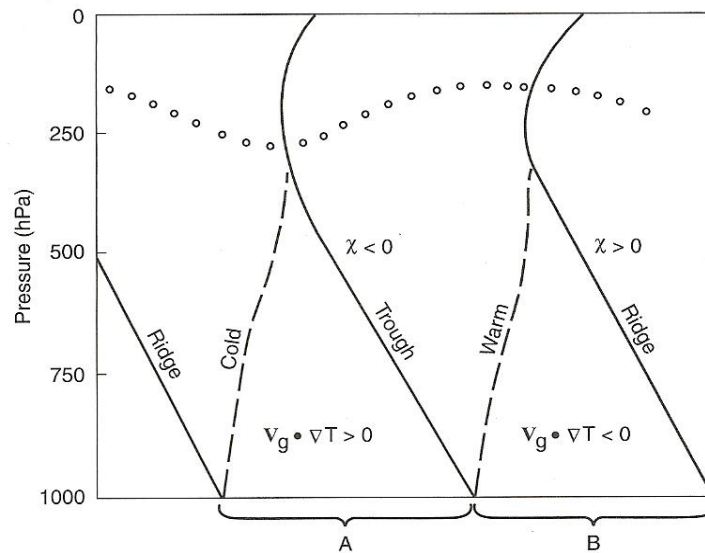


Figura 2.8 - Seção zonal de um distúrbio sinótico em desenvolvimento no HN, mostrando a relação entre a advecção de temperatura e a tendência de pressão em altos níveis. A e B designam, respectivamente, regiões de advecção fria e quente na baixa troposfera. Fonte: Holton (2004).

2.1.3 Energética do ciclone extratropical

A energia cinética produzida pelo ciclone é usada em parte para intensificar o seu aprofundamento. Como o ciclone alcança sua maior intensidade durante o processo de oclusão, quando o setor quente é forçado a subir, o centro de gravidade do sistema é abaixado e a energia potencial da massa é convertida em energia cinética dos ventos, ocorrendo, assim, as maiores quedas de pressão à superfície durante este estágio.

Quando o ciclone torna-se um vórtice de ar homogêneo e o setor quente torna-se uma “bolha” de ar rodopiante acima do ar frio, há a exaustão da energia potencial do sistema e não há mais a produção de energia cinética pelo levantamento de ar quente e afundamento de ar frio, e o sistema para de aprofundar-se. O movimento existente pode ser mantido apenas pela inércia do movimento das massas de ar. A fricção do ar com a superfície gera um gradual enfraquecimento do ciclone (BJERKNES e SOLBERG, 1922).

Estendendo as idéias de Margules (1903), Lorenz (1955) introduziu o conceito de energia potencial disponível na ciência atmosférica, que foi definida como a fração do total de energia potencial que pode ser energeticamente ativada para uma redistribuição adiabática da massa da atmosfera. A energia cinética é gerada a partir da energia potencial disponível, que por sua vez, tem como principais contribuições as fontes diabáticas, como o aquecimento por radiação, a adição de calor sensível e liberação de

calor latente. O processo físico responsável pela dissipação de energia cinética é a fricção (MICHAELIDES, 1991).

A liberação de calor latente pelo processo de condensação na formação de nuvens e pelos fluxos de superfície na interação oceano-atmosfera aumenta a energia potencial do ciclone, aumentando a sua energia cinética, fortalecendo a circulação ciclônica e gerando queda de pressão à superfície.

2.2 Ciclones Tropicais

Ciclone tropical é o termo genérico para os sistemas de baixa pressão não-frontais de escala sinótica que se desenvolvem sobre as águas dos oceanos tropicais ou subtropicais, com convecção organizada e circulação ciclônica do vento à superfície com velocidade superior a 64 nós (JARVINEN *et al.*, 1984). Ele é chamado de tufão no Noroeste do Oceano Pacífico, de furacão no Oceano Atlântico e no Nordeste do Oceano Pacífico, ou de ciclone tropical severo no Sudoeste do Oceano Pacífico e Sudeste do Oceano Índico (NEUMANN, 1993 *apud* SELLERS *et al.*, 1998).

Shaw (1922) descreveu as tempestades tropicais como depressões cuja região de formação restringe-se a áreas com altos valores de TSM.

Palmén (1948) concluiu que para a existência de uma condição propícia à formação de núcleos quentes nos ciclones tropicais, a temperatura da superfície do mar (TSM) deveria ser superior a 26°C ou 27°C.

Os ciclones tropicais são diferentes dos ciclones de latitudes médias quanto à forma de obtenção da energia que os mantêm. Enquanto os ciclones de latitudes médias retiram sua energia dos gradientes horizontais de temperatura, a fonte de energia dos ciclones tropicais está na evaporação dos oceanos associada à condensação em nuvens convectivas próximas do seu centro (HOLLAND, 1993).

2.2.1 Condições necessárias para o desenvolvimento de um ciclone tropical

Existem certas condições dinâmicas e termodinâmicas clássicas para o desenvolvimento de um ciclone tropical. Vale ressaltar que são condições mínimas para que o ciclone surja e se desenvolva, ou seja, não significa necessariamente que se estiverem presentes no ambiente haverá formação de um ciclone tropical.

- TSM: deve ser suficientemente grande para dar suporte à estrutura do ciclone, através dos fluxos de calor sensível e umidade. A temperatura deve exceder 26.5°C (PALMÉN, 1948; WALKER, 1991).
- Força de Coriolis: deve ser apreciável, pois todas as tempestades tropicais giram ciclonicamente e poucas se formam no cinturão equatorial. Isso prova que a rotação da Terra é um requisito na formação dos ciclones tropicais (WALLACE e HOBBS, 2006). Esta força deflectiva, aliada ao intenso gradiente de pressão do sistema, é responsável pelo seu intenso giro ciclônico. Como a força de Coriolis sobre uma parcela de ar decai à medida que ela se aproxima do equador, observa-se que os ciclones tropicais não se desenvolvem dentro dos primeiros 5° de latitude a partir do equador (WALKER, 1991), onde a atuação desta força é insuficiente para fornecer a vorticidade necessária ao sistema em desenvolvimento.
- Cisalhamento vertical do vento: deve ser fraco o suficiente para permitir que o desenvolvimento do vórtice se mantenha empilhado.
- Umidade específica: é necessário que a coluna atmosférica seja úmida em todos os níveis, eliminando o mínimo de temperatura potencial equivalente que ocorre em níveis médios, a fim de inibir as correntes descendentes que se formam a partir do resfriamento evaporativo. Estas correntes podem impedir o desenvolvimento das tempestades que irão compor o sistema.

Mesmo que todas estas condições sejam satisfeitas, o local e o momento da formação de um ciclone dependem da presença de um distúrbio pré-existente em escala sinótica, garantindo convergência em baixos níveis (WALLACE e HOBBS, 2006). Por ser necessária a junção de várias condições favoráveis, em escalas atmosféricas distintas, somente uma pequena fração de todos os distúrbios que aparecem ao longo de um ano cresce até se tornarem tempestades tropicais (AHRENS, 2000).

2.2.2 Gatilhos para a formação de ciclones tropicais

Para que um ciclone tropical se desenvolva é necessário que num primeiro momento ocorra convergência em baixos níveis, formando as primeiras tempestades.

Existem vários gatilhos para a formação de ciclones tropicais. Alguns são comuns a todas as áreas de ciclogênese tropical. Outros são específicos de determinado oceano e dependem da circulação em grande escala ou das configurações oceano-continente que dão origem a distúrbios em menores escalas. Seguem, resumidamente, os principais mecanismos que dão origem aos ciclones tropicais:

- Ondas de Leste: distúrbios assim chamados por se propagarem de Leste para Oeste na região tropical e por possuírem um padrão de onda no campo de vento em baixos níveis (WALKER, 1991). São caracterizadas por um cavado de pressão à superfície. A oeste da linha de cavado existe uma região de divergência do vento em superfície, enquanto a Leste existe uma região de convergência, que é favorável à atividade convectiva (Figura 2.9).
- Frentes frias: ao se deslocarem das regiões baroclínicas de latitudes médias em direção às baixas latitudes criam condições favoráveis para o desenvolvimento de um ciclone tropical, pois levam consigo áreas de convergência à superfície.
- Zona de Convergência Intertropical (ZCIT): ocasionalmente quando a ZCIT está deslocada para longe do equador, uma onda pode se formar dentro de sua área de atuação, a convecção pode se organizar e o sistema evoluir para um ciclone tropical (AHRENS, 2000).

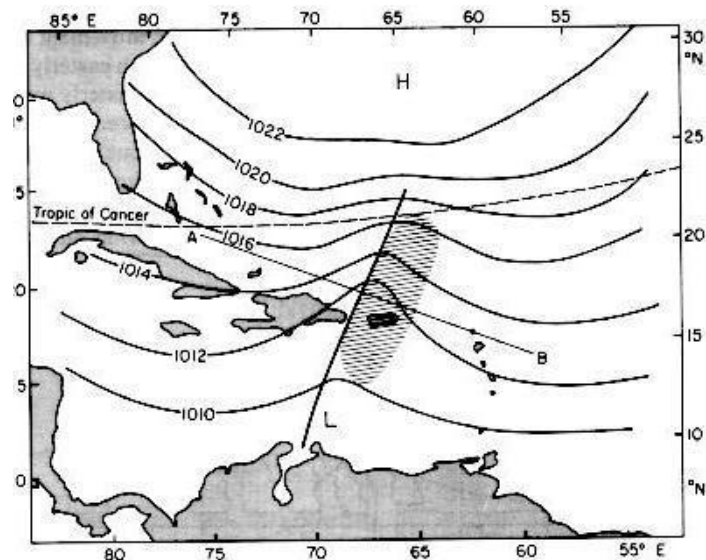


Figura 2.9 - Modelo de uma Onda de Leste se deslocando sobre o Caribe. A área hachurada indica a região de convergência dos ventos em superfície. Fonte: Nieuwolt (1977).

2.2.3 Ciclo de vida, estrutura e trajetória de um ciclone tropical

Os ciclones tropicais passam por alguns estágios desde o seu nascimento até sua morte. Inicialmente, o conjunto de tempestades com vento de fraca intensidade é conhecido como distúrbio tropical. O distúrbio tropical se torna uma depressão tropical quando os ventos aumentam entre 20 e 34 nós e várias isóbaras fechadas aparecem em torno do centro. Quando as isóbaras são comprimidas e os ventos intensificam entre 35 e 64 nós, a depressão tropical se torna uma tempestade tropical. A tempestade tropical finalmente é classificada como um ciclone tropical quando os ventos excedem 64 nós (JARVINEN *et al.*, 1984).

Um ciclone tropical tem diâmetro de aproximadamente 550 km e uma área central com céu claro, denominada “olho”, onde os ventos são fracos e as nuvens são escassas. Na Figura 2.10 é apresentada a estrutura de um ciclone tropical.

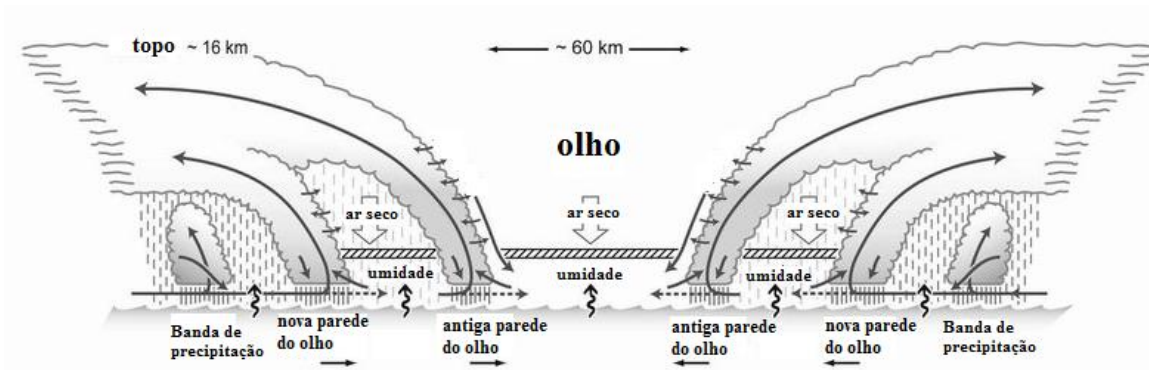


Figura 2.10 - Modelo conceitual de um ciclone tropical, evidenciando o seu olho, na parte central, e as diversas bandas de cumulonimbus sucessivas, cujos topos, vistos de cima, têm aspecto espiralado. Fonte: Adaptação de <http://www.washington.edu/news/archive/id/31162>.

A escala Saffir-Simpson (Tabela 2.1), criada em 1969 pelo engenheiro civil Herbert Saffir em conjunto com o meteorologista Robert Simpson, classifica os ciclones tropicais em cinco categorias de acordo com a velocidade máxima do vento sustentado em superfície, ou seja, a velocidade média do vento durante 1 minuto. Ela é usada para dar uma estimativa do potencial de destruição e alagamentos esperados ao longo da costa durante a chegada do ciclone em terra firme (*landfall*).

Categoria	Velocidade do vento sustentada
1	64 a 82 nós
2	83 a 95 nós
3	96 a 113 nós
4	114 a 135 nós
5	acima de 135 nós

Tabela 2.1 - Escala Saffir-Simpson para intensidade de ciclones tropicais. Fonte: NHC/NOAA

Os ciclones tropicais tendem a se deslocar para Oeste durante uma semana ou mais e então se encurvam para o pólo, contornando o lado Oeste dos anticiclones subtropicais. Eventualmente, os ciclones tropicais seguem para as altas latitudes onde as TSM são muito baixas para sustentá-los ou acabam encontrando alguma área continental. As tempestades que atingem áreas continentais sofrem radicais transformações em questão de horas. Na falta de fluxos de calor latente na interface oceano-atmosfera, a baixa pressão mínima dentro do olho do ciclone não pode ser sustentada, e a intensidade da tempestade é reduzida gradativamente até que desapareça completamente ou seus resquícios sejam incorporados a outro sistema de latitudes médias.

2.3 Ciclones não convencionais e transições de fase

Palmén (1958) foi um dos primeiros pesquisadores a tratar sobre um ciclone com comportamento anômalo. Ele estudou o furacão Hazel, que atingiu a costa Leste dos EUA em outubro de 1954. Segundo o autor, esta tempestade não decaiu ao se deslocar sobre o continente, como acontece com os furacões comuns, transformando-se em um intenso ciclone extratropical ao ser absorvido por uma onda frontal que se deslocava entre os EUA e Canadá.

Gray (1968) identificou um tipo híbrido de ciclone no Noroeste dos Oceanos Atlântico Norte e Pacífico Norte, entre as latitudes de 25°N e 35°N, que possui, simultaneamente, características de ciclones baroclínicos de latitudes médias e ciclones barotrópicos tropicais. Estes ciclones não têm intensa atividade convectiva em seus núcleos e seus ventos máximos estão distantes do centro de baixa pressão.

Herbert (1973) descreveu a estrutura do campo de ventos e outros aspectos dos ciclones subtropicais e Herbert e Poteat (1975) descreveram os padrões de nuvens associadas a estes ciclones, com o intuito de distingui-los dos ciclones tropicais e se obter uma estimativa da sua força através de imagens de satélite. A técnica de Dvorak (1975) para ciclones tropicais frequentemente não é apropriada para se identificar a intensidade de ciclones subtropicais.

Jarvinen *et al.* (1984) definiram os ciclones subtropicais como um sistema de baixa pressão não-frontal que se desenvolve inicialmente em uma circulação baroclínica sobre águas subtropicais.

O advento das imagens e perfis atmosféricos obtidos pelos satélites possibilitou o conhecimento de ciclones que transitam de um tipo para outro (HART e EVANS, 2001). Evidências de ciclones com características de ciclones tropicais e extratropicais, de forma simultânea, ou que evoluem de um tipo para outro, foram documentadas por diversos autores.

Segundo Hart (2003), os ciclones subtropicais tipicamente têm apenas uma fraca estrutura de núcleo quente na baixa troposfera, resultante da falta de convecção sustentada próximo do centro do ciclone. O deslocamento da convecção do centro do ciclone geralmente resulta de uma fraca estrutura frontal dentro do ciclone subtropical, forçando a ascensão em mesoescala longe do núcleo. Estes ciclones possuem uma grande área de ventos máximos, que é mais típico de um fraco ciclone extratropical que de um ciclone tropical, que possui os seus ventos mais intensos concentrados em torno de seu núcleo em uma área menor. A conversão de um ciclone subtropical em um completo ciclone tropical requer o desenvolvimento de convecção próximo ao núcleo do ciclone.

Shapiro e Keyser (1990) estudaram a formação dos aprisionamentos quentes nos ciclones extratropicais intensos. Tais desenvolvimentos já haviam sido encontrados por Gyakum (1983 a,b) e tratados como o resultado da rápida intensificação do ciclone e a rápida intrusão de ar frio circundando o seu núcleo quente. O ar quente à frente da frente fria fica aprisionado próximo do centro de baixa pressão, o que leva à formação de uma coluna de ar quente na baixa troposfera, sobre o centro do ciclone em superfície, favorecendo o abaixamento hidrostático do campo de geopotencial e pressão. Os ciclones extratropicais explosivos ou de rápida intensificação, definidos por Sanders e Gyakum (1980) como aqueles que a pressão central decai numa taxa de pelo menos 1 hPa/h durante 24 h, estão frequentemente associados aos aprisionamentos quentes, devido ao ambiente favorável ao seu rápido aprofundamento, e são tipicamente marítimos.

O processo de aprisionamento quente foi observado em modelos adiabáticos de desenvolvimento de ciclones e, portanto, pode ocorrer na ausência de convecção ou fluxos de superfície (REED *et al.*, 1994). Entretanto, a convecção e os fluxos de

superfície podem fortalecer o processo de aprisionamento de ar quente no centro do ciclone (KUO *et al.*, 1992).

A grande maioria dos aprisionamentos quentes examinados tem um núcleo quente que está confinado abaixo de 600 hPa. Esta é a grande diferença entre ciclones tropicais e ciclones extratropicais com aprisionamento quente: um ciclone tropical possui núcleo quente em toda troposfera (HART, 2003).

Após os primeiros estudos de ciclones anômalos em meados do século XX, evidências da formação de núcleos quentes em ambientes não-convencionais foram mostradas por diversos autores como Bosart e Bartlo (1991), Beven (1997), Miner (2000), Pezza (2008), etc. Diversos também foram os estudos realizados sobre ciclones que transitaram entre formações tropicais e extratropicais, como em Dimego e Bosart (1982), Harr e Elsberry (2000), Hart e Evans (2001), Evans e Hart (2003), etc.

Como resultado dos numerosos exemplos de ciclones com estrutura e desenvolvimento não convencionais, a comunidade meteorológica vem usando uma abordagem mais flexível na direção de uma classificação da natureza tridimensional da estrutura do ciclone. A separação entre os tipos clássicos deixa de ser discreta e rígida, para ser contínua, onde em um extremo deste contínuo fica o ciclone extratropical; no outro extremo fica o ciclone tropical; e entre eles a fase híbrida (HART, 2003).

Quando um ciclone extratropical (tropical) passa para a fase tropical (extratropical) diz-se que houve uma transição de fase completa. Transição tropical refere-se a um ciclone inicialmente extratropical que se transforma em um ciclone tropical, enquanto a transição extratropical refere-se ao mecanismo oposto, isto é, quando um ciclone tropical transforma-se em um ciclone extratropical através das mudanças térmicas e de simetria do sistema. Ciclones que estão no processo de transição podem ser chamados de ciclones híbridos (PEZZA, 2008).

Ciclones híbridos são, portanto, ciclones que oscilam entre fases distintas e apresentam características parciais de origem tropical e extratropical. Isso ocorre quando ciclones extratropicais ou subtropicais adquirem características tropicais, como núcleo quente resultante da convecção sustentada próxima ao centro do ciclone, estrutura empilhada denotando fraca baroclinia, manutenção de sua estrutura e queda de pressão em superfície devido à liberação de calor latente, etc. Também ocorre quando ciclones tropicais adquirem características extratropicais, como o deslocamento da

convecção para a periferia do sistema, resultando de uma estrutura frontal formada a partir do seu deslocamento para altas latitudes (fortes gradientes de temperatura).

Os ciclones híbridos apresentam características intermediárias entre ciclones tropicais e extratropicais no momento em que estão realizando a mudança de fase (Figura 2.11).

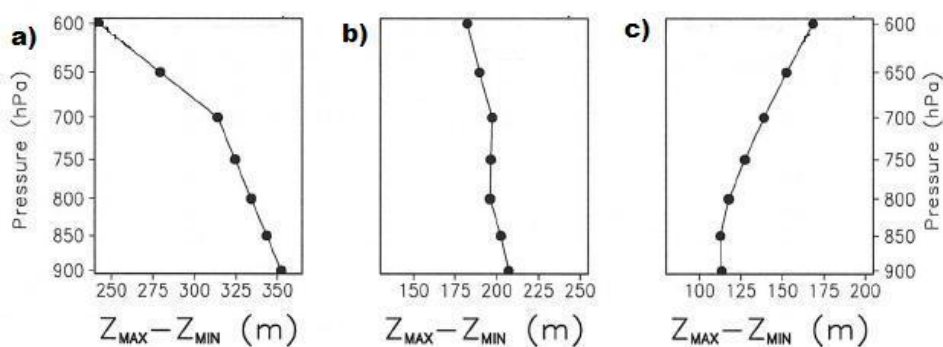


Figura 2.11 - Diferença entre a altura geopotencial máxima e mínima dentro de um raio de 500 Km ($Z_{max} - Z_{min}$) em um: (a) ciclone tropical, (b) ciclone híbrido e (c) ciclone extratropical. Fonte: Hart e Evans (2003).

Na Figura 2.11, é possível observar que em um ciclone tropical, o maior gradiente horizontal de altura geopotencial ocorre em baixos níveis, enquanto num ciclone extratropical, o maior gradiente ocorre em níveis mais altos. No caso híbrido, o gradiente de geopotencial é aproximadamente constante com a altura, revelando um estado intermediário entre os dois casos extremos. O mesmo ocorreria com a estrutura térmica do núcleo, onde um ciclone tropical possui núcleo quente e um ciclone extratropical possui núcleo frio, ambos em toda sua extensão vertical, enquanto um ciclone híbrido pode apresentar apenas um núcleo quente raso.

Beven (1997) sugeriu o estudo da estrutura dos ciclones através de um espaço de fase, definido através de dois parâmetros: temperatura do núcleo (quente ou frio) e a sua natureza frontal, que está relacionada à simetria do sistema em termos de alturas geopotenciais (Figura 2.12).

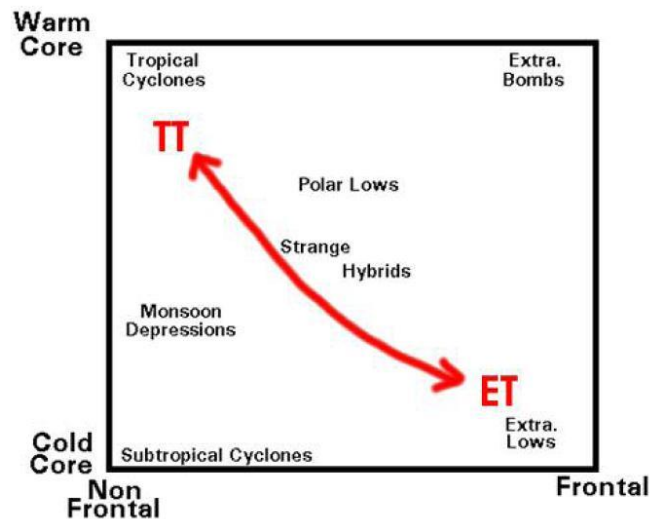


Figura 2.12 - diagrama esquemático de diferentes tipos de ciclones indicando a ocorrência de transições tropicais e extratropicais. TT - transição tropical e ET - transição extratropical. Fonte: Adaptado de Beven (1997) por Pezza (2008).

Hart (2003) propôs um espaço de fase objetivamente definido para caracterizar a fase dos ciclones já que, até então, as definições de fase de ciclone e suas transições eram obtidas subjetivamente, sobretudo através da análise de imagens de satélite e da TSM.

Qualquer ciclone que tem um campo de geopotencial bem resolvido tridimensionalmente pode ser analisado dentro deste espaço de fase, que é composto por três parâmetros obtidos pela distribuição espacial do geopotencial no ciclone.

Mais detalhes sobre este espaço de fase são fornecidos no próximo capítulo.

3. METODOLOGIA E DADOS

No presente trabalho foram utilizados dados do *Climate Forecast System Reanalysis (CFSR-NCEP)*, imagens do satélite *GOES-12*, cartas sinóticas elaboradas pelo Centro de Hidrografia da Marinha (CHM), dados estimados por sensores em satélites (*QUIKSCAT*, *ASCAT* e *TRMM*), e diagramas de fase de ciclone cedidos pela Universidade do Estado da Flórida (*FSU*). Também foram realizados experimentos com o modelo *WRF* tendo em vista a confecção de diagramas de fase em alta resolução.

3.1 - Dados do *Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)*

O *CFSR* é um banco de dados de reanálise em alta resolução, cuja segunda versão foi implementada em 2010, sendo referente ao período de janeiro de 1979 até os dias atuais (SAHA *et al.*, 2010). Os dados estão disponíveis em 64 níveis de pressão, que vão desde a superfície até 0,26 hPa, com espaçamentos horizontais de 0,3°, 0,5°, 1,0°, 1,9°, e 2,5° e resolução temporal de 1 hora.

Os campos atmosféricos de reanálise deste projeto são gerados através do modelo *Global Forecast System (GFS)* e, como modelo oceânico, é utilizada a quarta versão do *Modular Ocean Model (MOM4)*. Ou seja, os dados são resultantes de acoplamento de modelos.

Para elaboração dos campos atmosféricos desta dissertação foram utilizadas as informações disponíveis em 4 horários diários (00Z, 06Z, 12Z e 18Z) com 28 níveis de pressão, da superfície a 100 hPa (superfície, 1000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 225, 200, 175, 150, 125 e 100 hPa), além dos dados de vento a 10 metros.

Foram analisados os seguintes períodos no estudo dos ciclones:

Ciclone Catarina - entre 22 e 28 de março de 2004.

Ciclone extratropical - entre 22 e 25 de junho de 2007.

Ciclone Arani - entre 13 e 19 de março de 2011.

Os campos e perfis dos dados de reanálise foram gerados com o *Grid Analysis and Display System (GrADS)* (DOTY, 1995), na versão 2.0.a9 para *Linux*.

3.2 - Imagens de satélite

As imagens do satélite *GOES-12* utilizadas neste trabalho foram obtidas mediante solicitação junto à Divisão de Satélites Ambientais (DSA), do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e pela página na internet daquela instituição.

3.3 - Outros produtos de satélites

Foram utilizados outros produtos derivados de satélite, como a estimativa de TSM e ventos sobre superfícies oceânicas. Esses dados foram obtidos através das páginas na internet do *Remote Sensing Systems (RSS)* e *National Environmental Satellite, Data, and Information System (NESDIS)*. Os dados de TSM foram obtidos através do sensor de microondas *TRMM Microwave Imager (TMI)* a bordo do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)*. Os dados de vento a 10 metros foram obtidos pelo escaterômetro de vento marítimo a bordo do satélite *QUIKSCAT*, para o ciclone Catarina e para o ciclone extratropical ocorrido em junho de 2007. Já o ciclone Arani foi estudado com base nos dados de vento obtidos através do escaterômetro *ASCAT* a bordo do satélite *EUMETSAT METOP*.

3.4 - Cartas sinóticas

Foram utilizadas cartas sinóticas (análise subjetiva) confeccionadas pelo Serviço Meteorológico Marinho (SMM) operado pelo Centro de Hidrografia da Marinha (CHM), com o objetivo de identificar os principais sistemas sinóticos atuantes durante o surgimento e evolução dos ciclones estudados, e distinguir os seus principais estágios de desenvolvimento. As cartas estão disponíveis duas vezes ao dia (00Z e 12Z) na página na internet do SMM e são elaboradas com base em dados de superfície disponíveis no *Global Telecommunication System (GTS)*.

3.5 - Espaço de fase de ciclone

Hart (2003) propôs um espaço de fase construído através de parâmetros objetivos que caracterizam a fase do ciclone ao longo de seu ciclo de vida. Este espaço é tridimensional e é definido por três parâmetros: “B”, que se refere à simetria térmica do ciclone e “ $-V_T^L$ ” e “ $-V_T^U$ ”, que se referem à sua estrutura térmica e correspondem ao vento térmico entre 900 e 600 hPa e 600 e 300 hPa, respectivamente (Figura 3.1).

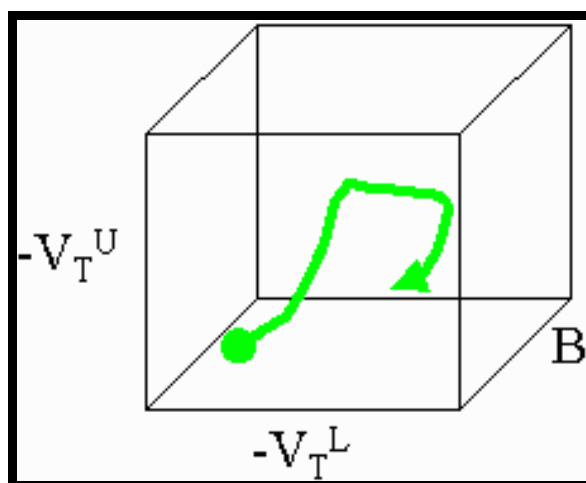


Figura 3.1 - Espaço de Fase tridimensional. Cada lado do cubo representa um parâmetro para caracterização da fase do ciclone.

O conceito que está por trás deste espaço de fase é a existência de um contínuo no espectro de ciclones e que cada tipo de ciclone observado sobre a Terra irá se enquadrar bem nele, de acordo com as suas características térmicas e de simetria (PEZZA e SIMMONDS, 2008).

Como a análise de um espaço tridimensional pode se tornar complexa e pouco operacional, o espaço de fase é geralmente dividido em dois diagramas de fase bidimensionais que são transversais aos lados do cubo. O primeiro diagrama possui como variáveis “B” e “ $-V_T^L$ ” e o outro “ $-V_T^L$ ” e “ $-V_T^U$ ”.

Os diagramas de fase dos ciclones aqui estudados foram gentilmente cedidos pelo Professor Dr. Robert E. Hart (FSU), e disponibilizados com os dados de reanálise do projeto ERA do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)*, com resolução de $0,7^\circ \times 0,7^\circ$, e com as simulações do modelo *Global Forecast System (GFS)*, com resolução de $1,0^\circ \times 1,0^\circ$.

Para a análise dos ciclones através destes diagramas, de forma operacional, primeiro é necessário definir um critério para identificação de ciclones de forma automática. Para o estudo de ciclones que já ocorreram e que possui trajetória conhecida, basta analisar o campo tridimensional do geopotencial a partir dos pontos correspondentes ao centro do ciclone em superfície. Já para a análise operacional automática, a metodologia de HART (2003) define um ciclone como um mínimo local de pressão à superfície, menor que 1020 hPa, com gradiente de pressão de no mínimo 2 hPa dentro de um retângulo de 5° x 5°, que persista por no mínimo 24 horas. O tamanho escolhido para o retângulo elimina os sistemas de baixa pressão em mesoescala, enquanto o tempo de vida elimina os mínimos de pressão espúrios. O critério do gradiente de pressão é usado para eliminar numerosos fracos centros de baixa pressões dentro dos trópicos.

3.5.1 - Parâmetro B: simetria térmica do ciclone.

Os ciclones frontais se formam em regiões de fortes gradientes térmicos e seu escoamento é responsável pela advecção de ar quente e de ar frio em lados opostos de sua estrutura, correspondendo aos seus setores quente e frio. Essa diferença de advecção é responsável pela formação de assimetria térmica que, pela equação hipsométrica (Equação 3.1), gera uma assimetria no campo de espessura.

$$Z_T = \frac{R}{g_0} \int_{p_2}^{p_1} T(d \ln p) \quad 3.1$$

onde:

Z_T é a espessura da camada definida entre as superfícies isobáricas p_1 e p_2 ;

R é a constante dos gases para o ar seco;

g_0 é a média global da gravidade ao nível médio do mar;

T é a temperatura do ar; e

p é a pressão atmosférica e p_1 e p_2 são os limites inferior e superior, respectivamente, da camada considerada.

Considerando que a camada atmosférica possui uma determinada temperatura média (T_{med}), a Equação 3.1 transforma-se em:

$$Z_T = \frac{R}{g_0} T_{med} \int_{p_2}^{p_1} d \ln p = \frac{R}{g_0} T_{med} \ln \frac{p_1}{p_2} \quad 3.2$$

A partir da Equação 3.2, conclui-se que a espessura da camada entre p_1 e p_2 é diretamente proporcional à sua temperatura média. Portanto, onde há advecção fria em determinada camada da atmosfera existe a tendência de redução da espessura desta camada, enquanto onde há advecção quente, o fluido tende a se expandir e a camada tem sua espessura aumentada. Portanto, uma superfície de pressão que passe sobre um ciclone extratropical apresentará desníveis de altura geopotencial. Já os ciclones tropicais, que se formam em áreas de grande homogeneidade térmica, realizam pouca ou nenhuma advecção de temperatura, resultando em uma grande simetria térmica e, conseqüentemente, em uma forte simetria no campo de altura geopotencial.

Para quantificar o grau de simetria do ciclone e, portanto, a sua natureza frontal ou não-frontal, o parâmetro B foi proposto, medindo o gradiente de espessura média da camada entre 900 hPa e 600 hPa (que é diretamente proporcional ao gradiente de temperatura média da camada), perpendicular ao movimento do ciclone. Esse gradiente é obtido dentro de um raio de 500 km a partir do centro do ciclone em superfície (Equação 3.3 e Figura 3.2).

$$B = h \left(\overline{Z_{600hPa} - Z_{900hPa}} \Big|_D - \overline{Z_{600hPa} - Z_{900hPa}} \Big|_E \right) \quad 3.3$$

onde:

$h = +1$ para o HN e $h = -1$ para o HS;

$Z_{600 \text{ hPa}}$ é a altura geopotencial no nível de 600 hPa;

$Z_{900 \text{ hPa}}$ é a altura geopotencial no nível de 900 hPa; e

Índices D e E correspondem aos lados direito e esquerdo, respectivamente, do ciclone levando em conta a linha divisória marcada pelo seu vetor deslocamento.

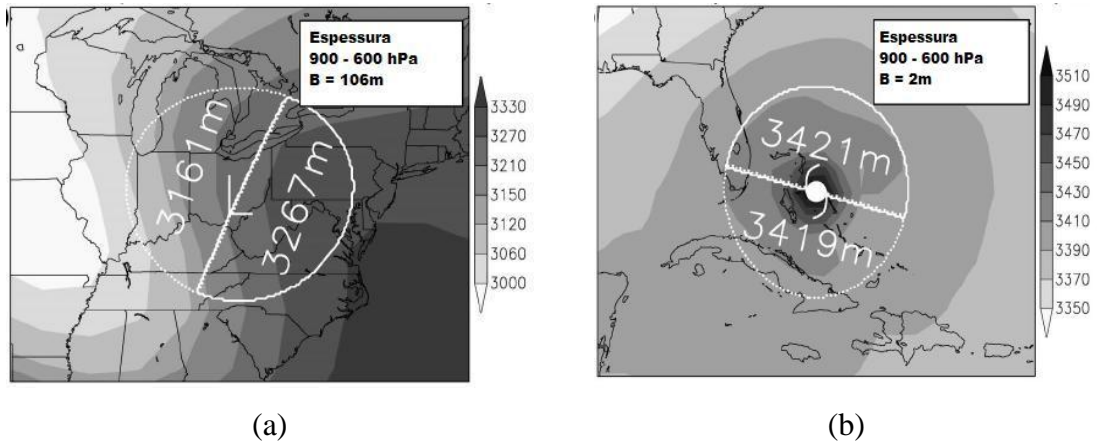


Figura 3.2 - Esquemas de (a) ciclone extratropical no HN e (b) ciclone tropical no HN, com isolinhas de espessura entre 900 e 600 hPa, limitados por envoltório de 500 km de raio. Fonte: Adaptado de Hart (2003).

Um ciclone tropical maduro tem um valor de B que é aproximadamente zero, enquanto um ciclone extratropical em desenvolvimento tem um grande valor positivo de B . Os últimos estágios de um ciclone extratropical também apresentam pequenos valores de B , já que após a oclusão ocorre a elevação do setor quente e grande mistura, resultando em um centro mais homogêneo e frio. Esta evolução do parâmetro B pode ser conferida na Figura 3.3.

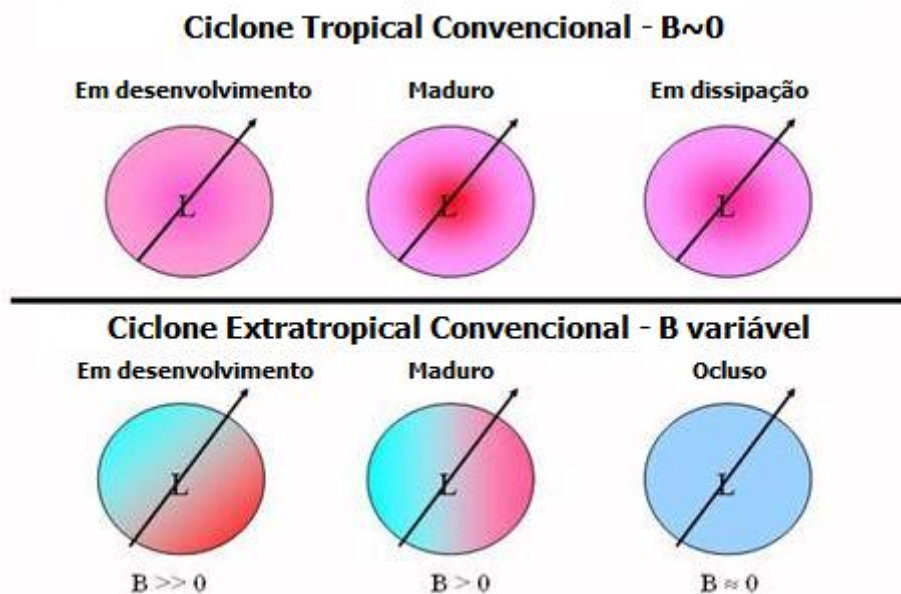


Figura 3.3 - Valores típicos de parâmetro B de assimetria térmica e sua evolução para os ciclones tropicais e extratropicais convencionais no HN. L é o centro de baixa pressão. Fonte: Adaptado de Hart (2008).

O valor limite para B foi obtido empiricamente através do estudo de 61 casos de ciclones que sofreram transições extratropicais no Oceano Atlântico Norte, entre 1979 e 1993 (EVANS e HART, 2001). A análise do momento da transição de fase destes ciclones, através de dados de reanálise do *ECMWF* com resolução de $1.25^\circ \times 1.25^\circ$, revelou que o valor $B = 10$ metros é o mais adequado para distinguir um ciclone não-frontal de um ciclone ligeiramente frontal.

O parâmetro B foi definido entre 900 hPa e 600 hPa já que sistemas rasos podem não ser detectados em altos níveis e porque abaixo de 900 hPa as superfícies de pressão podem estar abaixo do solo e o cálculo pode ser prejudicado.

Um raio apropriado para o cálculo de B é aquele que inclui a circulação convergente de um ciclone tropical ou extratropical, mas não se estenda em direção a outros sistemas. O raio de 500 km escolhido está baseado em Frank (1977), que concluiu a partir do estudo de 143 ciclones tropicais no Noroeste do Oceano Pacífico que a circulação ciclônica e convergente destes ciclones está entre 4° e 6° . Este raio também é adequado para o cálculo do parâmetro em ciclones extratropicais, já que as dimensões horizontais dos ciclones extratropicais são maiores que dos ciclones tropicais.

Este fundamento físico para o uso do raio de 500 km para o cálculo de B, juntamente com o limite de $B = 10$ metros para distinguir ciclones simétricos e assimétricos, foi corroborado pelo seu uso bem sucedido no diagnóstico de transições extratropicais de ciclones tropicais (HART, 2003; EVANS e HART, 2001).

3.5.2 - Parâmetros $-\mathbf{V}_T^L$ e $-\mathbf{V}_T^U$: vento térmico do ciclone - núcleo quente versus núcleo frio.

A natureza térmica do núcleo de um ciclone pode ser obtida através da análise do vento térmico nas proximidades do centro do ciclone em toda sua extensão vertical.

A magnitude do gradiente de geopotencial isobárico e a magnitude do vento geostrófico aumentam com a altura num ciclone de núcleo frio e diminui num ciclone de núcleo quente. Isso pode ser obtido a partir do conceito de vento térmico, que é a diferença entre o vento geostrófico entre dois níveis atmosféricos ($\Phi_2 - \Phi_1$). O vento térmico escoa paralelamente às isotermas, de tal forma que deixa os maiores valores de

temperatura para a esquerda no HS e para a direita no HN, e possui intensidade diretamente proporcional ao gradiente térmico da camada entre os dois níveis.

As componentes do vento geostrófico podem ser expressas pela equação abaixo:

$$u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \quad v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad 3.4$$

As componentes do vento térmico podem ser obtidas considerando-o como a diferença do vento geostrófico entre dois níveis isobáricos. Portanto:

$$u_T = -\frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} (\Phi_2 - \Phi_1) \quad v_T = \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} (\Phi_2 - \Phi_1) \quad 3.5$$

Integrando a relação $d\Phi = g dz$ entre dos níveis atmosféricos, obtém-se:

$$\Phi_2 - \Phi_1 = g Z_T \quad 3.6$$

Substituindo 3.6 em 3.5, obtém-se o vento térmico em termos de gradiente da espessura da camada.

$$u_T = -\frac{g}{f} \frac{\partial Z_T}{\partial y} \quad v_T = \frac{g}{f} \frac{\partial Z_T}{\partial x} \quad 3.7$$

Portanto, a relação vetorial do vento térmico fica:

$$\vec{V}_T = \frac{g}{f} \hat{k} \times \vec{\nabla} Z_T \quad 3.8$$

Conclui-se que o vento térmico em determinado nível é proporcional ao gradiente horizontal da espessura (Z_T), que é equivalente a dizer que é proporcional ao gradiente horizontal de temperatura média da camada. Portanto, quanto maior o gradiente de espessura dentro de uma camada delimitada por duas superfícies isobáricas, maior a magnitude do vento térmico que escoar dentro desta camada paralelamente às isolinhas de espessura (temperatura).

Com o intuito de simplificar os cálculos relativos aos gradientes isobáricos de altura geopotencial dentro do ciclone, a Equação 3.9 define a perturbação de altura

geopotencial do ciclone. Este parâmetro é a diferença entre os valores máximo e mínimo de altura geopotencial de determinada superfície isobárica dentro do ciclone definido com raio fixo de 500 km, importando apenas a magnitude do gradiente e não a sua orientação.

$$\Delta Z = [Z_{máx} - Z_{mín}]_p \quad 3.9$$

Vale ressaltar que ΔZ é proporcional à magnitude do vento geostrófico em coordenadas isobáricas, pois representa o módulo do gradiente de altura geopotencial num dado nível. Logo, a variação vertical de ΔZ , que corresponde à variação vertical do vento geostrófico, é equivalente ao vento térmico em determinada camada.

Para a definição de indicadores objetivos (Equação 3.10), que determinem a natureza térmica do ciclone, são consideradas duas camadas de massas iguais: 900-600 hPa (consistente com o parâmetro B e que com ele forma um diagrama), e 600-300 hPa. São utilizadas duas camadas representando baixos e altos níveis atmosféricos, já que todos os ciclones podem apresentar núcleos quente e frio ao mesmo tempo, dependendo da camada atmosférica examinada (HIRSCHBERG e FRITSCH, 1993).

$$(a) \left. \frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \right|_{900hPa}^{600hPa} = -V_T^L \quad (b) \left. \frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \right|_{600hPa}^{300hPa} = -V_T^U \quad 3.10$$

Assim como no cálculo de B, a atmosfera abaixo de 900 hPa não é incluída para impedir a extrapolação abaixo do solo ou dentro da camada limite atmosférica, que nem sempre é representativa da estrutura do ciclone na atmosfera livre. A atmosfera acima de 300 hPa foi excluída para prevenir a influência da fase estratosférica, que é frequentemente oposta à fase troposférica.

Valores positivos de $-V_T$ indicam uma camada de núcleo quente, enquanto valores negativos indicam uma camada de núcleo frio. Para um ciclone tropical de núcleo quente, $-V_T^L$ e $-V_T^U$ são necessariamente positivos e $-V_T^L$ tem maior magnitude. Inversamente, para um ciclone extratropical de núcleo frio, $-V_T^L$ e $-V_T^U$ são necessariamente negativos e $-V_T^U$ tem maior magnitude. Em ciclones híbridos, ciclones com aprisionamento quente ou ciclones em transição, $-V_T^L$ e $-V_T^U$ podem ter sinais opostos ou então a mesma magnitude.

As estruturas de núcleo frio e núcleo quente relacionam-se diretamente com a estrutura vertical da perturbação de altura geopotencial do ciclone (amplitude). Uma estrutura de núcleo frio indica uma onda ou estrutura de ciclone com maior amplitude no topo da camada que na base, com o eixo do cavado inclinando-se para Oeste. Inversamente, uma estrutura de núcleo quente (que é geralmente empilhada) apresenta uma perturbação de altura geopotencial que é maior na base do que no topo da camada. Isso pode ser verificado na Figura 3.4.

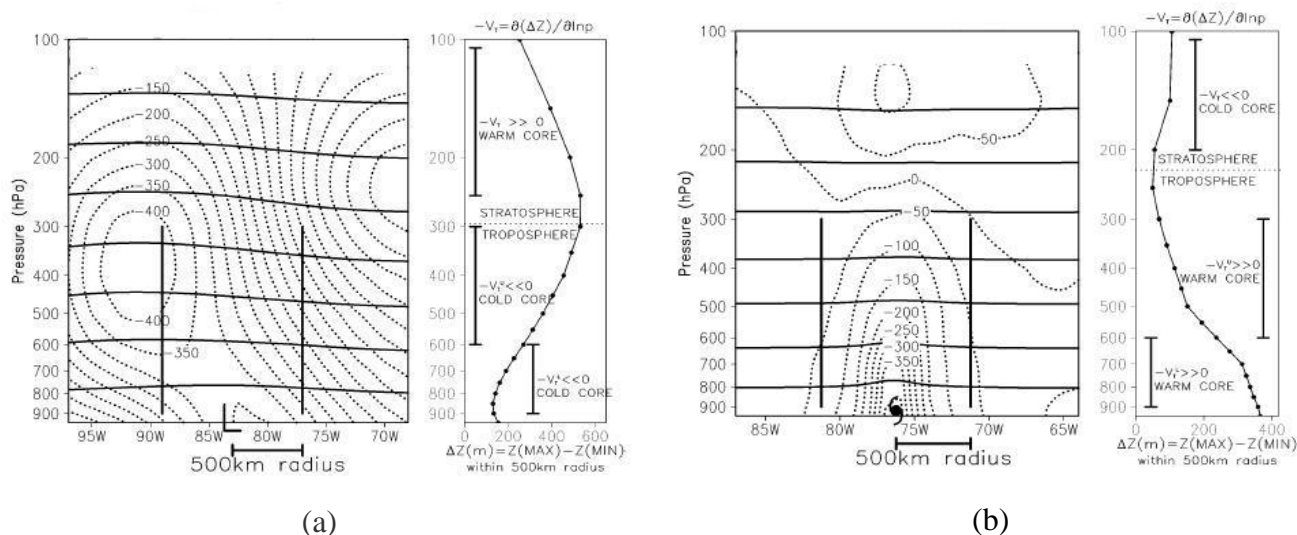


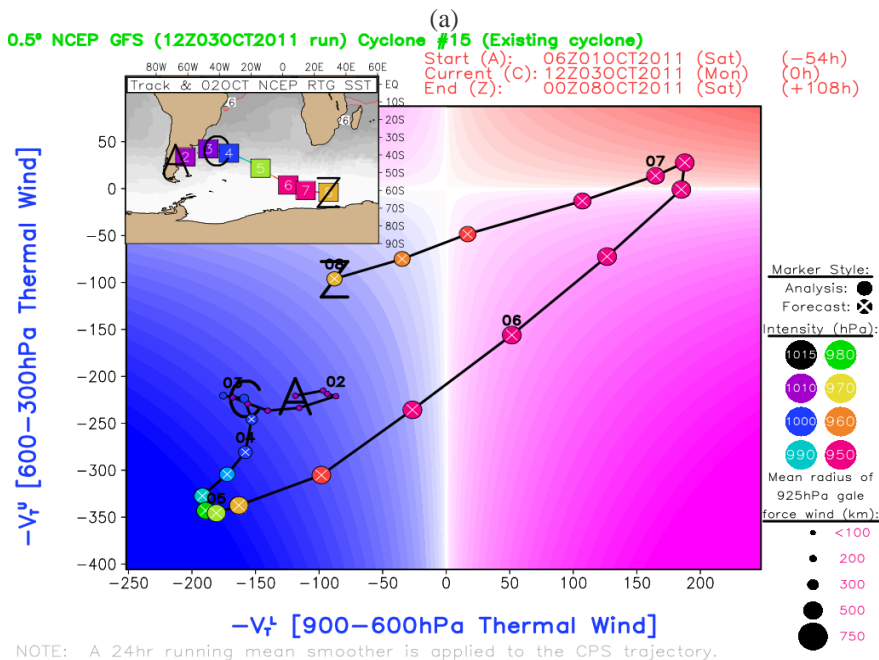
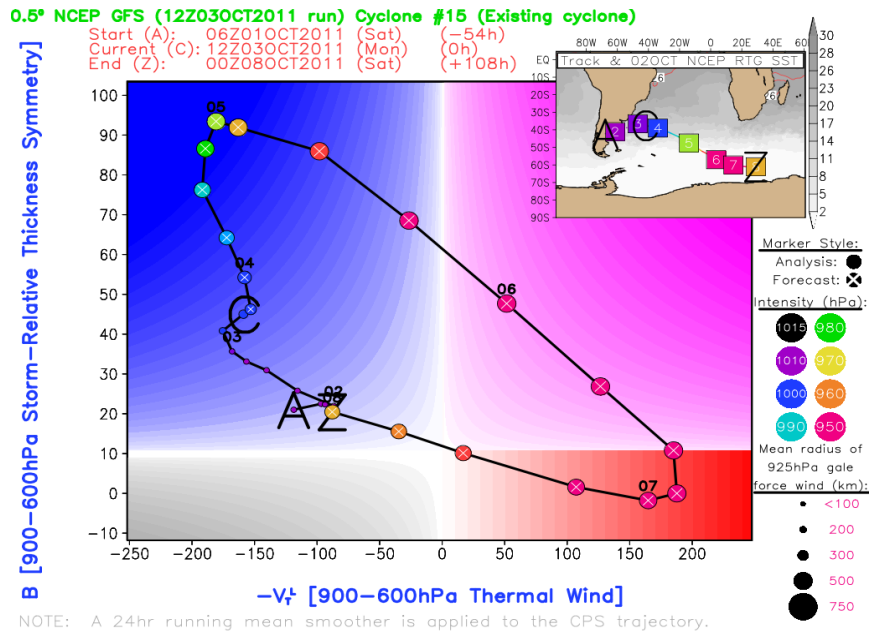
Figura 3.4 - As linhas contínuas indicam a altura geopotencial, as linhas pontilhadas mostram a anomalia de geopotencial em relação à média zonal e os perfis a direita de cada figura mostram o perfil vertical da perturbação de altura geopotencial (ΔZ) para (a) ciclone extratropical e (b) ciclone tropical. As barras verticais limitam o raio de 500 km. Fonte: Hart (2003).

Embora um raio de 500 km não resolva completamente o eixo inclinado de mínimos de alturas geopotenciais, a estrutura do vento térmico do núcleo frio é ainda corretamente obtida dentro deste raio. Como o vento térmico é calculado numa coluna vertical e não ao longo do eixo inclinado, os parâmetros $-V_T^L$ e $-V_T^U$ serão negativos em ciclones extratropicais convencionais.

3.5.3 - Diagramas de fase de ciclone

Os três parâmetros de fase formam um espaço de fase tridimensional, onde cada parâmetro ocupa um dos lados. Como mencionado anteriormente, um cubo tridimensional é incômodo para se obter alguma análise direta e o espaço de fase é dividido em duas seções transversais que representam a evolução do ciclone projetada em cada lado do cubo. Um diagrama é a análise dos parâmetros B e $-V_T^L$ (Figura 3.5a),

ou seja, a avaliação da natureza frontal e da estrutura térmica do núcleo, ambas em baixos níveis (900 hPa a 600 hPa), e o outro é a análise dos parâmetros $-V_T^L$ e $-V_T^U$ (Figura 3.5b). Portanto, neste último diagrama, é feita apenas a avaliação da estrutura térmica do ciclone ao longo de toda a troposfera (900 hPa a 300 hPa). Cada ponto nos diagramas corresponde a um tempo de prognóstico e os valores plotados correspondem aos dias. Como nestes exemplos o modelo utilizado gera análises a cada 6 horas, existem no diagrama quatro pontos (análises) para cada dia.

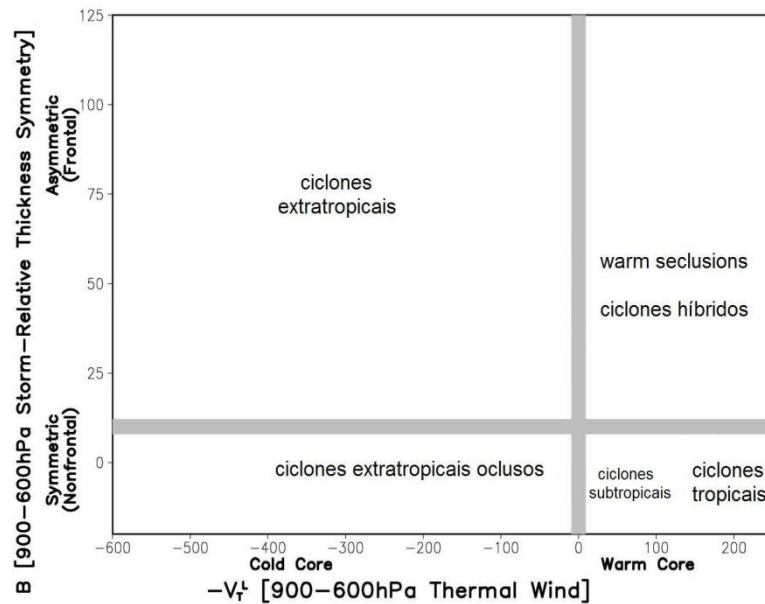


(b)

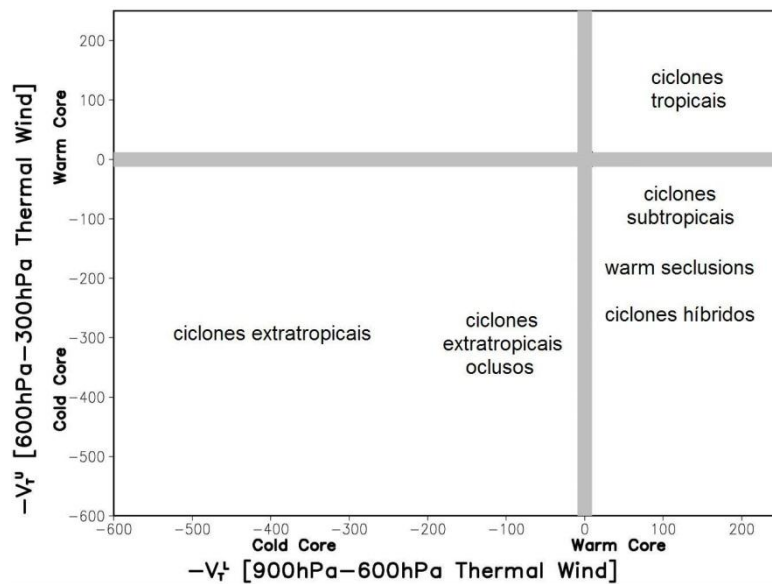
Figura 3.5 - Diagramas de fase de um ciclone sobre o Atlântico Sul obtidos a partir do modelo *GFS*, com resolução de 0,5° com os parâmetros (a) B e $-V_T^L$ e (b) $-V_T^L$ e $-V_T^U$. Fonte: *FSU*.

As cores e o tamanho dos pontos correspondem, respectivamente, ao valor de pressão do centro do ciclone e ao tamanho da área com ventos fortes em 925 hPa. As escalas se encontram no lado direito dos diagramas.

Hart (2003) analisou mais de 17.000 ciclones entre 1980 e 1999 através dos dados de reanálise do NCEP/NCAR com 2,5° x 2,5° de resolução espacial e resumizou as principais categorias de ciclones ocorridos nos seus diagramas de fase, como pode ser observado na Figura 3.6.



(a)



(b)

Figura 3.6 - Diagramas de fase com os parâmetros (a) B e $-V_T^L$ (b) $-V_T^L$ e $-V_T^U$ resumindo as principais categorias de ciclones. Fonte: Hart (2003).

Através da previsão do ponto de partida, evolução e dissipação de um ciclone nos diagramas de fase, é possível obter informações importantes sobre a sua estrutura e intensidade. No entanto, o diagnóstico de fase do ciclone será tão preciso quanto às análises e previsões dos modelos numéricos das quais o espaço de fase é derivado. Os diagramas de fase devem ser comparados com observações de superfície e altitude, imagens de satélite e perfis atmosféricos para melhor compreensão dos ciclones estudados.

3.6 - Modelo Atmosférico *Weather Research and Forecasting (WRF)*

Um dos objetivos iniciais deste trabalho era a simulação dos ciclones em estudo utilizando uma melhor resolução espacial, com o intuito de se obter melhores diagramas de fase, já que através destas simulações esperava-se que o campo tridimensional do geopotencial seria melhor resolvido. No entanto, como será constatado nos resultados (Capítulo 5), as simulações dos ciclones Catarina e Arani, utilizando o modelo atmosférico *WRF*, não foram bem sucedidas e, portanto, não foram obtidos os diagramas de fase dos ciclones. Abaixo está uma descrição do modelo *WRF* e as configurações utilizadas nas simulações.

O *WRF* é um modelo de previsão numérica de tempo e um sistema de simulação atmosférica que é utilizado tanto para pesquisa, quanto para a área operacional, sendo adequado em um amplo espectro de aplicações em escalas que variam de metros a milhares de quilômetros. Ele foi desenvolvido para o uso na Previsão Numérica do Tempo (PNT) e nas comunidades de pesquisa universitária, fornecendo uma ferramenta para estudos idealizados de Dinâmica, simulações de qualidade do ar, simulações de clima regional, etc. (MICHALAKES *et al*, 1998).

O esforço para desenvolver o *WRF* é mantido por uma parceria entre o *National Center for Atmospheric Research (NCAR)*, a *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)*, a *Air Force Weather Agency (AFWA)*, o *Naval Research Laboratory*, a Universidade de Oklahoma e a *Federal Aviation Administration (FAA)*, e a sua primeira versão (*WRF 1.0*) foi lançada em 30 de novembro de 2000, utilizando o *FORTRAN90* como linguagem de programação (MICHALAKES *et al*, 2001).

Com o lançamento da versão *WRF 2.0*, considerada a primeira versão não-Beta do modelo, em maio de 2004, a ampla divulgação de suas aplicações e dos seus primeiros resultados levou a um grande aumento no número de usuários e sua utilização em uma variedade de áreas (MICHALAKES *et al*, 2004).

A versão *WRF 3.0* foi lançada em outubro de 2008 e conta com uma série de melhorias. Foram introduzidos novos esquemas de microfísica, como os esquemas de Morrison e Goddard, que levam em conta a formação de gelo e neve nas simulações de alta resolução; novos esquemas de Camada Limite Planetária; uma nova parametrização de cúmulos (Grell 3d), que é aplicável em domínios com maiores resoluções levando um maior detalhamento nos movimentos subsidentes ao redor das nuvens; e melhorias

nas microfísicas e esquemas de cúmulos já existentes (Guia do Usuário WRF - versão 3.0).

O *WRF* possui equações de Euler compressíveis, não-hidrostáticas, com uma opção hidrostática disponível. Sua coordenada vertical de pressão hidrostática (η) acompanha o terreno e o topo do modelo é uma superfície de pressão constante. A grade utilizada é *Arakawa-C* e o esquema de *Runge-Kutta*, de segunda ou terceira ordem, é utilizado como modo de integração.

Os casos em estudo foram simulados usando o modelo *WRF* com a seguinte configuração:

- Modos hidrostático e não hidrostático.
- Dados de entrada: reanálise do *CFSR* (0,5° de resolução).
- Passo de tempo: 60 segundos.
- Topo da atmosfera: 50 hPa.
- Níveis verticais: 28 níveis.
- Resolução espacial: 10 km.
- Física: microfísica de Ferrier (*ETA*).
- Parametrização de cúmulos: esquema de Kain-Fritsch. Este esquema leva em consideração as convecções rasa e profunda.
- Camada superficial: Monin-Obukhov.
- Camada Limite: esquema de Mellor-Yamada-Janjic (MYJ).
- Domínios:
 - Ciclone Catarina: 0° a 45°S e 0° a 065°W
 - Ciclone Arani: 0° a 45°S e 0° a 065°W
 - Ciclone extratropical: 20°S a 70°S e 020°E a 070°W

4. RESULTADOS

Neste capítulo são estudados, do ponto de vista sinótico e dinâmico, três ciclones que se desenvolveram sobre o Oceano Atlântico Sul. Também são avaliados os seus diagramas de fase, gerados e cedidos pela Universidade da Flórida a partir do modelo *Global Forecast System (GFS)*, com 1,0° de resolução espacial, e dos dados de reanálise com 0,5° de resolução do *Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)*.

A escolha dos ciclones que são analisados deve-se à notoriedade que tiveram na mídia, às discussões e trabalhos publicados no meio científico e aos seus efeitos junto à costa brasileira. Dois dos três casos tiveram tamanha repercussão que receberam nomes especiais. Eles ficaram conhecidos como ciclones Catarina e Arani, e ocorreram respectivamente em março de 2004 e março de 2011. Ambos ficaram marcados pelas suas características tropicais parciais, que não são comuns nos ciclones sobre o Oceano Atlântico Sul. Já o último ciclone analisado ocorreu em junho de 2007, em latitudes extratropicais, com rápido e intenso desenvolvimento baroclínico e apresentou núcleo quente em determinado estágio de seu desenvolvimento, indo de encontro com a teoria que garante a presença de núcleo frio em todos os níveis dos ciclones baroclínicos de latitudes médias.

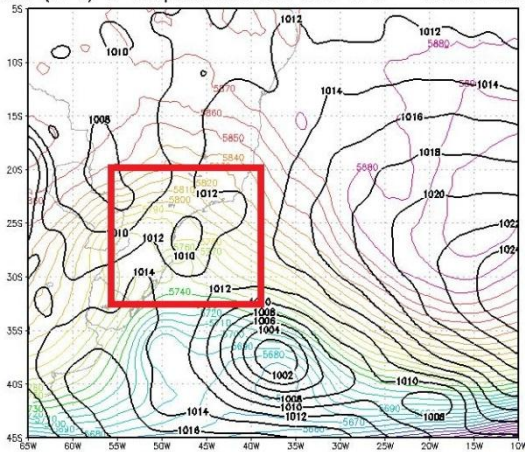
4.1 Ciclone Catarina (março de 2004)

4.1.1 Descrição sinótica, dinâmica e aspectos observacionais

No dia 20 de março de 2004 um ciclone começou a se desenvolver na costa Sul/Sudeste do Brasil (Figura 4.1), apresentando uma banda de nebulosidade que denotava uma estrutura frontal, como pode ser observado nas Figuras 4.2. No dia 22 o ciclone encontrava-se completamente ocluso na sua posição mais oriental, após se deslocar para Leste/Sudeste durante o seu desenvolvimento. A partir do dia 22, a baixa oclusa despreendeu-se do sistema frontal e passou a apresentar características de uma “nuvem vírgula”³, começando um lento deslocamento para Oeste, o que é incomum para sistemas embebidos na circulação de Oeste. O ciclone passou a apresentar bandas espiraladas de nebulosidade convectiva em torno de seu centro e o seu núcleo apresentou um “olho” na cobertura de nuvens entre os dias 25 e 26, sugerindo a evolução do ciclone para um sistema com características tropicais.

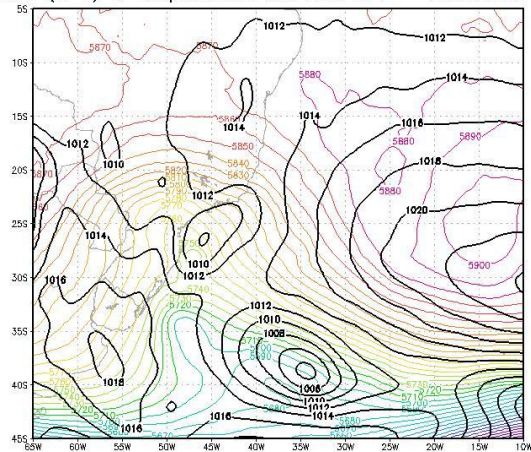
³ Ciclogênese extratropical não-frontal dentro da massa de ar frio, na retaguarda de um sistema frontal (CARLSON, 1980).

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 20MAR200400Z



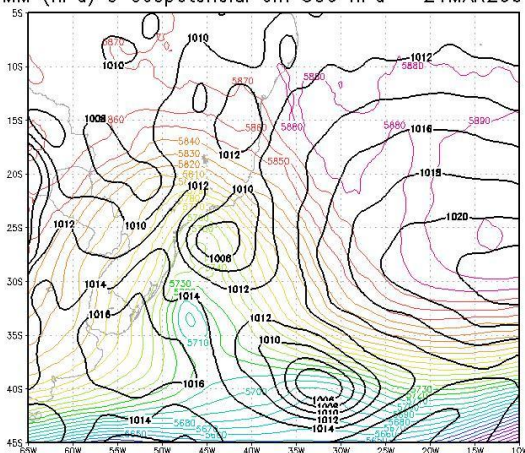
(a)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 20MAR200412Z



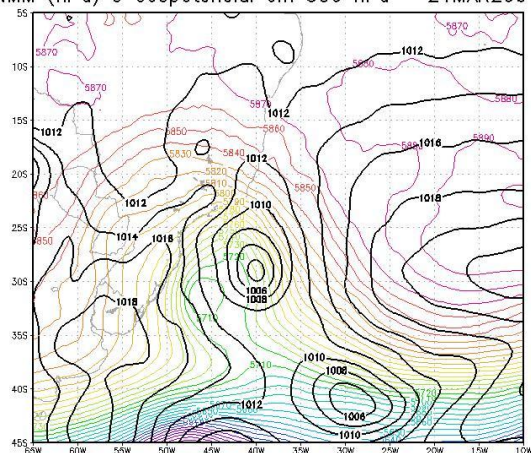
(b)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 21MAR200400Z



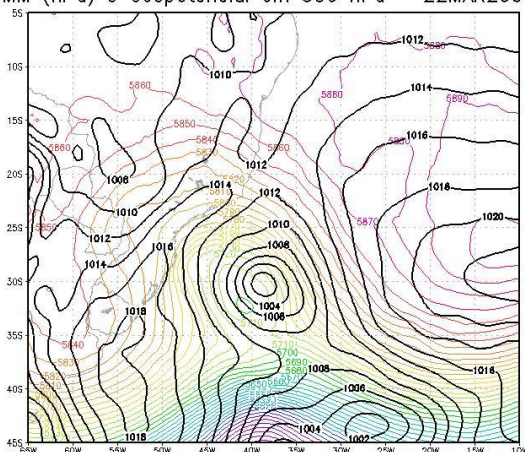
(c)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 21MAR200412Z



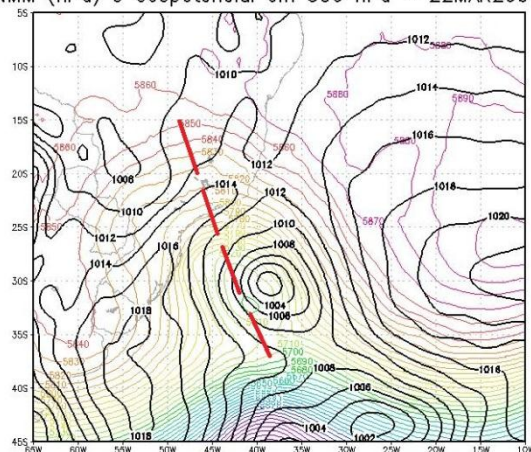
(d)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 22MAR200400Z



(e)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 22MAR200400Z



(f)

Figura 4.1- Pressão ao nível médio do mar (contornos em preto) e altura geopotencial em 500 hPa (contornos coloridos) na fase em que o ciclone que deu origem ao Catarina (área selecionada em vermelho) estava associado a um sistema frontal. A linha tracejada em vermelho representa o eixo do cavado em 500 hPa.

Como pode se verificar na Figura 4.1, o ciclone se desenvolveu a partir de áreas de baixa pressão continentais formadas com o suporte de um cavado de grande amplitude em médios níveis. A presença deste cavado na média atmosfera e a sua posição a Oeste das áreas de baixa pressão em superfície apontam para a característica baroclínica do sistema durante seus primeiros estágios de desenvolvimento. No dia 22, o cavado em superfície estava praticamente em fase com o cavado em níveis médios (linha tracejada em vermelho). A leve inclinação para Oeste do eixo do cavado indica a oclusão do sistema e a mistura das massas de ar nos setores frontais. Neste momento, o sistema apresentava energia potencial reduzida e a tendência de aumento da pressão no centro do ciclone.

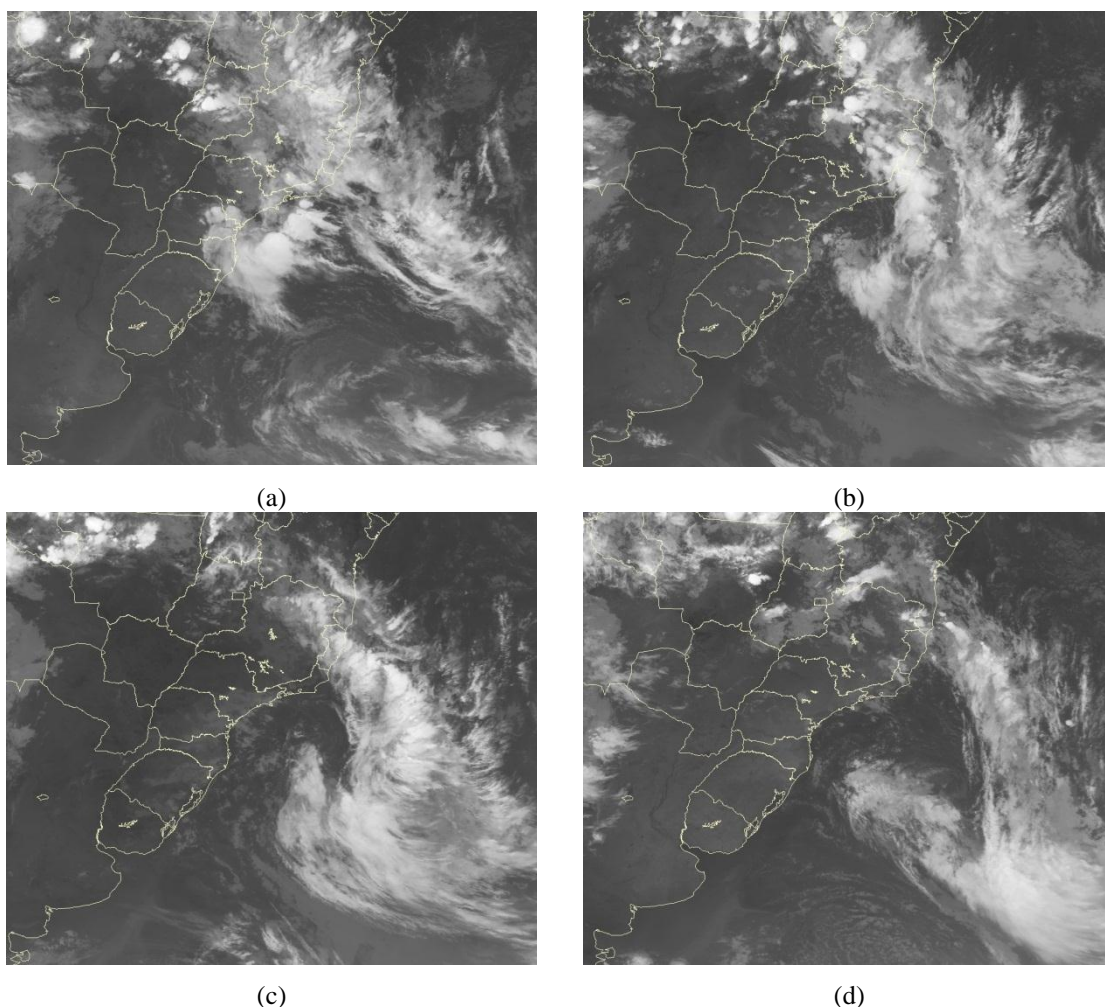
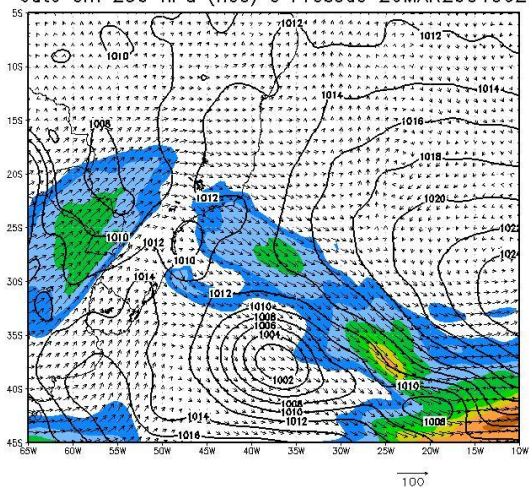


Figura 4.2 - Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho de (a) 200300Z, (b) 210000Z, (c) 211200Z e (d) 220300Z .

As imagens de satélite (Figura 4.2) apresentam a estrutura frontal do ciclone, com banda de nebulosidade convectiva espiralada no setor ocluso e alinhada ao longo da frente fria, que se estendeu até o continente. Enquanto o centro de baixa pressão deslocou-se para Sudeste/Leste, a frente fria deslocou-se para Leste/Nordeste afetando os Estados do Sudeste brasileiro e atingindo o Sul da Bahia.

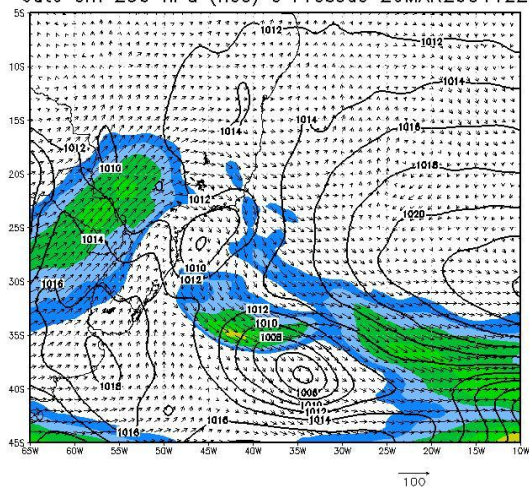
A presença de um jato em 250 hPa (ventos acima de 50 nós) pode ser verificada na Figura 4.3, revelando a existência de significativos gradientes térmicos na área de atuação do ciclone.

Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 20MAR200400Z



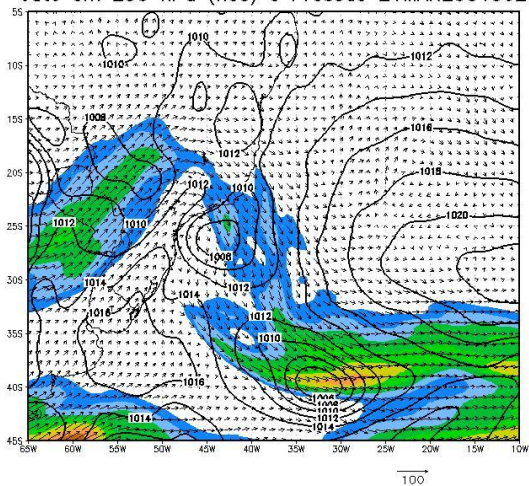
(a)

Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 20MAR200412Z



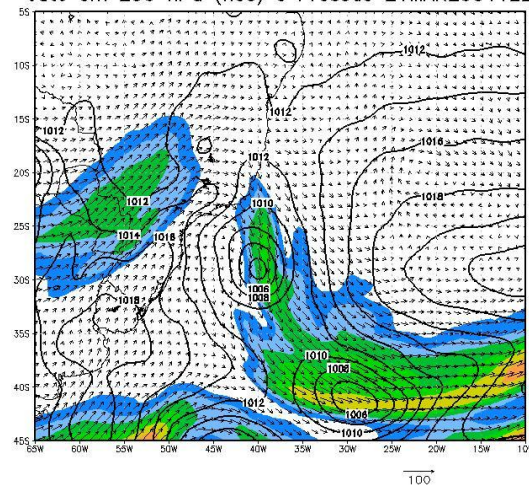
(b)

Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 21MAR200400Z



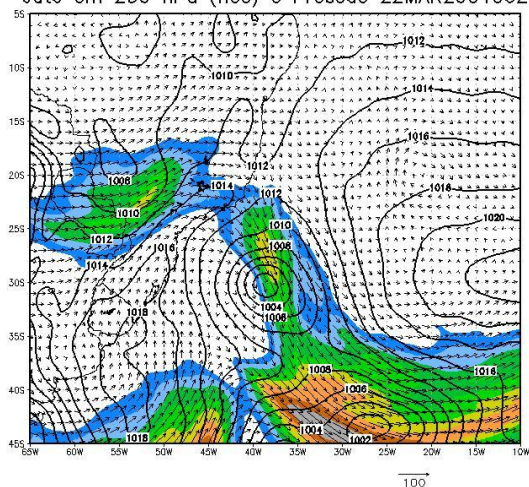
(c)

Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 21MAR200412Z



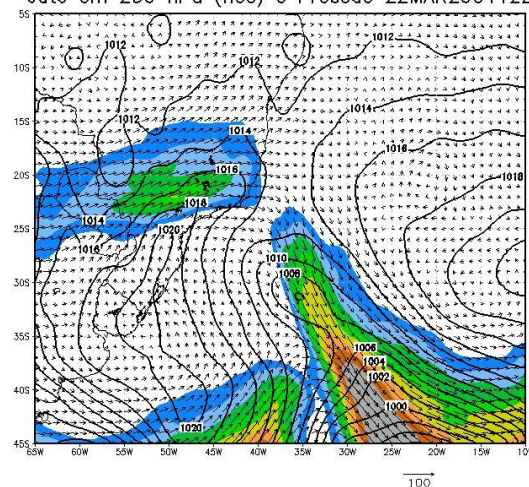
(d)

Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 22MAR200400Z



(e)

Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 22MAR200412Z



(f)

Figura 4.3 - Pressão ao nível médio do mar (contornos) e Jato em 250 hPa.

A formação deste sistema frontal inicial foi representada nas cartas sinóticas diárias do SMM da Marinha do Brasil (Figura 4.4).

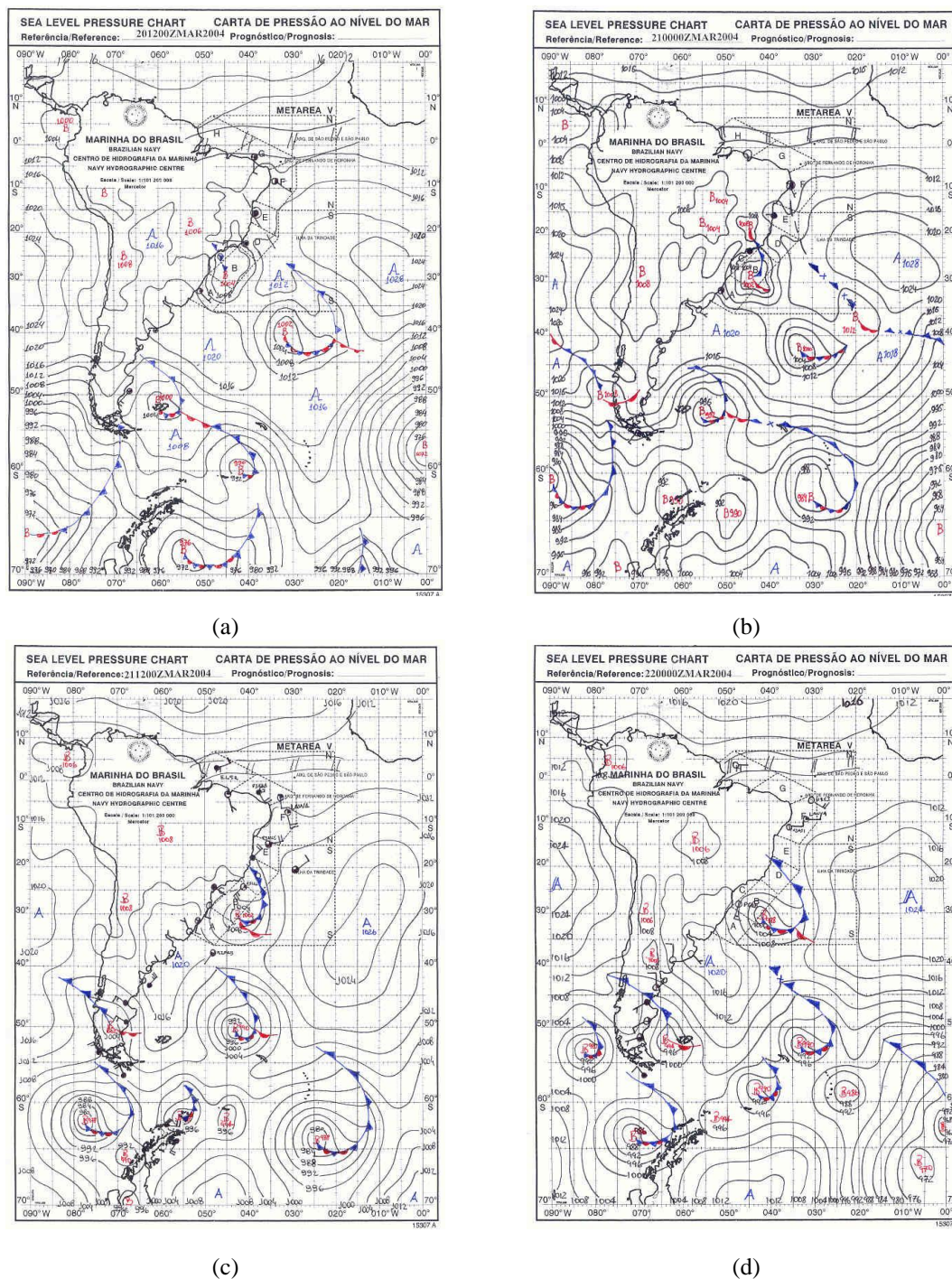


Figura 4.4 - Cartas sinóticas do SMM/MB representando a formação e desenvolvimento do sistema frontal na costa do Sudeste do Brasil. (a) 201200Z, (b) 210000Z, (c) 211200Z e (d) 220000Z.

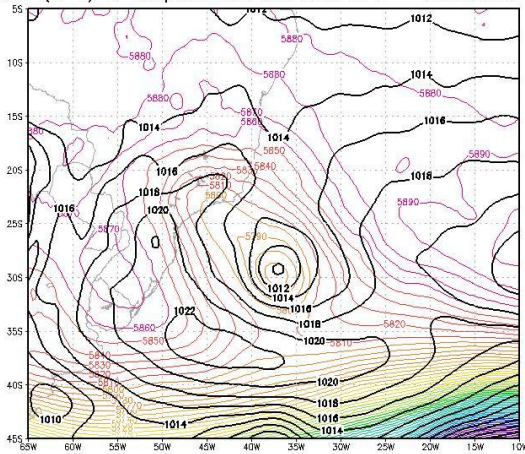
No dia 22 de março, o centro de baixa pressão associado à frente oclusa do ciclone não acompanhou o movimento para Leste do sistema frontal, se desprendeu e passou a se deslocar lentamente para Oeste. A princípio a nebulosidade estava desorganizada, mas em pouco tempo nuvens convectivas mais profundas surgiram e

começaram a se organizar em torno do centro do sistema. Na tarde do dia 25 de março surgiu um “olho” no ciclone.

Até encontrar áreas continentais e perder a sua sustentação, no dia 28 de março, o ciclone manteve o seu deslocamento anômalo para Oeste. A entrada do centro do ciclone em terra ocorreu na madrugada do dia 28, trazendo ventos intensos para o Sul de Santa Catarina e para o Norte do Rio Grande do Sul. Os ventos do ciclone e a formação de tempestades em menor escala, embebidas no sistema, causaram muitos prejuízos materiais e a morte de duas pessoas.

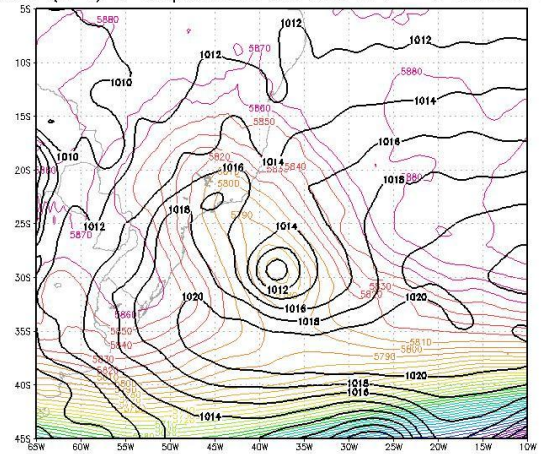
Na Figura 4.5 é possível perceber que o ciclone Catarina tinha profundidade e podia ser encontrado em médios níveis, mantendo a estrutura do cavado praticamente vertical. Esta é uma característica de desenvolvimentos barotrópicos, entre eles, os furacões. A Figura 4.6 mostra a organização da nebulosidade em torno do centro do ciclone e o aparecimento de um “olho” no centro do sistema, indicando a presença de uma região de subsidência.

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 23MAR200412Z



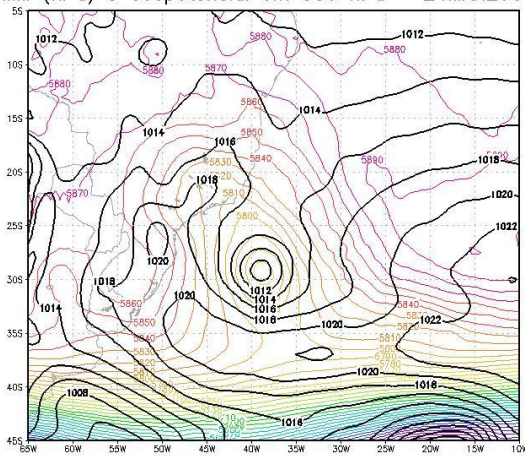
(a)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 24MAR200400Z



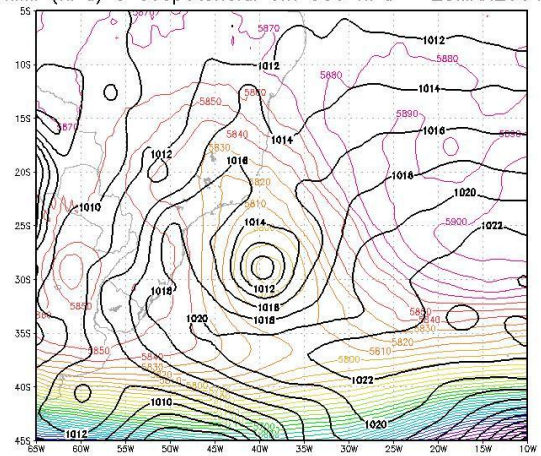
(b)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 24MAR200412Z



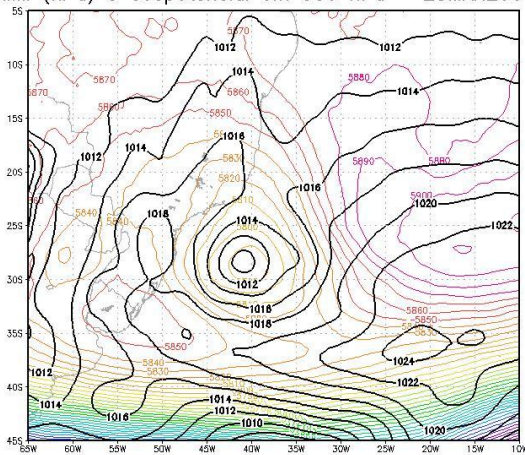
(c)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 25MAR200400Z



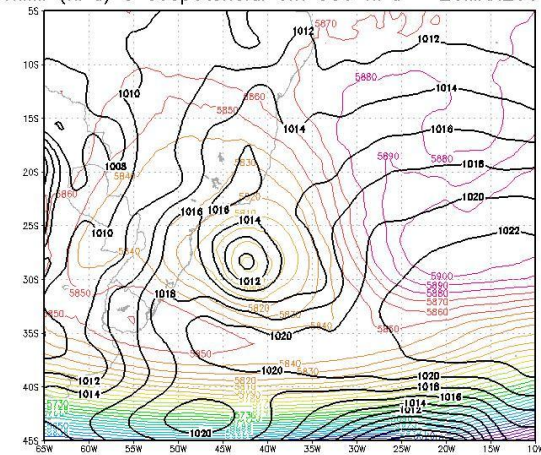
(d)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 25MAR200412Z



(e)

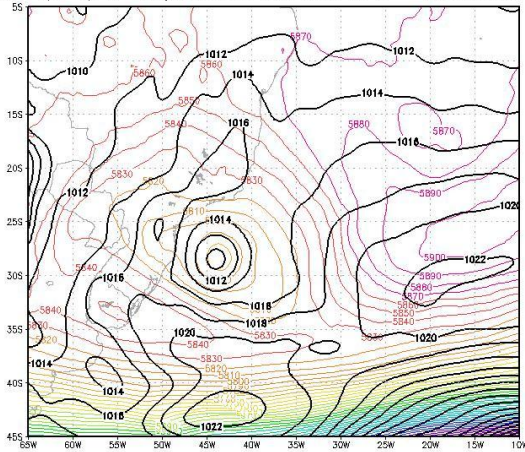
PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 26MAR200400Z



(f)

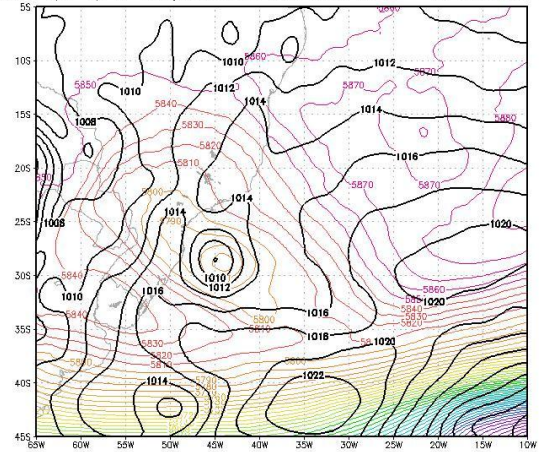
Figura 4.5 - Pressão ao nível médio do mar (contornos em preto) e altura geopotencial em 500 hPa (contornos coloridos) durante o deslocamento para Oeste do ciclone Catarina.

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 26MAR200412Z



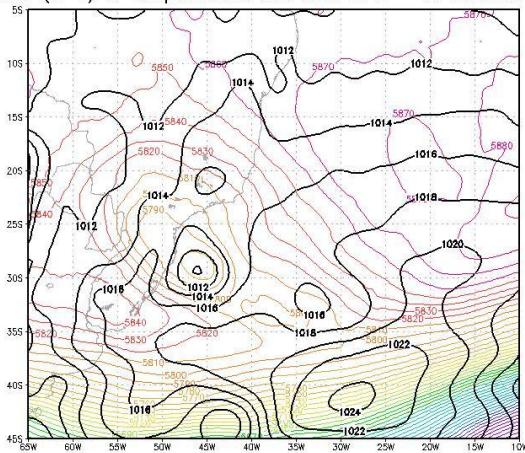
(g)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 27MAR200400Z



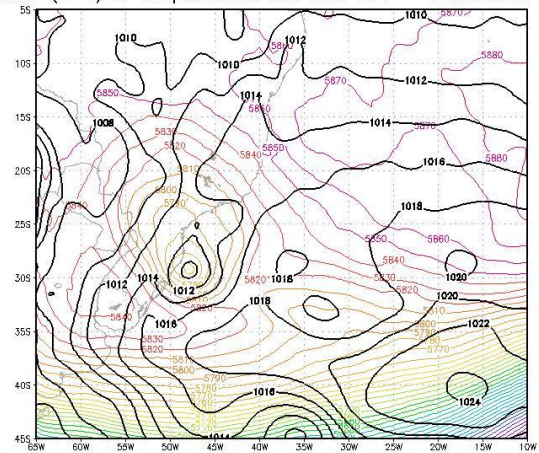
(h)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 27MAR200412Z



(i)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 28MAR200400Z



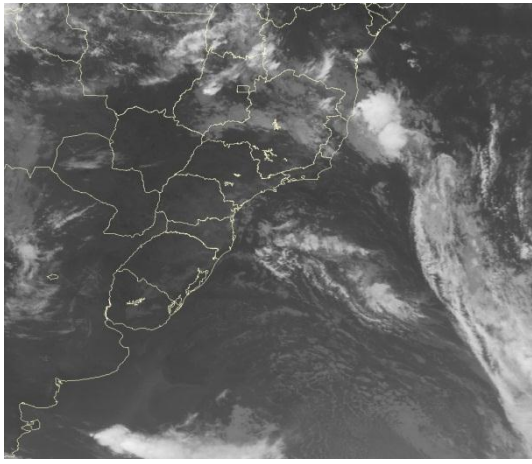
(j)

Figura 4.5 - Final.

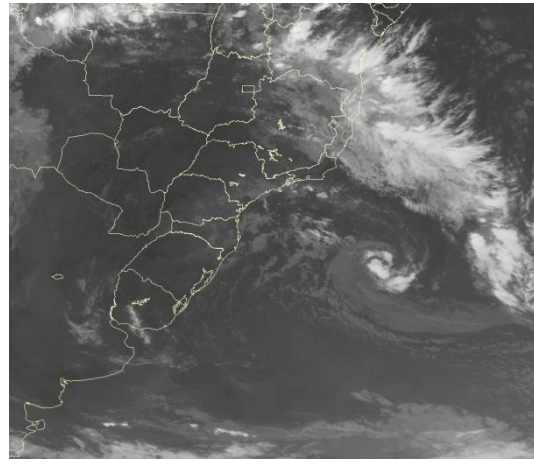
A falta de precedentes causou perplexidade na comunidade meteorológica diante do Catarina, e o SMM, através do seu boletim meteorológico do dia 27 de março, descreveu o ciclone Catarina da seguinte forma:

“Baixa de 1000 hPa como ciclone extratropical em 29S048W com características tropicais movendo-se com 6/8 nós para W/SW. Prognosticado atingir o litoral do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina em 281200Z.”

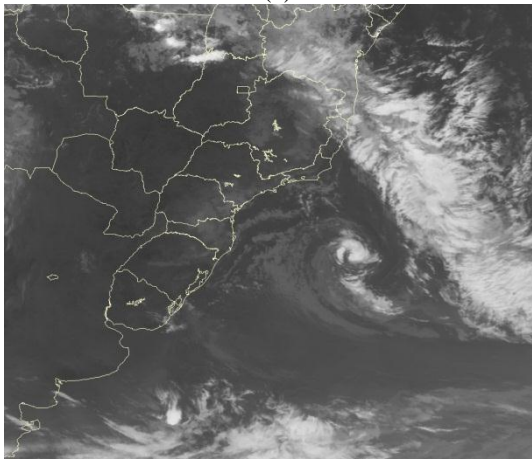
Fica evidente, por esta descrição, a percepção da ambiguidade de características presentes neste ciclone. Sua representação sinótica pode ser conferida na Figura 4.7.



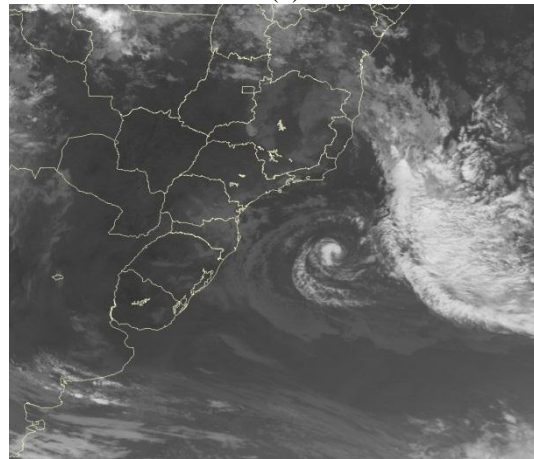
(a)



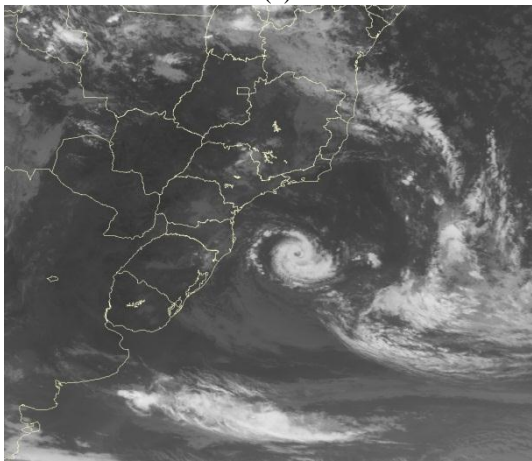
(b)



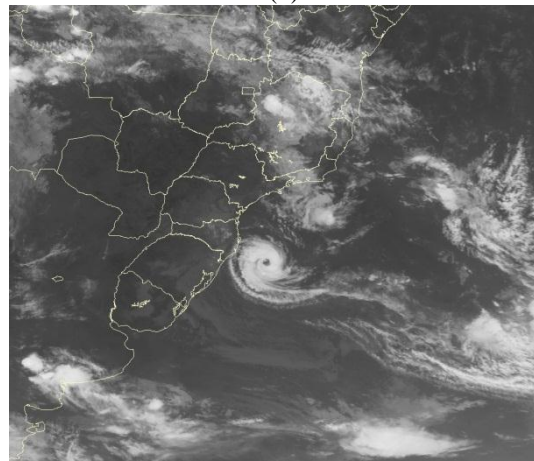
(c)



(d)

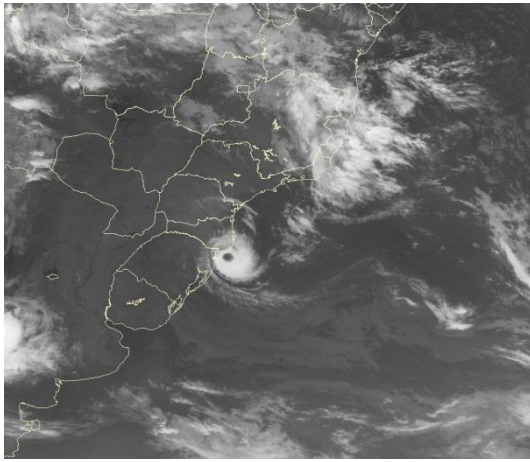


(e)

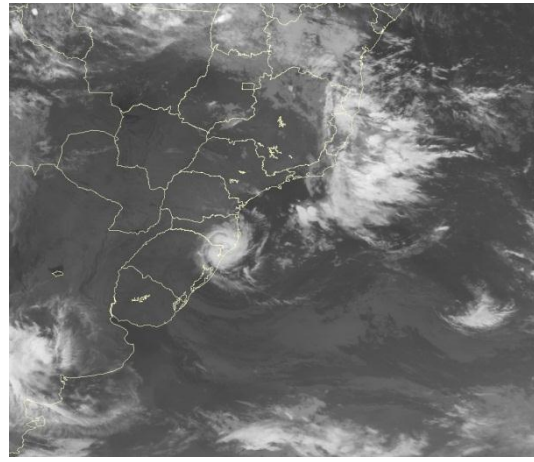


(f)

Figura 4.6 - Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho de (a) 230000Z, (b) 231200Z, c) 241200Z, (d) 251200Z, (e) 261200Z e (f) 271200Z. É possível notar que o ciclone ocluso desprende-se do sistema frontal.

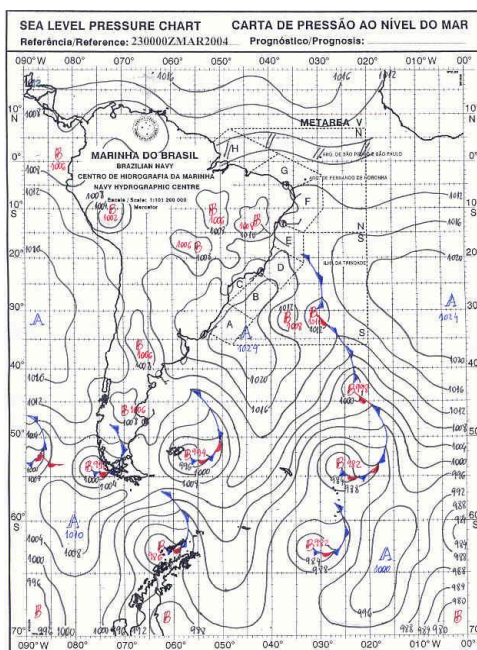


(g)

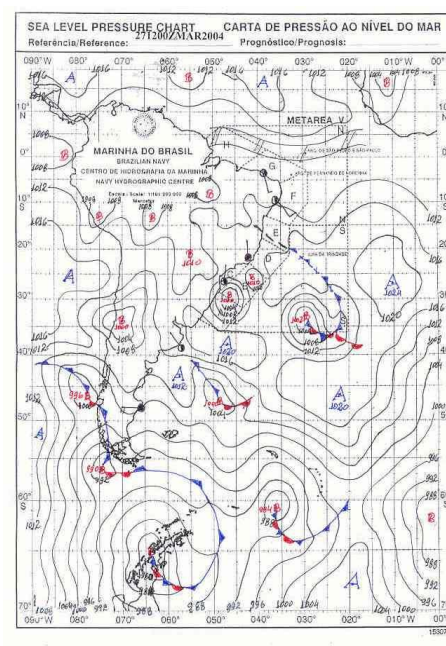


(h)

Figura 4.6 - Final.



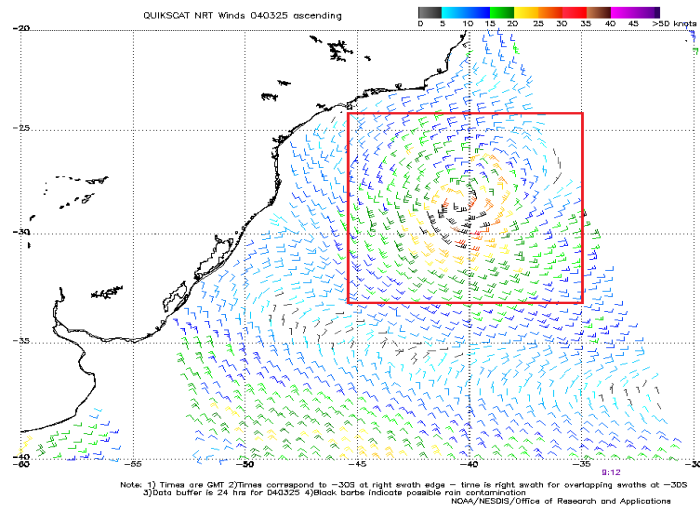
(a)



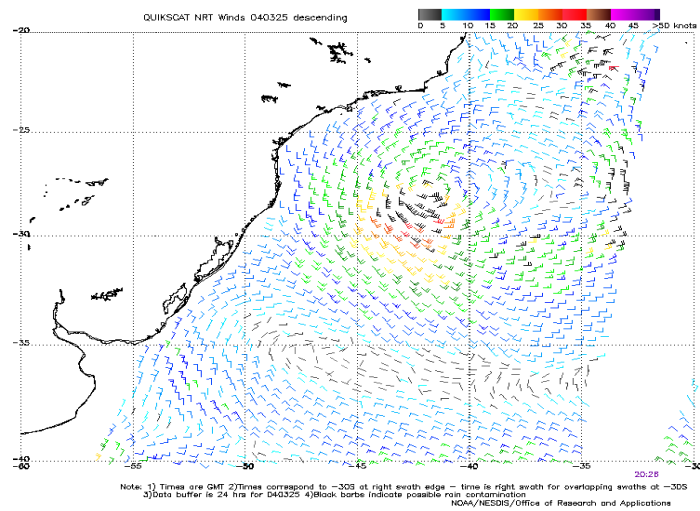
(b)

Figura 4.7 - Cartas sinóticas do SMM/MB mostrando o desprendimento do sistema de baixa pressão do sistema frontal e o seu deslocamento para Oeste. (a) 230000Z e (b) 271200Z.

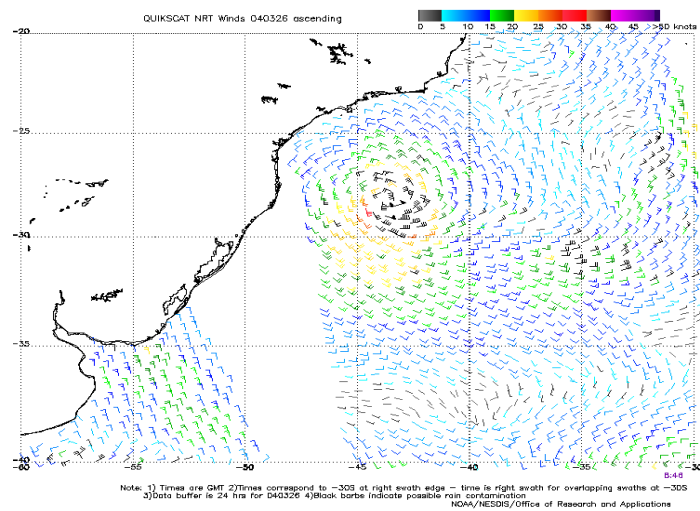
Mesmo com convecção organizada de forma simétrica e a presença de um “olho”, o ciclone Catarina não foi um sistema muito intenso, apresentando, segundo o SMM, um mínimo de pressão em torno de 1000 hPa entre os dias 27 e 28. No entanto, a pressão de 997 hPa foi registrada em Torres-RS (estação do INMET), com queda de aproximadamente 10 hPa nas 6 horas precedentes a entrada do centro de baixa pressão no continente. Este valor é coerente com o vento gradiente da ordem de 20-25 m/s (Figura 4.8), considerando o raio de curvatura observado nas imagens de satélite e nos dados de vento por sensoriamento remoto do *QuikSCAT* (SILVA DIAS *et al.*, 2004).



(a)



(b)



(c)

Figura 4.8 - Estimativas da velocidade do vento em superfície (barbelas em nós) através do sensor em microondas a bordo do satélite *QuikSCAT* para (a) 250900Z, (b) 252000Z e (c) 260700Z. Fonte: *NESDIS*.

Apesar de o ciclone ter apresentado valores mínimos de pressão bem maiores que aqueles que são normalmente observados em ciclones tropicais bem desenvolvidos, os modelos numéricos globais ainda assim subestimaram a intensidade do Catarina, apresentando valores entre 1008 e 1010 hPa e a modelagem com alta resolução (BRAMS 8 km) chegou a valores em torno de 1002 hPa (SILVA DIAS *et al.*, 2004). Os resultados de reanálise (Figura 4.5) também mostram pressões mínimas em torno de 1008 hPa. Como consequência dos resultados numéricos, com menores gradientes de pressão, os ventos pela reanálise (máximo de 30 nós ou aproximadamente 16 m/s) também ficaram mais fracos do que os observados (Figura 4.9).

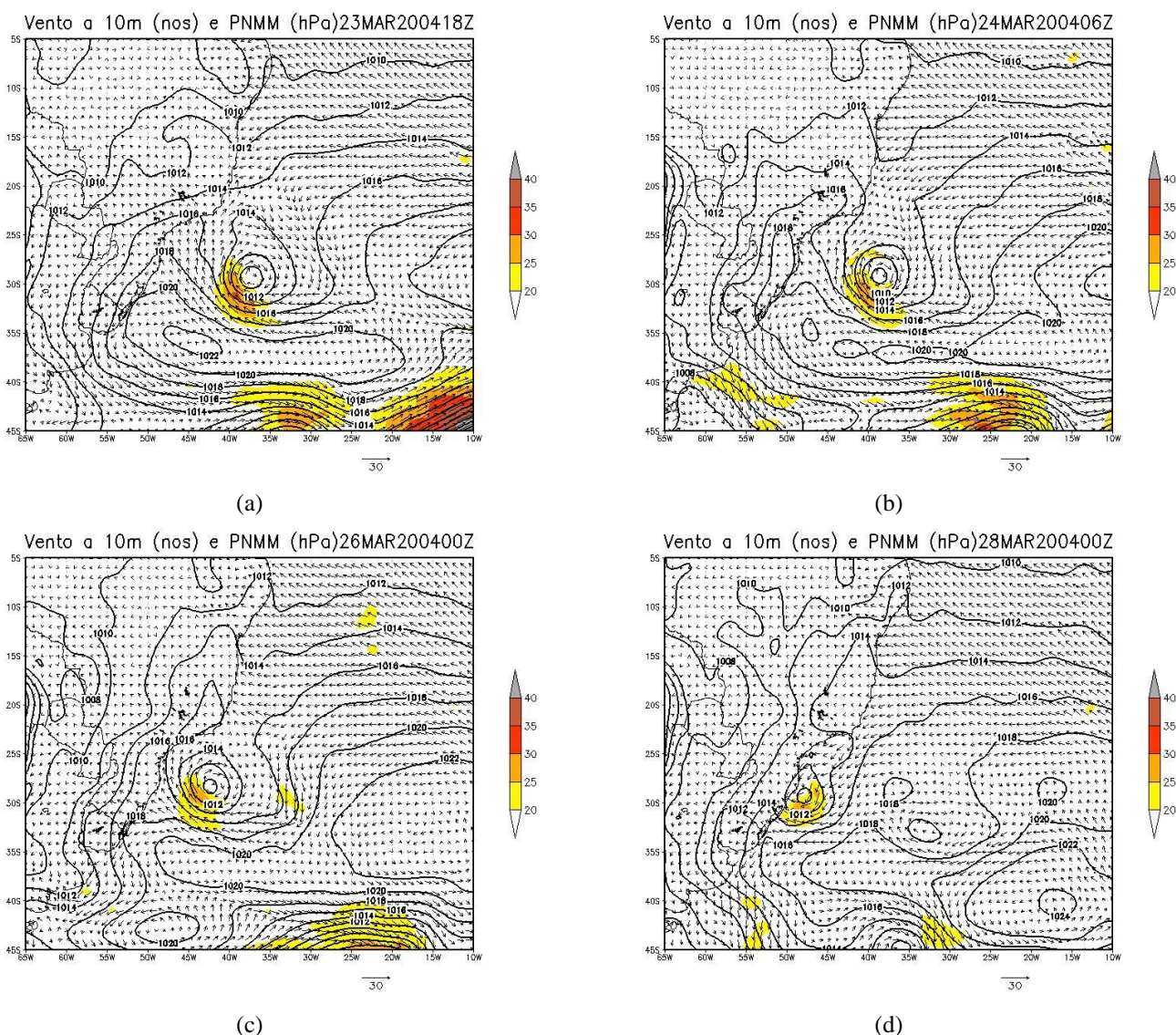


Figura 4.9 - Vento a 10 metros obtidos nos momentos de maior intensidade detectada. Não foram obtidos ventos superiores a 35 nós durante a evolução do ciclone.

Mesmo com antecedência de 24 horas, ainda havia discrepância significativa entre os modelos na determinação da trajetória e intensidade do ciclone. A dificuldade encontrada na previsão do ciclone Catarina pode estar ligada às suas dimensões e ao mecanismo de formação e aprofundamento.

Assim como os ciclones tropicais clássicos, o ciclone Catarina apresentou reduzidas dimensões espaciais. Portanto, a resolução do modelo utilizado para sua simulação é fundamental para uma maior acurácia. Neste ciclone, os processos subgrade têm importante papel no desenvolvimento do sistema. A formação de bandas de nuvens convectivas funciona como uma potente fonte de aquecimento diabático através da liberação de calor latente, induzindo a queda da pressão em superfície.

A intensificação da convecção do ciclone durante o seu deslocamento para Oeste também esteve relacionada às temperaturas mais elevadas da superfície do mar, junto à costa Sul do Brasil (corrente do Brasil). Os valores de TSM por onde o ciclone Catarina se deslocou durante os dias 26 e 27 estavam em torno de 25-26°C (Figura 4.10). A presença de águas superficiais mais aquecidas funcionou como fonte diabática de calor, através dos fluxos superficiais, instabilizando a camada atmosférica.

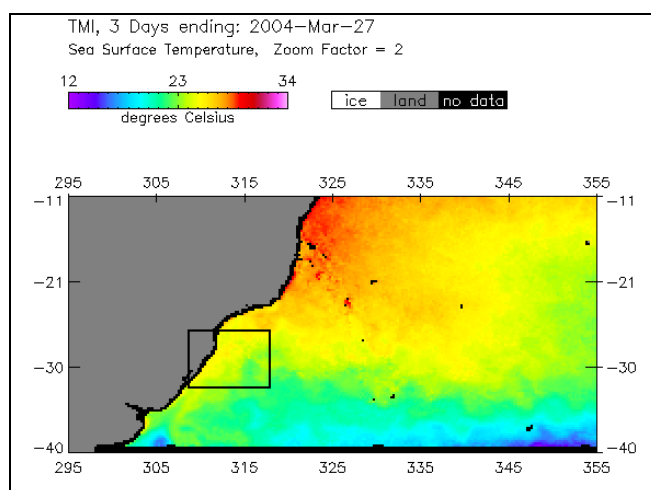


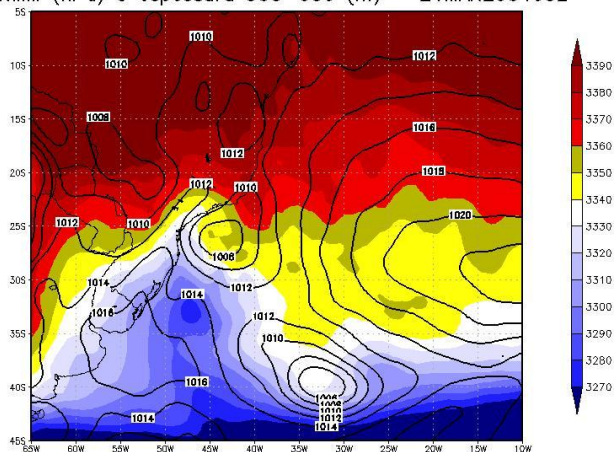
Figura 4.10 - Estimativa de TSM média dos dias 25, 26 e 27 de março, através do sensor de microondas a bordo do satélite *TRMM*. Fonte: *Remote Sensing Systems (RSS)*.

O ciclone Catarina se formou dentro de uma massa de ar frio, apresentando ar mais quente nas proximidades de seu núcleo (Figura 4.11). Este aquecimento pode estar relacionado à compressão adiabática realizado pela subsidência no “olho” do ciclone e à liberação de calor latente nas torres de cúmulos. Na Figura 4.11, através da assimetria presente na espessura em baixos níveis (900-600 hPa), fica evidente o gradiente de temperatura existente no ciclone frontal, que deu origem ao Catarina. À medida que o

ciclone frontal ocluiu e a baixa se desprendeu, nota-se que o Catarina se deslocou para uma região termicamente mais homogênea. Apesar da resolução da reanálise utilizada (0,5°), foi possível captar a presença de um núcleo ligeiramente mais aquecido que a massa de ar circundante.

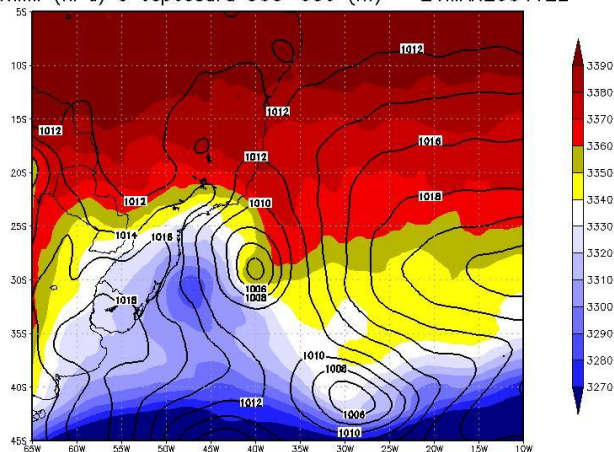
Portanto, o ciclone Catarina foi um ciclone bem incomum apresentando características híbridas. Possuía traços de um ciclone extratropical, desenvolvendo-se em uma região com TSM relativamente baixa e dentro de uma massa de ar frio. No entanto mostrava desenvolvimento tipicamente barotrópico com eixo do cavado empilhado por toda troposfera, manutenção de sua estrutura devido à liberação de calor latente, banda espiralada de nuvens convectivas em torno do centro do ciclone e a presença de uma região central de subsidência ou “olho”.

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 21MAR200400Z



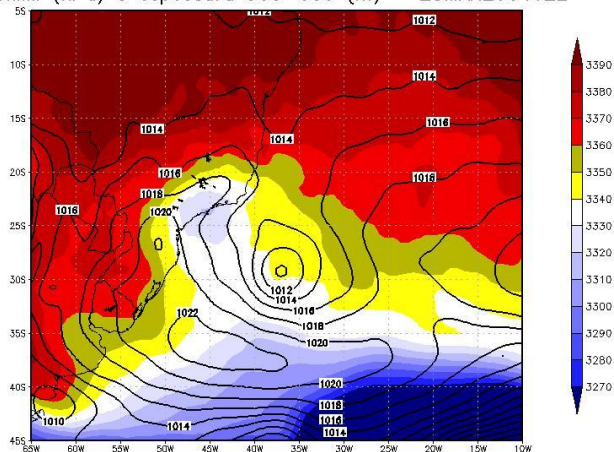
(a)

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 21MAR200412Z



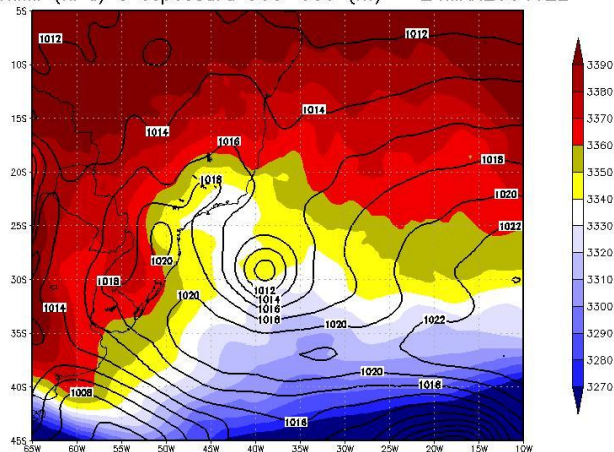
(b)

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 23MAR200412Z



(c)

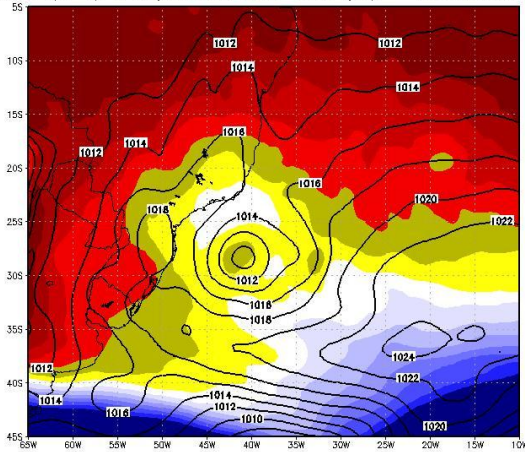
PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 24MAR200412Z



(d)

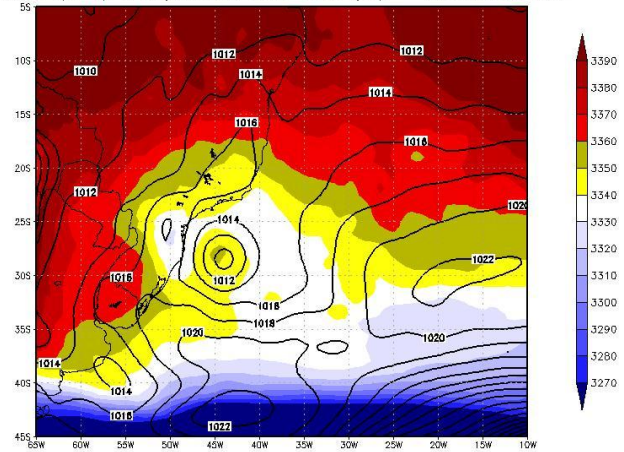
Figura 4.11 - Espessura da camada entre 900 hPa e 600 hPa e pressão à superfície do mar (contornos em preto).

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 25MAR200412Z



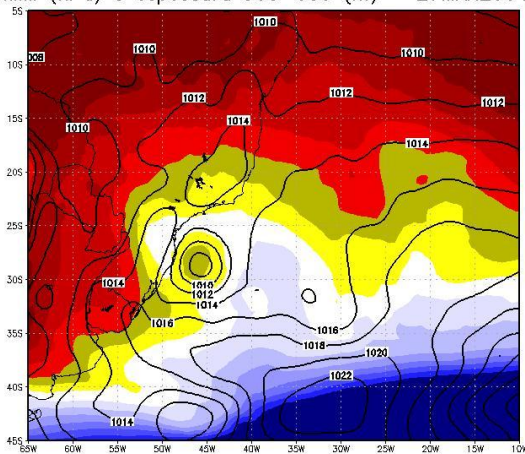
(e)

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 26MAR200412Z



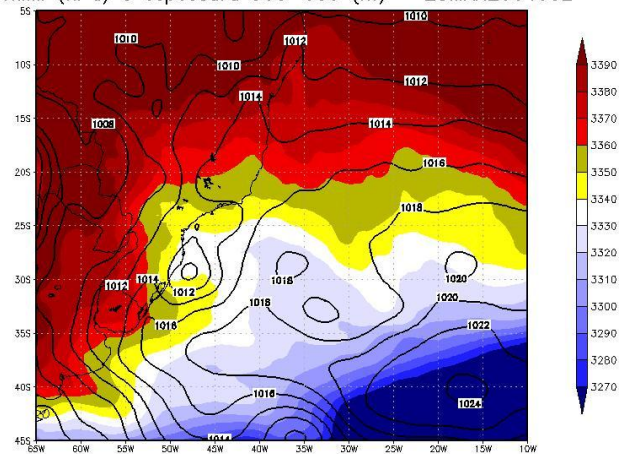
(f)

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 27MAR200406Z



(g)

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 28MAR200400Z



(h)

Figura 4.11 - Final.

Uma hipótese para as características híbridas do ciclone Catarina é que ele, inicialmente frontal e assimétrico, começou a realizar transição para uma fase tropical, mais simétrica e sem a presença de uma frente. No entanto, as limitações impostas pelo próprio ambiente, a presença de baroclinia e de cisalhamento vertical do vento horizontal característicos da região e a TSM inferior ao que é considerado necessário para dar suporte aos ciclones tropicais (WALKER, 1991), impediram que o ciclone fizesse uma transição tropical completa. Como a transição entre ciclones de diferentes origens é caracterizada por uma fase híbrida e o Catarina não realizou uma completa transição de fase, conclui-se que ele se manteve como um ciclone híbrido até o final de seu ciclo de vida.

Para que a transição tropical fosse concluída, o Catarina deveria apresentar as características comuns aos ciclones tropicais (núcleo quente em toda a troposfera

mantido pela intensa atividade convectiva, forte simetria térmica e ventos intensos em superfície, superiores a 64 nós). Algumas destas características não foram atingidas pelo ciclone, como já foi visto anteriormente no caso da intensidade do vento, e como será analisado na questão da natureza térmica de seu núcleo.

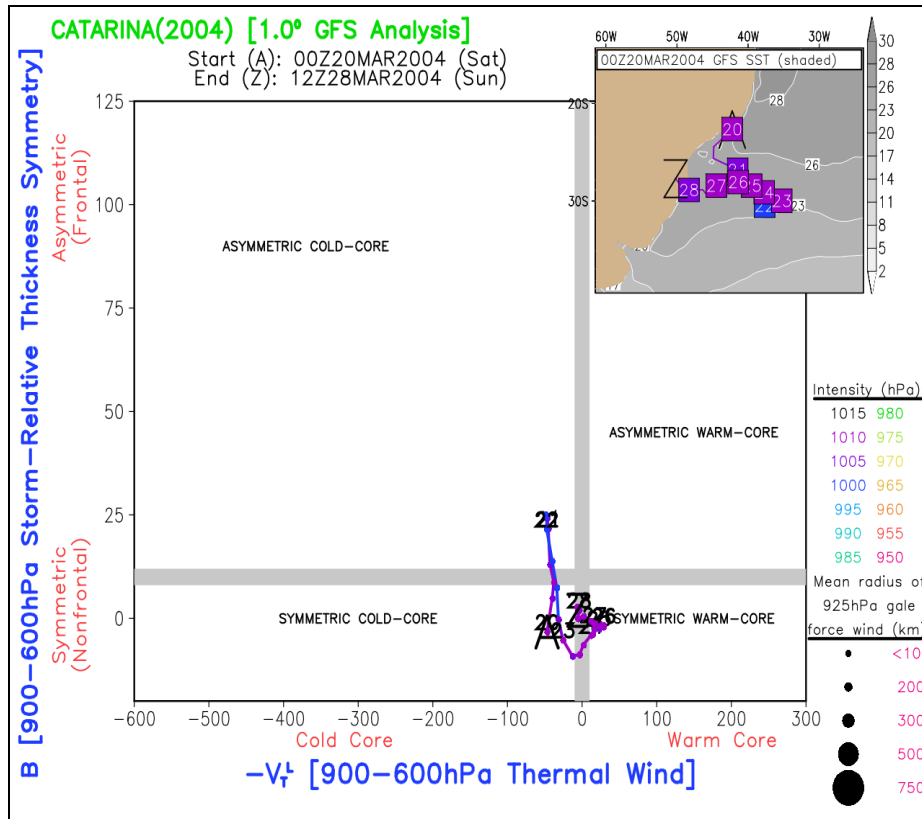
4.1.2 Análise dos diagramas de fase

A análise dos diagramas de fase propostos por Hart (2003) a partir dos indicadores objetivos, definidos no capítulo anterior, fornece importantes informações sobre o ciclone Catarina. No entanto, o uso de dados de reanálise ou modelos com baixa resolução espacial pode gerar diagramas confusos para ciclones com características tropicais. Devido à sua pequena dimensão espacial, onde poucos pontos de grade estão contidos no espaço de atuação do ciclone, e aos processos subgrade já mencionados, o geopotencial tridimensional do ciclone é resolvido de forma subestimada e, geralmente, os indicadores também são subestimados.

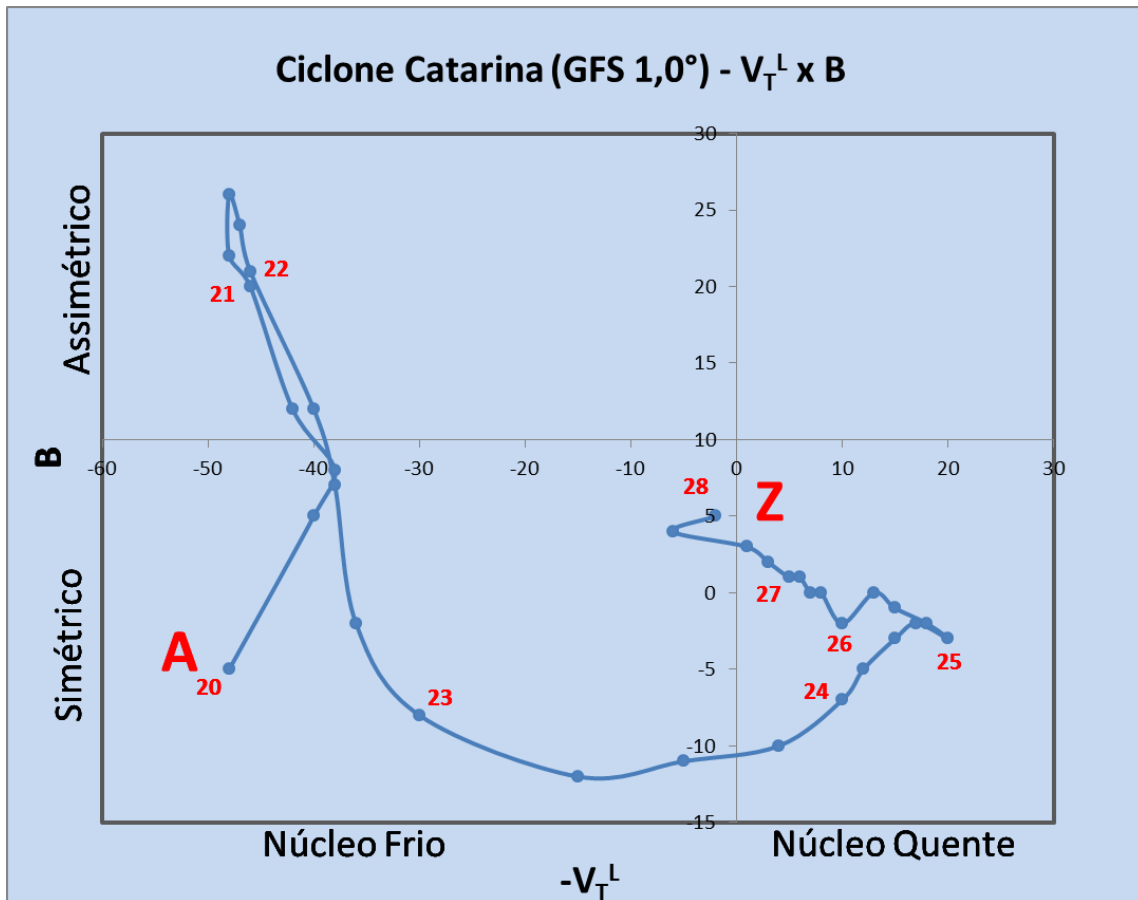
Hart e Evans (2001) já haviam constatado que trabalhar com os dados de reanálise do *ECMWF* (2,5° de resolução) não era adequado para a análise quantitativa de ciclones tropicais. Eles descobriram que a reanálise é capaz de estimar razoavelmente bem a intensidade de um ciclone extratropical dado o seu gradiente de pressão mais fraco e ampla circulação. Já o ciclone tropical, com intenso gradiente de pressão e menor escala espacial, possui sua intensidade muito subestimada. Eles também enfatizaram a necessidade de simulações numéricas em alta resolução para obtenção de maior detalhamento na análise de fase.

Os diagramas de fase do ciclone Catarina, desde sua origem frontal até sua dissipação junto ao litoral Sul do Brasil, estão contidos nas Figuras 4.12 e 4.13. O primeiro relaciona a simetria térmica (B) e o vento térmico ($-V_T^L$) entre 900 e 600 hPa. O segundo relaciona o vento térmico em toda a extensão vertical avaliada, relacionando o vento térmico entre 900 e 600 hPa e entre 600 e 300 hPa ($-V_T^L$ e $-V_T^U$).

Como os diagramas de fase cedidos pela *FSU* possuem escala fixa para representação dos ciclones estudados no HN (HART, 2003), a representação do ciclone Catarina neste mesmo diagrama se apresenta de forma confusa e de difícil análise devido à proximidade dos pontos à origem da escala. Portanto, a escala dos diagramas foi melhorada, dando-se um “zoom” nos pontos de evolução do Catarina.

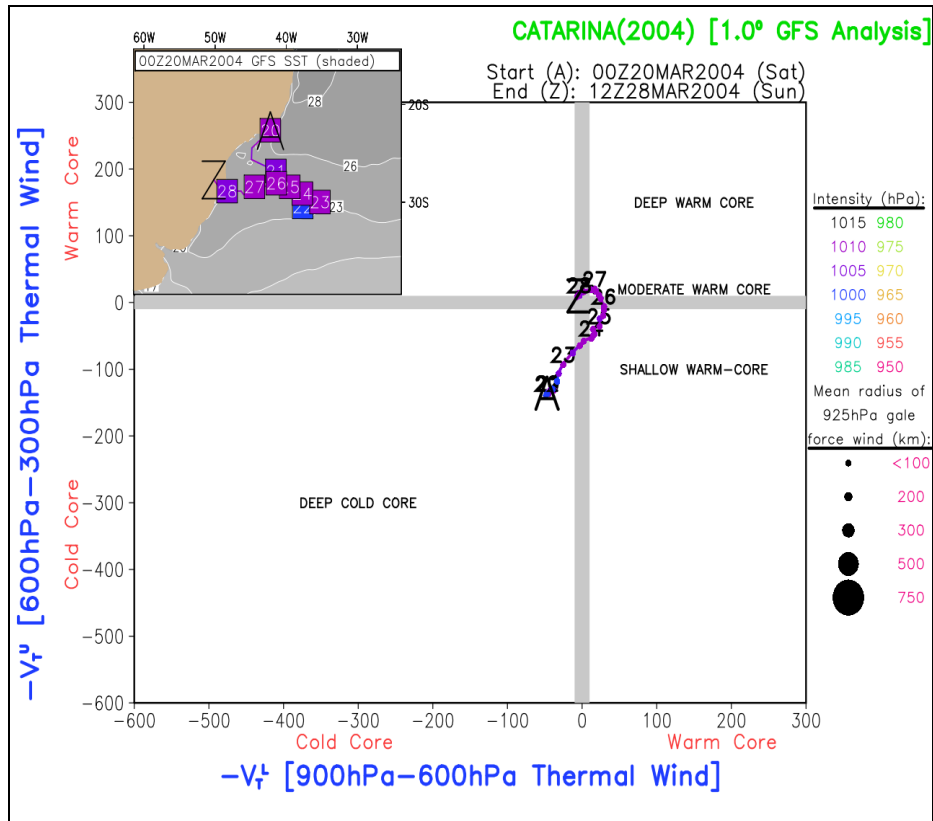


(a)

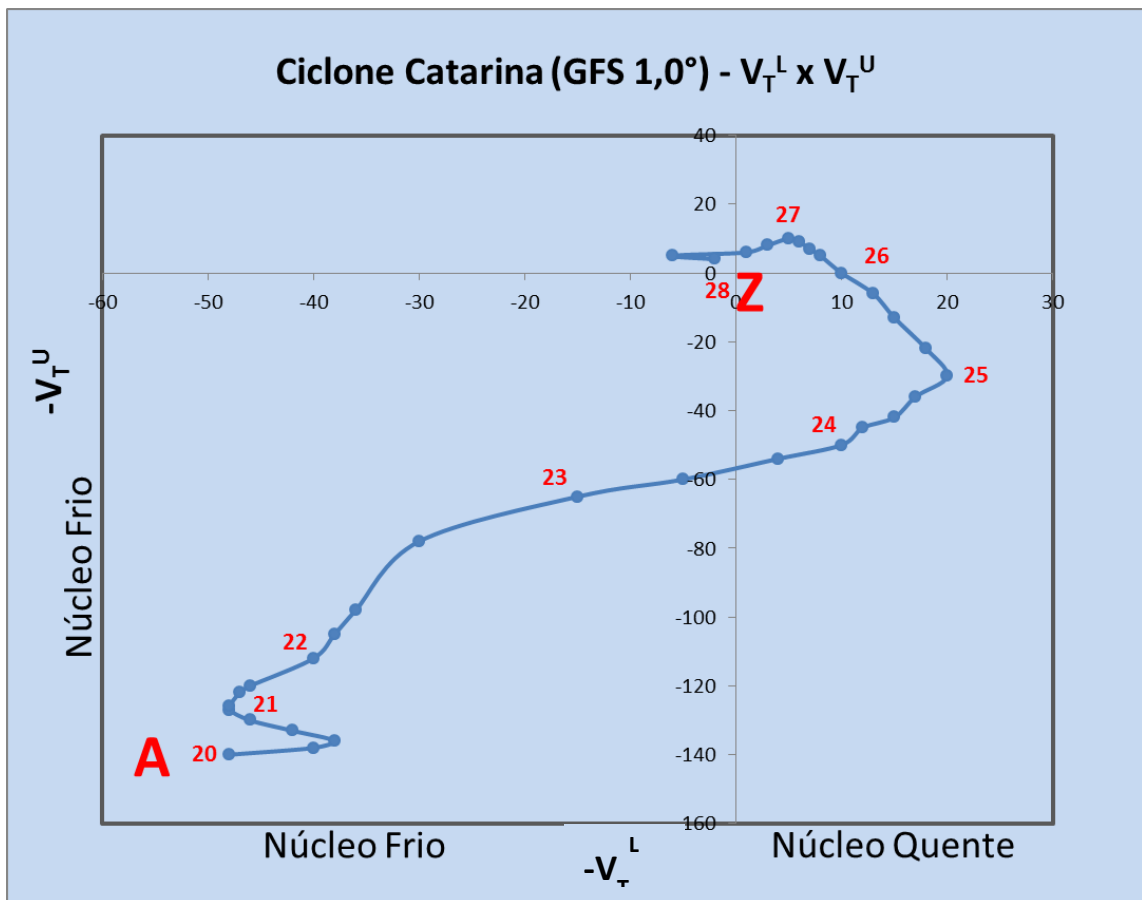


(b)

Figura 4.12 - (a) Diagrama de Fase relacionando os parâmetros B e $-V_T^L$ obtidos através de análise do GFS (1,0°) e (b) “Zoom” no diagrama de fase (a) para melhor entendimento da evolução do ciclone. Fonte: FSU.



(a)



(b)

Figura 4.13 - (a) Diagrama de Fase relacionando os parâmetros $-V_T^L$ e $-V_T^U$ obtidos através de análise do GFS (1,0°) e (b) “Zoom” no diagrama de fase (a) para melhor entendimento da evolução do ciclone. Fonte: FSU.

Como foi comentado anteriormente, os modelos numéricos com resolução espacial inadequada para resolver o geopotencial tridimensional de ciclones de pequenas dimensões espaciais fornecem o parâmetro B e, principalmente, os parâmetros $-V_T^L$ e $-V_T^U$ mais distantes da realidade. Se as análises suavizam os gradientes de pressão e de geopotencial presentes no interior de um ciclone, os parâmetros relacionados ao vento térmico são subestimados em intensidade. Portanto, os diagramas de fase apresentados devem ser usados com cautela e os valores absolutos não devem ser entendidos como a realidade. Informações relevantes podem ser extraídas com maior segurança através da análise da evolução temporal do diagrama de fase. Nos ciclones como o Catarina, a avaliação do comportamento geral do diagrama, em detrimento dos seus valores absolutos, pode ser mais precisa e importante. Ou seja, neste caso a análise qualitativa é mais interessante que a análise quantitativa.

Na Figura 4.12 é possível notar que inicialmente (dia 21) o ciclone apresentava uma fraca característica frontal, com pequena assimetria térmica (B entre 10 e 25 metros) e núcleo ligeiramente frio entre 900 e 600 hPa (valores negativos de $-V_T^L$), enquadrando-se no espaço característico dos ciclones extratropicais. Entre os dias 22 e 23 a simetria térmica aumentou e B assumiu valores próximos a zero, no entanto o seu núcleo permaneceu frio em baixos níveis. Esse movimento no diagrama é típico dos ciclones extratropicais convencionais, onde há um aumento da simetria térmica durante o seu desenvolvimento e oclusão devido à mistura que ocorre pela interação das massas de ar na região ciclônica. A mistura gera homogeneização de temperatura, reduzindo o gradiente de espessura atmosférica através do ciclone. Ao longo do dia 23 o ciclone está representado no diagrama de fase numa região típica dos ciclones extratropicais oclusos.

Entre os dias 23 e 24, o ciclone permaneceu com valores de B muito próximos a zero, mas houve uma inversão no sinal do vento térmico ($-V_T^L$ assumiu valores positivos bem pequenos), confirmando o aparecimento de um fraco núcleo quente em baixos níveis. Esse momento de aparecimento do núcleo quente coincide com a formação de células convectivas mais profundas nas proximidades do centro do ciclone (Figuras 4.6b,c), o que sugere um aquecimento da camada em virtude da maior liberação de calor latente. Neste período o ciclone inicia seu movimento para Oeste (Figuras 4.5a,b).

Entre os dias 24 e 27, o ciclone aumentou levemente a força de sua estrutura quente em baixos níveis (aumento dos valores positivos de $-V_T^L$). Isso ocorreu devido à maior organização do sistema neste período, com o seu aprofundamento e intensificação

dos ventos. Ventos mais fortes intensificam os fluxos de calor e umidade em superfície, favorecendo o aquecimento diabático das camadas mais baixas do sistema e a maior liberação de calor latente pela formação de nuvens convectivas. Isto também pode ter relação com o deslocamento do ciclone sobre área com maiores valores de TSM na corrente do Brasil, próximas à costa (Figura 4.10). Maiores valores de TSM instabilizam a camada atmosférica por promoverem um aquecimento por baixo, favorecendo a intensificação da convecção e o consequente aumento da liberação de calor latente. Entre os dias 24 e 27 o ciclone esteve posicionado no diagrama numa região típica de ciclones subtropicais.

Entre os dias 27 e 28 houve a redução da força do núcleo quente do ciclone, que pode ser entendido como a entrada das primeiras bandas de nuvens convectivas sobre o continente. O encontro do “olho” do ciclone com áreas continentais ocorreu na madrugada do dia 28, quando acabou o suporte de umidade oceânica, aumentou a fricção superficial enfraquecendo os ventos e houve redução na formação de nuvens. O ciclone perdeu intensidade e os gradientes de pressão desapareceram, caracterizando o final do ciclone, representado no diagrama pela letra Z.

Na Figura 4.13, assim como na Figura 4.12, os diagramas de fase apresentam comportamentos bem parecidos. Pode-se observar que no dia 21 o ciclone possuía estrutura completamente fria ($-V_T^L$ e $-V_T^U$ negativos), mas o módulo de $-V_T^U$ era maior que o módulo de $-V_T^L$. Isso significa que o núcleo frio do ciclone era mais intenso entre 600 e 300 hPa que entre 900 e 600 hPa. Essa é uma característica dos ciclones extratropicais convencionais, onde o ciclone se mostra frio em toda sua extensão vertical com maior intensidade em altitude. Não há inversão do sinal do vento térmico, o que implica na intensificação dos ventos em altitude e a presença de jatos em altos níveis. No caso deste ciclone, os valores dos parâmetros $-V_T^L$ e $-V_T^U$ eram pequenos, portanto os gradientes de temperatura não eram intensos.

Entre os dias 21 e 23, o ciclone perdeu intensidade do seu núcleo frio entre 600 e 300 hPa, o que é comum ocorrer nos ciclones extratropicais, à medida que as misturas ocorrem na interface das massas de ar que atuam na área do ciclone. Como já foi mencionado, o processo de mistura cria um ambiente mais homogêneo, reduzindo os gradientes térmicos e a intensidade do vento térmico. A intensidade do núcleo frio em altitude diminui mais drasticamente que em baixos níveis, durante o desenvolvimento e oclusão do ciclone, como consequência da redução da inclinação do eixo do cavado

para Oeste, tornando-se praticamente vertical e reduzindo o gradiente de geopotencial na parte superior do ciclone. No dia 23 a intensidade do núcleo frio do ciclone continua reduzindo em todos os níveis da atmosfera.

Entre os dias 23 e 24, houve uma inversão do sinal do vento térmico em baixos níveis, que passou a ser positivo (como verificado na Figura 4.13), mas não houve inversão do sinal em altitude. A partir do dia 24 até o dia 26 não houve mudança no sinal do vento térmico em altitude, enquanto o núcleo quente em baixos níveis tornou-se mais intenso (maiores valores positivos), correspondendo ao aquecimento pela liberação de calor latente nas nuvens convectivas e aos maiores valores de TSM encontrados pelo ciclone. Do dia 26 até o ciclone encontrar o continente e se desconfigurar na madrugada do dia 28, surge uma fraca estrutura quente em altos níveis e ocorre uma gradativa redução da força do núcleo quente em baixos níveis, invertendo o seu sinal a partir do dia 27.

Segundo os diagramas de fase fornecidos pela *FSU*, o ciclone Catarina atingiu um núcleo quente fraco e não realizou uma transição tropical completa. Para que isso ocorresse, o ciclone deveria apresentar um núcleo quente profundo, que caracteriza os ciclones tropicais. Portanto, segundo estas análises, o “Catarina” não chegou ao estágio de furacão, sendo classificado como ciclone híbrido, já que o núcleo quente que surgiu acima de 600 hPa nos seus últimos instantes foi extremamente fraco. Como consequência deste caráter híbrido observou-se características diversas, como um fraco núcleo quente em baixos níveis e um fraco núcleo frio transitando para um núcleo quente desprezível em altos níveis, forte simetria térmica, aparência visual de um furacão com a presença de bandas de nuvens espiraladas e um “olho”. Além disso, ele formou-se e evoluiu em um ambiente com TSM desfavoráveis às formações tropicais clássicas e surgiu dentro de uma massa de ar frio.

Em relação às suas fases iniciais, que se deslocou para Leste, não há dúvidas: foi um ciclone extratropical fraco, não-clássico, já que não se formou a partir da Frente Polar, mas a partir de uma frontogênese em latitudes subtropicais. Apresentou leve assimetria térmica, denotando fracos gradientes de temperatura em baixos níveis, mas manteve seu núcleo frio em todos os níveis considerados até o momento que se despreendeu do sistema frontal após a oclusão.

A análise da anomalia de geopotencial no interior do ciclone Catarina e o seus perfis da perturbação do geopotencial são apresentados na Figura 4.14.

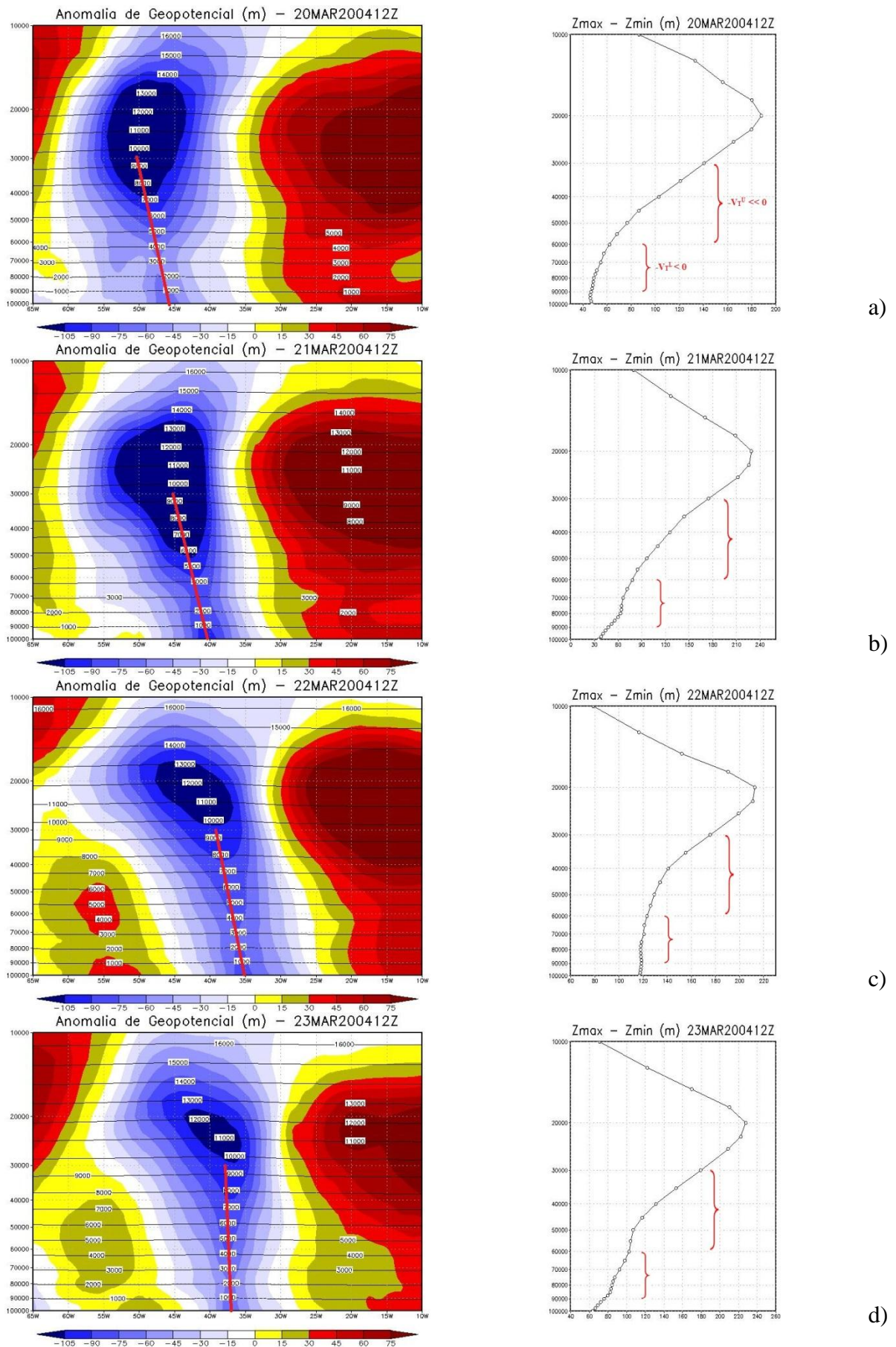
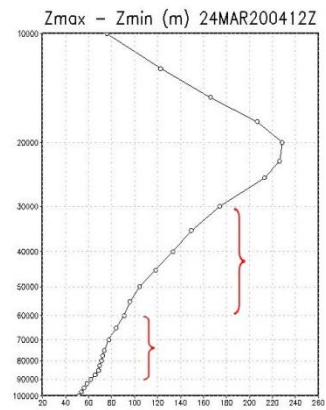
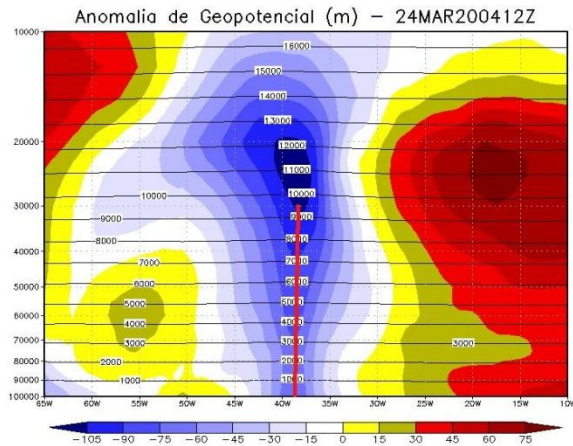
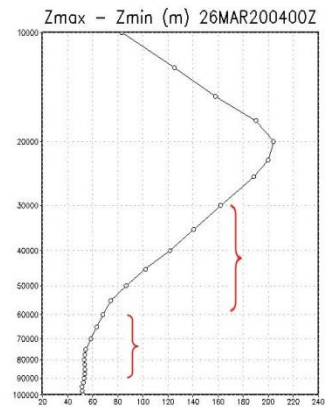
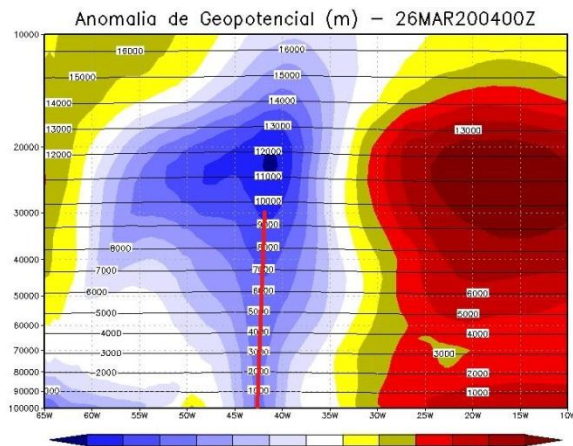


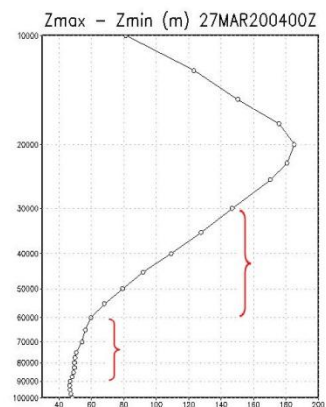
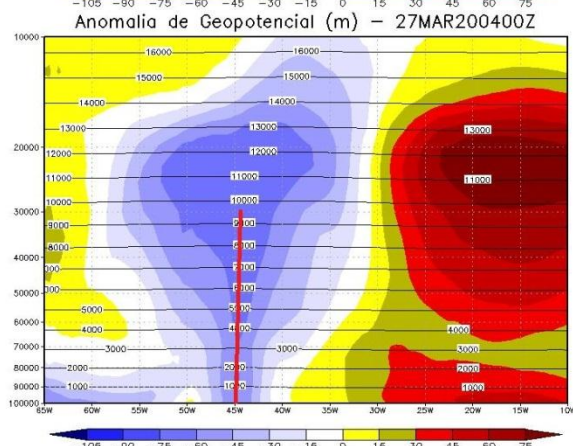
Figura 4.14 - Anomalia zonal de Geopotencial no centro do ciclone e Perfil da Perturbação do Geopotencial (ΔZ) em um raio de 500 km em torno do ciclone. Destacados em vermelho o eixo da anomalia de geopotencial e as camadas atmosféricas utilizadas para a análise da fase do ciclone.



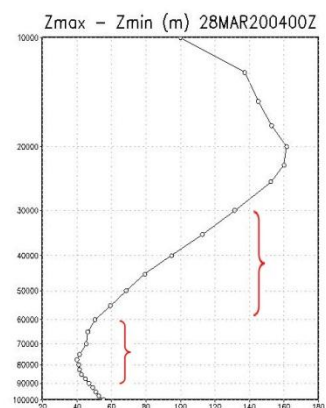
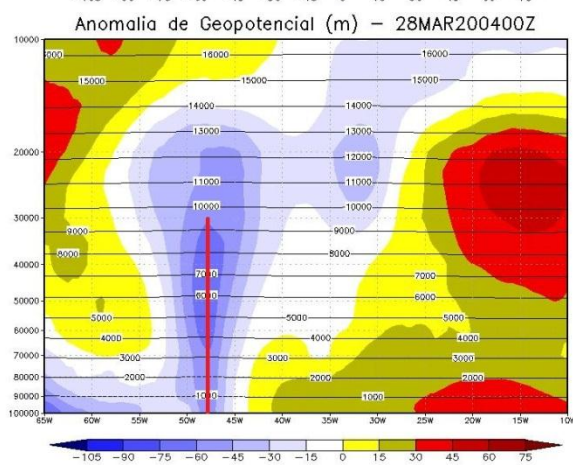
e)



f)



g)



h)

Figura 4.14 - Final.

Em comparação com a Figura 3.4, que apresenta as diferenças na estrutura da anomalia de altura geopotencial e da perturbação do Geopotencial em torno do ciclone, os dados de reanálise (Figura 4.14) mostram que o “Catarina” não apresentou núcleo quente em momento algum de sua evolução, de acordo com análise dos parâmetros do vento térmico ($-V_T^L$ e $-V_T^U$). Apenas em níveis inferiores a 800 hPa surge um padrão de vento térmico mostrando aquecimento, portanto, seria incapaz de ser detectado pela metodologia de Hart (2003). Este núcleo quente abaixo de 800 hPa pode ser observado na Figura 4.15, que destaca a estrutura da perturbação de geopotencial entre 1000 hPa e 600 hPa.

Entre os dias 20 e 22, fica clara a característica dos ciclones extratropicais com a inclinação do eixo do cavado para Oeste, a gradativa redução de sua inclinação pela oclusão do sistema, e as maiores anomalias de geopotencial detectadas em altos níveis. Essa última característica se manteve até o final do evento “Catarina”, indicando a presença de um núcleo frio em toda sua extensão. O núcleo quente raso que surgiu no final de seu ciclo de vida não fica evidente na análise da anomalia de geopotencial.

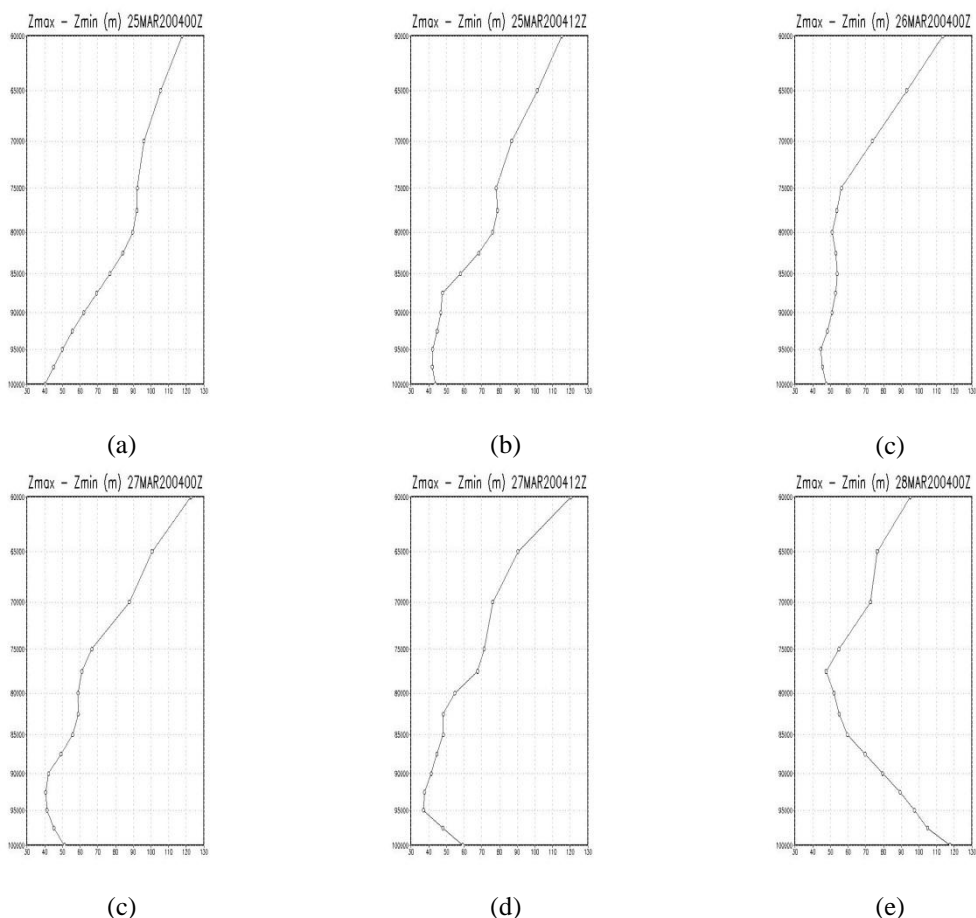


Figura 4.15 - Perturbação do Geopotencial (ΔZ) em baixos níveis (entre 1000 hPa e 600 hPa), em um raio de 500 km em torno do ciclone.

O ciclone Catarina foi classificado pela *NASA* e outras instituições de pesquisa internacionais como um Furacão categoria I na escala Saffir-Simpson (Tabela 2.1). Esta classificação foi dada através do uso de estimativas indiretas de satélite que possibilitaram a detecção do núcleo quente (SILVA DIAS *et al.*, 2004) e com o uso de modelos operacionais de furacões pelo Departamento de Meteorologia da Universidade do Estado da Pennsylvania (*PSU*), que centraram a grade do modelo ($1/6^\circ$ de resolução) sobre o ciclone (PEZZA e SIMMONDS, 2005), conforme pode ser observado na Figura 4.16. Pelos resultados do modelo *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL)*, o ciclone Catarina atingiu intensidades entre 70 e 80 nós, colocando-o como furacão categoria I.

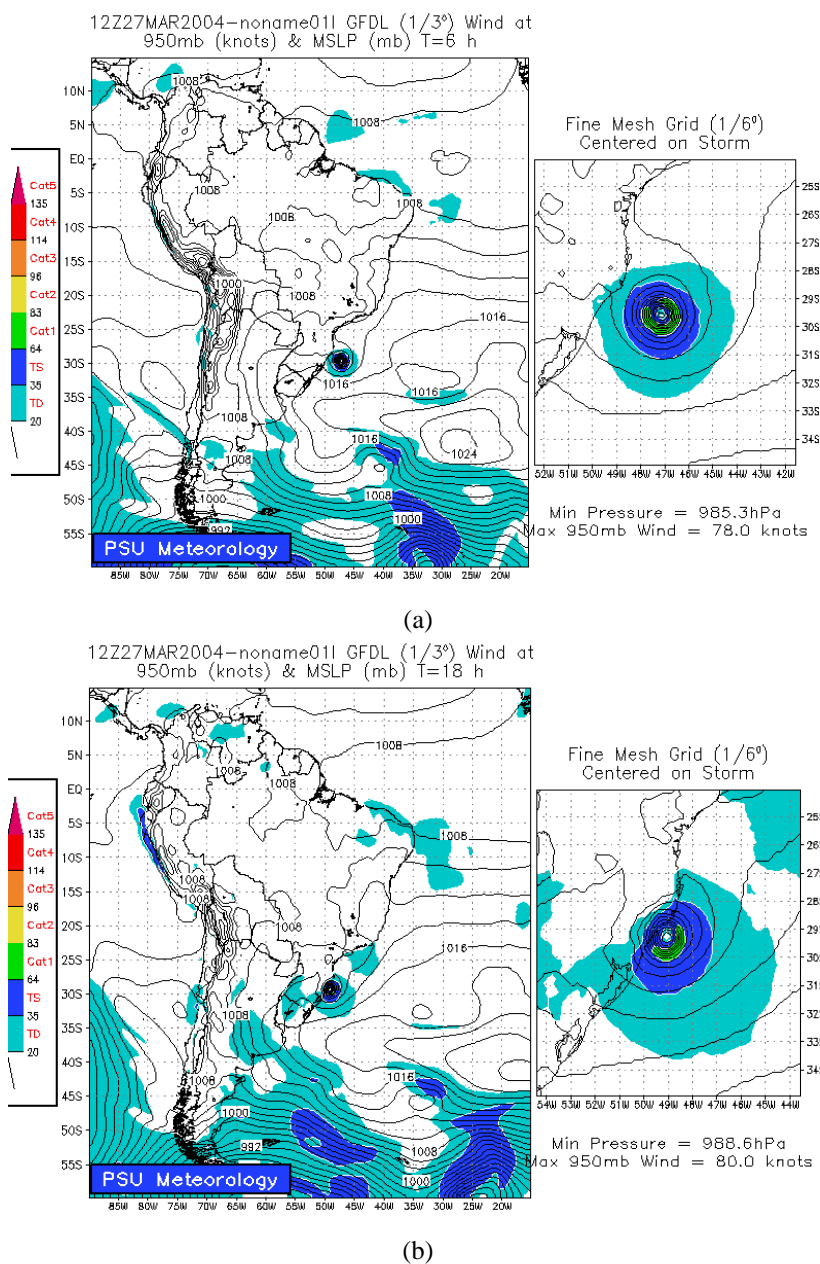


Figura 4.16 - Pressão à superfície e Vento em 950 hPa do modelo *GFDL* com grades de $1/3^\circ$ e $1/6^\circ$, sendo a última centrada no ciclone. (a) Análise de 27 de março de 2004 às 12Z e (b) Prognóstico para 28 de março de 2004 às 06Z. Fonte: *PSU*.

De acordo com Pezza e Simmonds (2005), altos valores de TSM, fraco cisalhamento vertical do vento e um forte bloqueio entre a média e alta latitude levaram à formação do Catarina e permitiram o seu deslocamento para Oeste.

O fraco cisalhamento vertical no ambiente onde o ciclone se desenvolveu pode ser notado na Figura 4.17, que mostra uma redução dos ventos em 250 hPa após a oclusão do sistema frontal em praticamente todo o domínio.

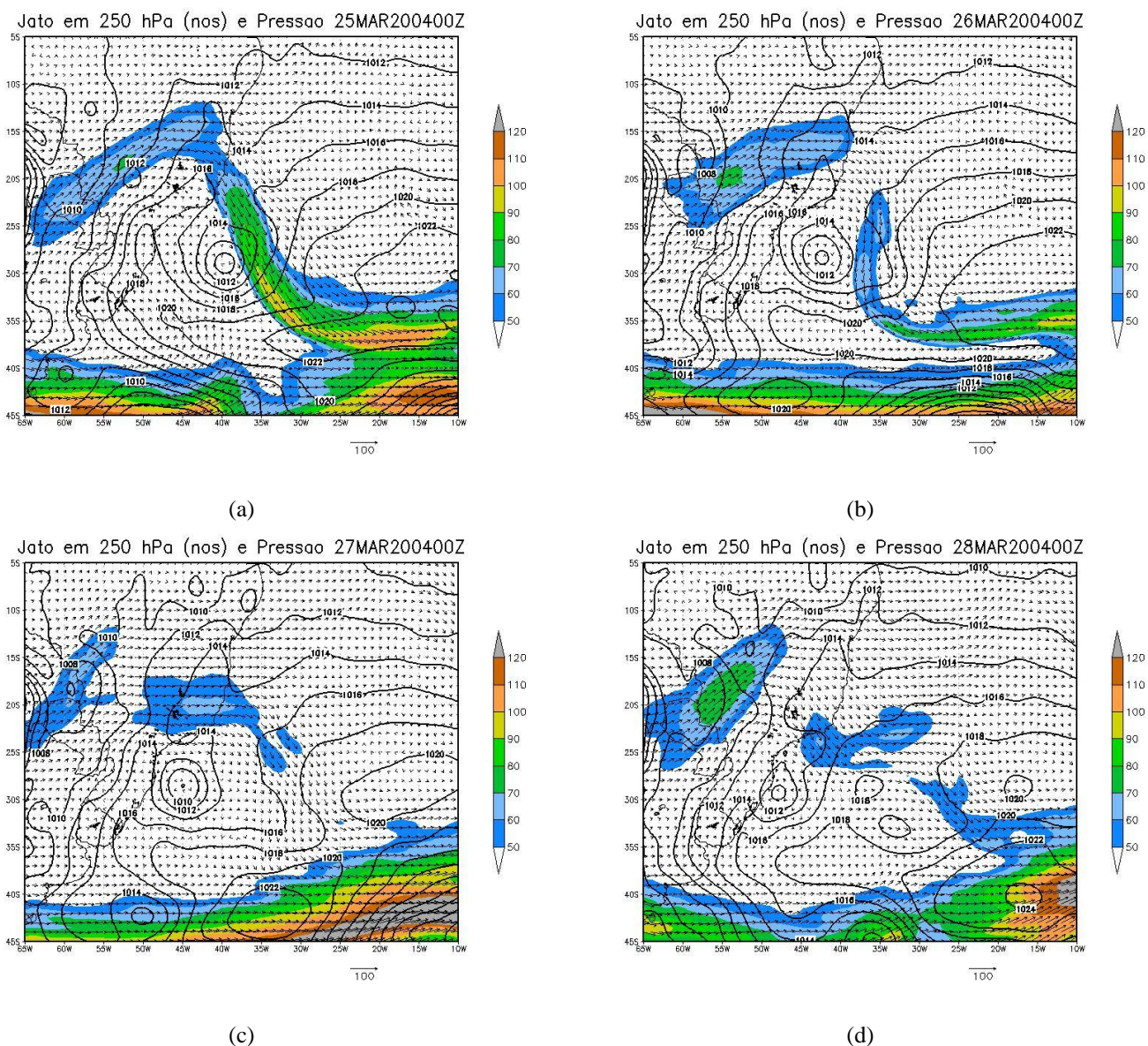
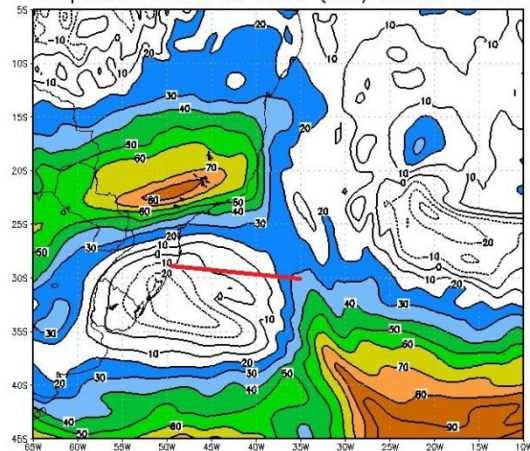


Figura 4.17 - Pressão ao nível médio do mar (contornos) e Jato em 250 hPa.

A figura 4.18 mostra a redução da componente positiva do vento zonal em 250 hPa nos dias em que o ciclone passou a se deslocar para Oeste. Nota-se que entre os dias 22 e 28 de março as áreas que englobam o Nordeste da Argentina, o Uruguai, as regiões Sul e Sudeste do Brasil e as áreas oceânicas adjacentes, os valores são extremamente baixos, assumindo em diversos momentos uma componente negativa (Leste para

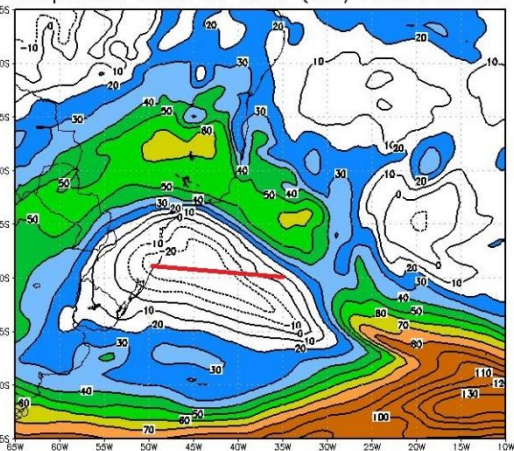
Oeste). Toda a trajetória do Catarina (aproximada pela linha em vermelho) esteve nesta região de fracos ventos zonais positivos ou ventos zonais negativos.

Componente Zonal do Vento (nos) 22MAR200412Z



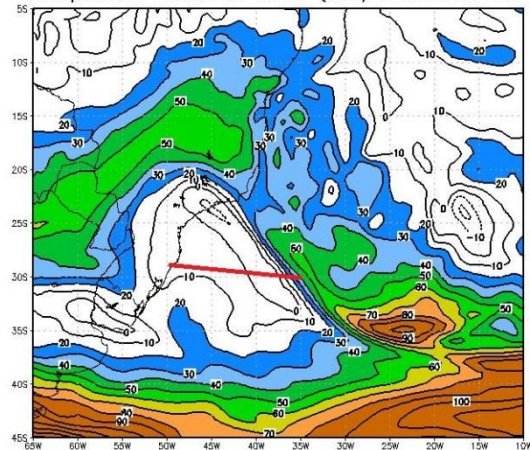
(a)

Componente Zonal do Vento (nos) 23MAR200412Z



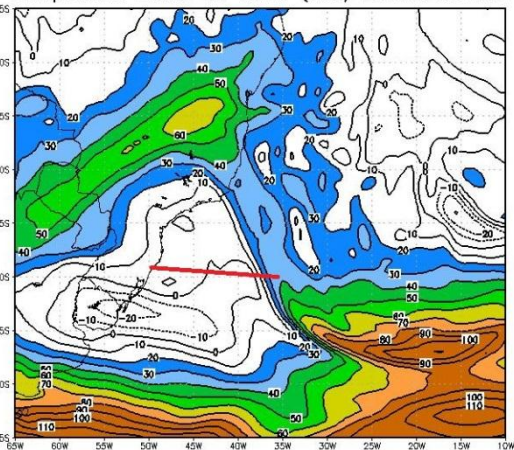
(b)

Componente Zonal do Vento (nos) 24MAR200412Z



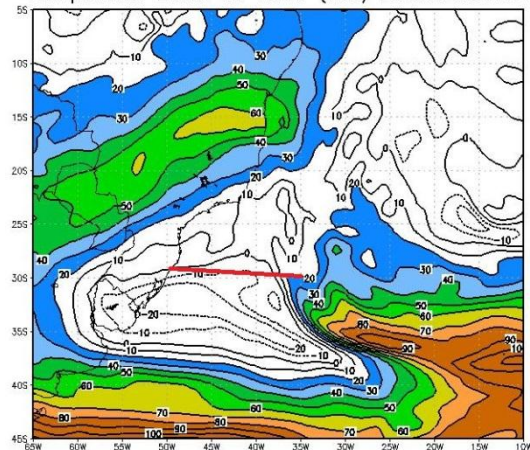
(c)

Componente Zonal do Vento (nos) 25MAR200400Z



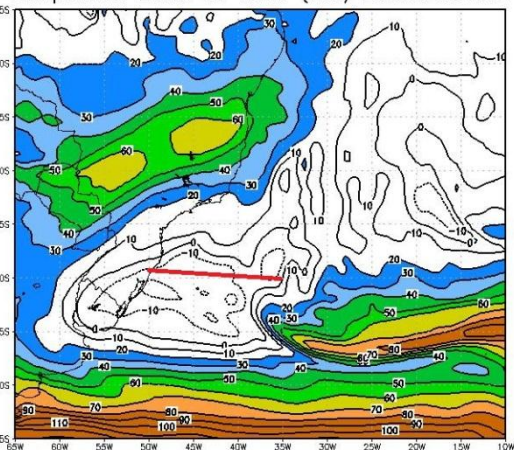
(d)

Componente Zonal do Vento (nos) 25MAR200412Z



(e)

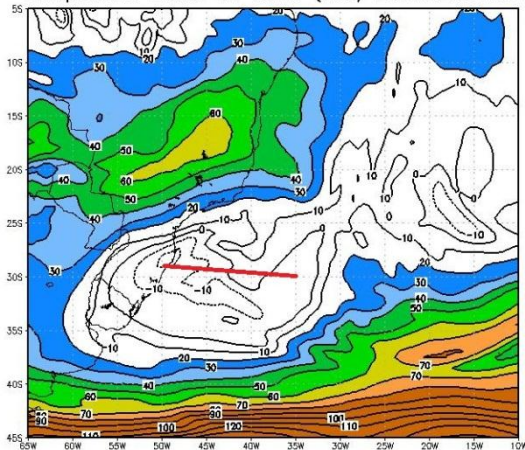
Componente Zonal do Vento (nos) 26MAR200400Z



(f)

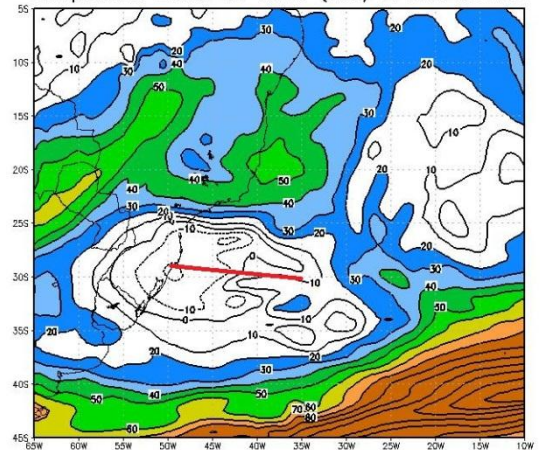
Figura 4.18 - Componente zonal do vento (em nós) no nível de 250 hPa. A linha vermelha representa a trajetória aproximada do ciclone Catarina.

Componente Zonal do Vento (nos) 26MAR200412Z



(g)

Componente Zonal do Vento (nos) 27MAR200412Z



(h)

Figura 4.18 - Final.

A Figura 4.19 mostra que o escoamento de oeste não estava fraco apenas em 250 hPa, mas em todos os níveis da atmosfera na área em que o Catarina evoluiu. Nesta seção atmosférica em 040°W, entre 20°S e 40°S, os ventos zonais não excediam 10 nós na maior parte da área.

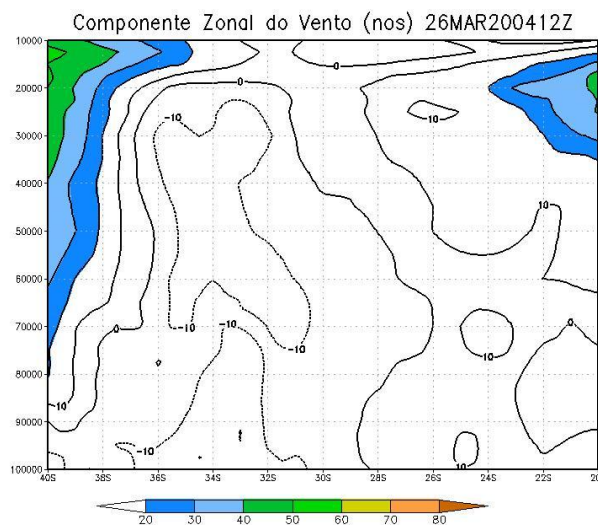


Figura 4.19 - Componente zonal do vento (em nós) em uma seção transversal da atmosfera em 040°W, de 1000 hPa a 100 hPa no dia 26 de março às 12Z.

O enfraquecimento do escoamento básico de oeste para leste pode estar relacionado ao movimento do Catarina para oeste. Através da análise da equação da velocidade de fase da onda de Rossby (Equação 4.1), que está relacionada ao desenvolvimento e deslocamento dos sistemas sinóticos em latitudes médias, o enfraquecimento dos ventos de oeste pode ser o responsável pelo “arrastamento” do ciclone para oeste.

Em condições normais do escoamento básico, a velocidade de fase da onda de Rossby é positiva (de oeste para leste).

$$c = U - \beta / k^2 \quad 4.1$$

onde:

c é a velocidade de fase da onda de Rossby;

β é a variação do parâmetro de Coriolis com a latitude; e

k é o número de onda na direção x .

Portanto, o enfraquecimento do escoamento zonal básico pode tornar “ c ” negativo e a onda passa a se deslocar para Oeste.

4.1.3 Simulações com o *WRF*

Uma ideia inicial deste trabalho era realizar simulações em alta resolução dos três ciclones com o intuito de se obter um campo tridimensional mais detalhado no seu interior, já que quanto mais pontos de grade contidos na área de atuação de um ciclone, mais informações sobre a sua estrutura evolução podem ser obtidas.

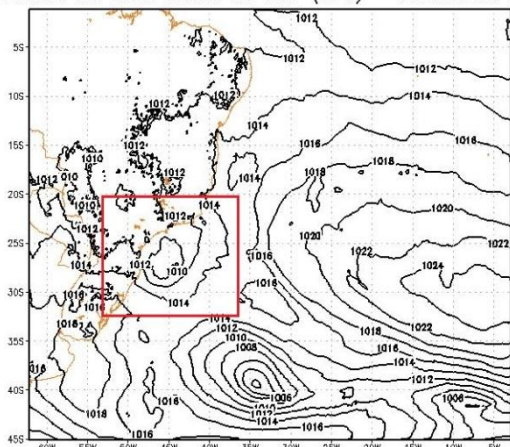
A qualidade dos diagramas de fase é diretamente proporcional à qualidade dos prognósticos dos ciclones pelos modelos numéricos. O uso de modelos numéricos em alta resolução pode trazer melhorias na confecção dos diagramas, pois os seus parâmetros serão calculados com valores menos espaçados, diminuindo a probabilidade de se ignorar informações importantes no campo de geopotencial.

Neste trabalho, as simulações foram feitas com resolução de 10 km nos modos não-hidrostático e hidrostático, com dados de entrada e contorno do *CFSR*. Para que se partisse para outro objetivo inicial deste trabalho, que era a obtenção dos diagramas de fase com base nos resultados do *WRF*, as simulações deveriam estar próximas à realidade no que tange à sua localização. A metodologia de Hart (2003) realiza cálculos para a estrutura tridimensional em torno do ponto central do ciclone em superfície. Portanto, se os pontos estiverem completamente fora da realidade, os cálculos dos parâmetros serão realizados em uma porção da atmosfera que não representa o ambiente do ciclone.

A simulação do ciclone Catarina, tanto no modo não-hidrostático, quanto no modo hidrostático apresentou problemas a partir da oclusão do sistema frontal inicial,

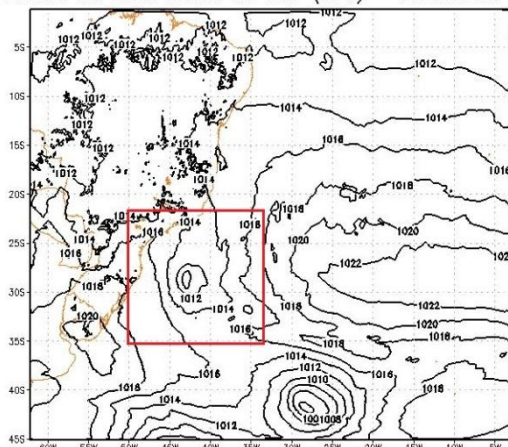
exatamente no momento em que as fontes de calor diabáticas começaram a exercer papel preponderante no desenvolvimento do ciclone. Estes problemas ocorreram tanto no tempo de deslocamento do ciclone para oeste quanto na profundidade do ciclone. Até o dia 22 a simulação do ciclone extratropical foi razoável quanto ao posicionamento, apesar das pressões superestimadas, mas depois da oclusão o ciclone se deslocou rapidamente para Oeste e o *landfall*⁴, que ocorreu na realidade na madrugada do dia 28 de março, foi simulado atingindo a costa da Região Sul do Brasil no final do dia 24 (Figura 4.20).

Pressão ao Nível Médio do Mar (hPa) – 20MAR200412Z



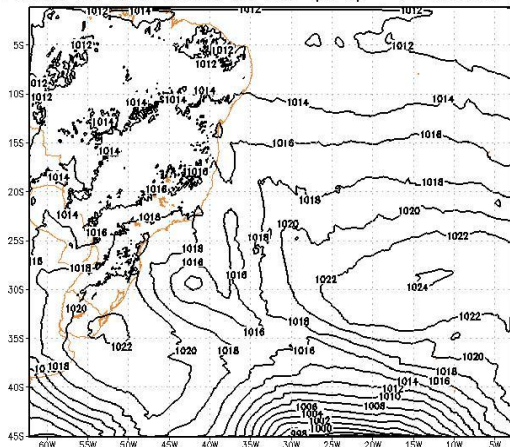
(a)

Pressão ao Nível Médio do Mar (hPa) – 21MAR200412Z



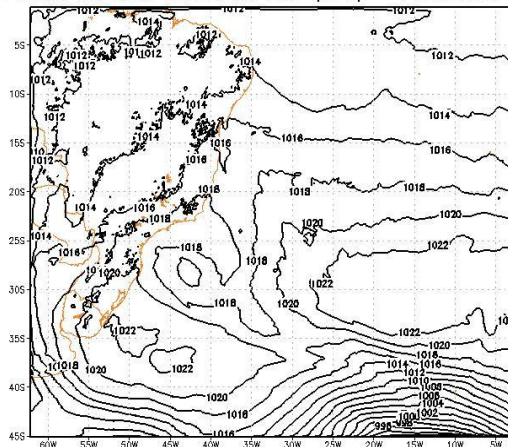
(b)

Pressão ao Nível Médio do Mar (hPa) – 22MAR200412Z



(c)

Pressão ao Nível Médio do Mar (hPa) – 23MAR200400Z

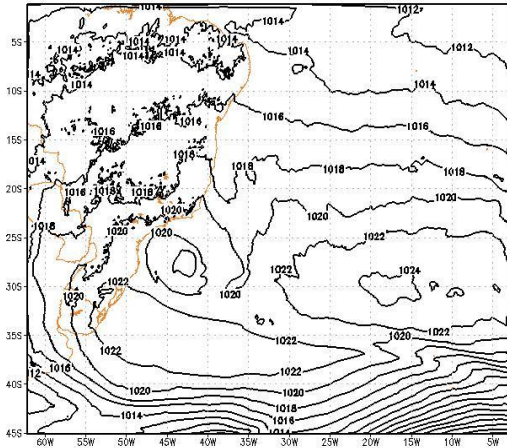


(d)

Figura 4.20 - Pressão ao nível médio do mar. Simulação do ciclone Catarina com o modo não hidrostático do modelo WRF. As caixas vermelhas em (a) e (b) destacam o posicionamento do ciclone extratropical que deu origem ao ciclone Catarina.

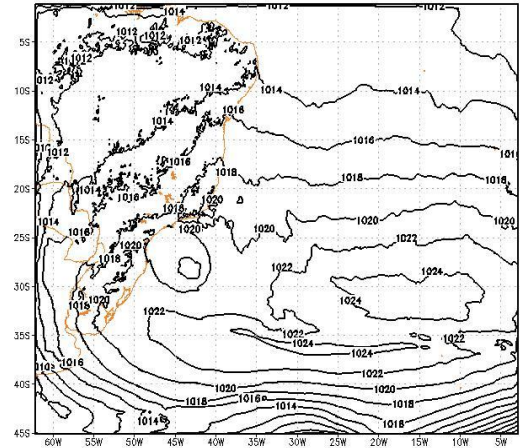
⁴ Início do deslocamento de um ciclone tropical sobre áreas continentais.

Pressão ao Nível Medio do Mar (hPa) – 23MAR200412Z



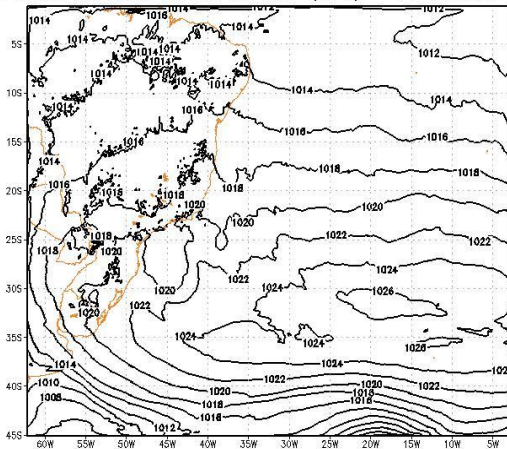
(e)

Pressão ao Nível Medio do Mar (hPa) – 24MAR200400Z



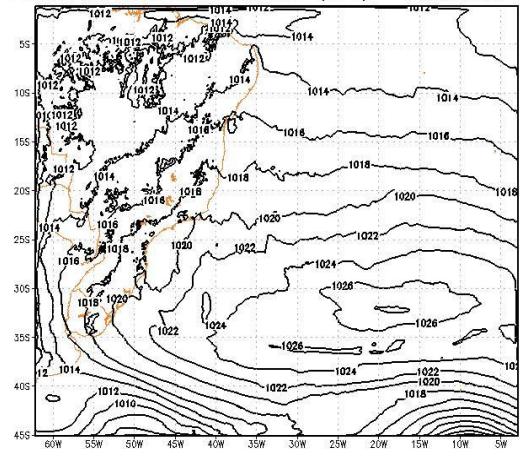
(f)

Pressão ao Nível Medio do Mar (hPa) – 24MAR200412Z



(g)

Pressão ao Nível Medio do Mar (hPa) – 25MAR200400Z



(h)

Figura 4.20 - Final.

Algumas hipóteses podem ser lançadas para justificar os erros nas simulações. A primeira é o pouco detalhamento do campo de TSM, que nas simulações está embutido na reanálise do *CFSR*, através do acoplamento com o modelo *MOM4* (0,5° de resolução). Portanto, a TSM também é uma reanálise. No caso do ciclone Catarina, onde a TSM exerceu importante papel na sua manutenção e desenvolvimento, seria fundamental observações *in situ* ou através de sensores remotos.

Ramos da Silva *et al.* (2004), em uma série de experimentos numéricos do ciclone Catarina, mostram que pequenas alterações da TSM ($\sim 2^{\circ}\text{C}$) na região do Atlântico Sul podem influenciar sensivelmente a intensidade, tamanho e trajetória do “Catarina”. Eles também mostram que as TSM em alta resolução espacial apresentavam anomalias quentes em boa parte da costa oceânica próximo aos estados do Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro, numa faixa da ordem de várias dezenas de quilômetros que não aparecem de forma realista nas análises de TSM de resolução global.

Outra hipótese, citada por Menezes e Silva Dias (2004), deve-se ao tratamento pouco "refinado" que os modelos globais e regionais dão à liberação de calor latente na atmosfera.

A equação da tendência do geopotencial do sistema quase-geostrófico possui um termo associado ao gradiente vertical do termo diabático de calor. Nela, fica expresso que a queda de pressão em superfície depende do perfil vertical do aquecimento e que a queda de pressão será maior para aquecimentos em baixos e em médios níveis da atmosfera. A liberação de calor na alta troposfera faz com que o referido termo (dQ/dZ - variação do calor diabático com a altura) fique menor. Se na simulação a altura dos topos de nuvens forem mais altos que os topos que ocorreram na realidade, a altura da liberação de calor latente será maior e " dQ/dZ " tende a ser menor. E se " dQ/dZ é menor, a queda de pressão também será menor. Daí a hipótese para as pressões superestimadas nesta simulação com o *WRF*, pois medições do *TRMM* mostraram que os topos máximos das nuvens convectivas observadas não foram muito profundos, ficando entre 8 e 9 quilômetros de altura.

WRF pode ter simulado de forma incorreta a profundidade da convecção, distribuindo de forma equivocada o calor latente ao longo da atmosfera na vertical, e então superestimando a pressão.

Muitos trabalhos fizeram a simulação do Catarina, no entanto todos utilizaram como condições iniciais os dados a partir do momento da oclusão do sistema frontal e início do seu deslocamento para Oeste. Como exemplo, temos Ramos da Silva *et al.* (2004), que avaliaram a importância da TSM nas simulações do Catarina utilizando dados iniciais do dia 23 de março de 2004 às 12Z, momento onde o ciclone já havia realizado a transição tropical; Menezes e Silva Dias (2004), que estudaram o impacto das opções físicas do modelo RAMS na simulação do Catarina com dados de entrada do dia 26 de março de 2004 às 12Z, também após a transição tropical.

No entanto, a intenção deste trabalho era justamente identificar a transição tropical do ciclone na simulação. Era necessário começar a simular o Catarina desde seu início frio e frontal no dia 20 de março até o início do seu deslocamento sobre o continente, com um provável núcleo quente e não-frontal no dia 28 de março para que se pudesse detectar nos diagramas de fase as características das transições. Essa condição gerou grande dificuldade nas simulações.

Diante do insucesso nas simulações do Catarina, mesmo com testes de alterações na microfísica de nuvens e o uso do modo hidrostático, a ideia da obtenção dos diagramas de fase do Catarina a partir do *WRF* foi abandonada.

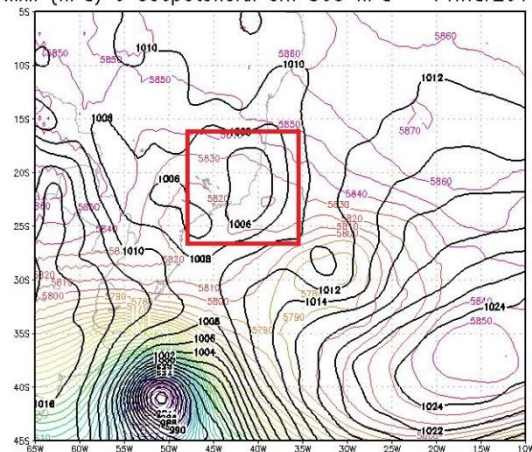
Os mesmos problemas ocorreram na simulação do ciclone Arani, corroborando o abandono das simulações com o *WRF*. Além disso, o principal objetivo deste trabalho não é a simulação dos ciclones ou os experimentos com as opções físicas do modelo, mas sim o uso dos diagramas de fase no entendimento da estrutura do ciclone e na sua previsão.

4.2 Ciclone Arani (março de 2011)

4.2.1 Descrição sinótica, dinâmica e aspectos observacionais

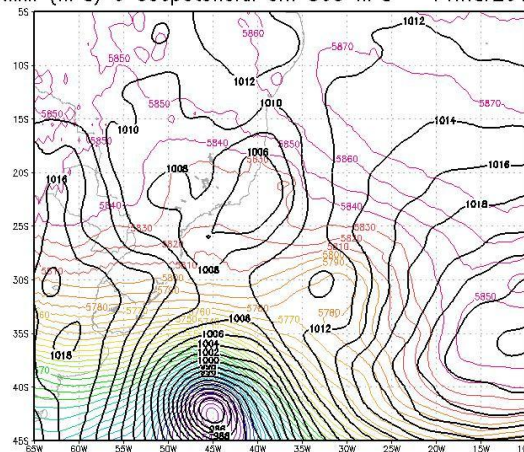
No dia 14 de março de 2011 áreas de baixa pressão sobre a região Sudeste do Brasil se aprofundaram e deram origem a um ciclone que se desenvolveu sobre o Oceano (Figura 4.21). Este ciclone foi batizado de “Arani”, a partir de uma lista brasileira de nomes para ciclones com características tropicais, e classificado pela Marinha do Brasil, a partir do dia 15, como tempestade subtropical.

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 14mar201100Z



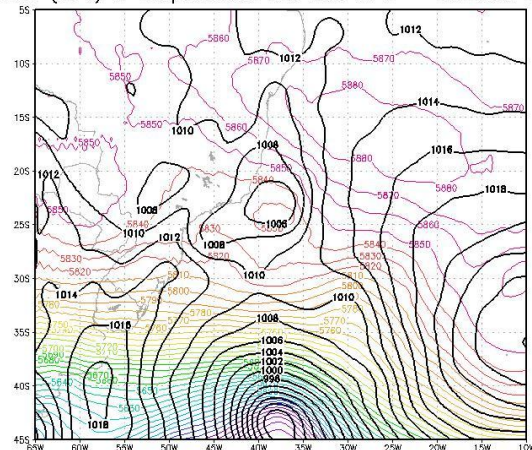
(a)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 14mar201112Z



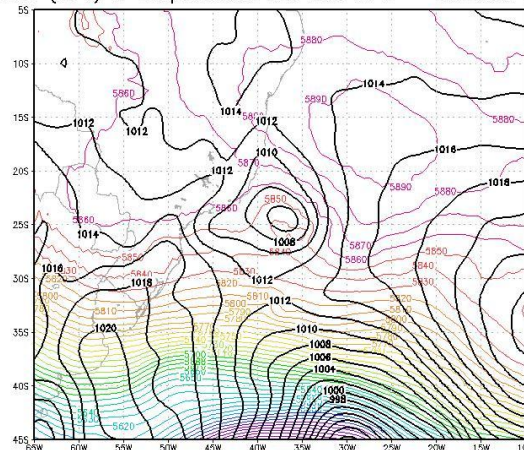
(b)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 15mar201100Z



(c)

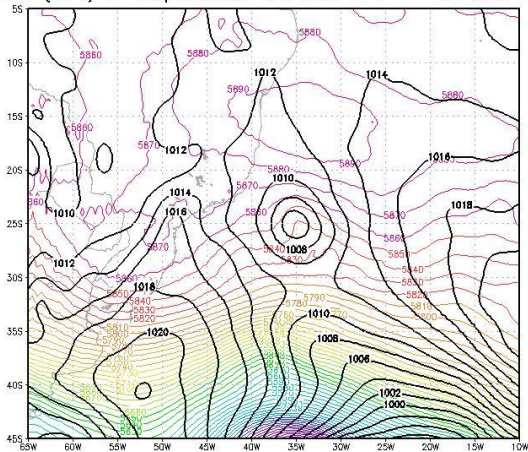
PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 15mar201112Z



(d)

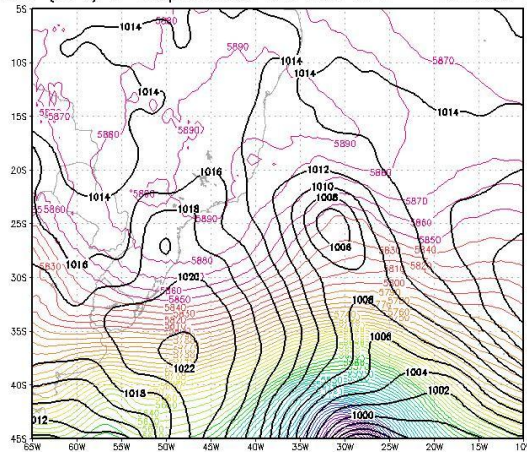
Figura 4.21 - Pressão ao nível médio do mar (contornos em preto) e altura geopotencial em 500 hPa (contornos coloridos).

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa - 16mar201100Z



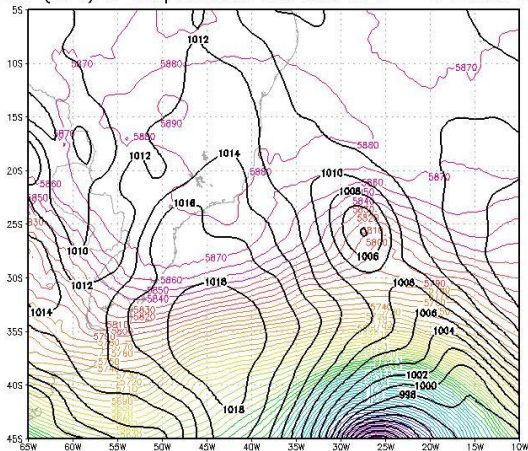
(e)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa - 16mar201112Z



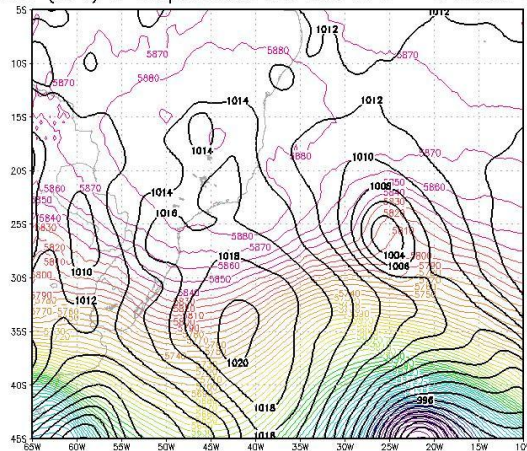
(f)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa - 17mar201100Z



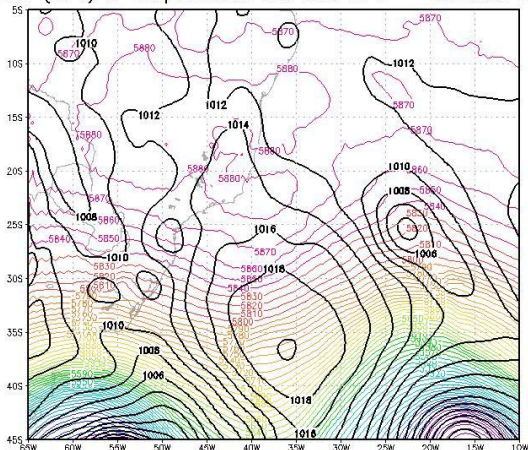
(g)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa - 17mar201112Z



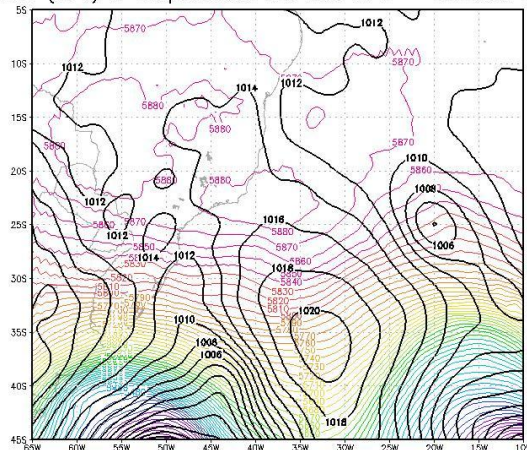
(h)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa - 18mar201100Z



(i)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa - 18mar201112Z



(j)

Figura 4.21 - Final.

Na Figura 4.21 é possível perceber que o cavado em médios níveis esteve em fase com o cavado em superfície, indicando barotropia durante todo o seu ciclo de vida.

Ao contrário do ciclone Catarina, este ciclone apresentou movimento contínuo para Leste/Sudeste. A intensa atividade convectiva (Figura 4.22) associada a este ciclone não se organizou em forma de bandas espiraladas, típica dos ciclones tropicais. A convecção se manteve compacta e ligeiramente afastada do centro do ciclone, nos seus setores leste e nordeste, denotando uma fraca estrutura frontal.

A partir do dia 16, o ciclone Arani começou a interagir com um ciclone de latitudes médias que passava mais ao Sul, adquirindo características frontais mais fortes. Isto fica evidente na Figura 4.22f com a formação de uma banda de nebulosidade semelhante à formada por uma ondulação frontal. Pela figura 4.21 também é possível perceber a atuação do cavado baroclínico sobre o Arani.

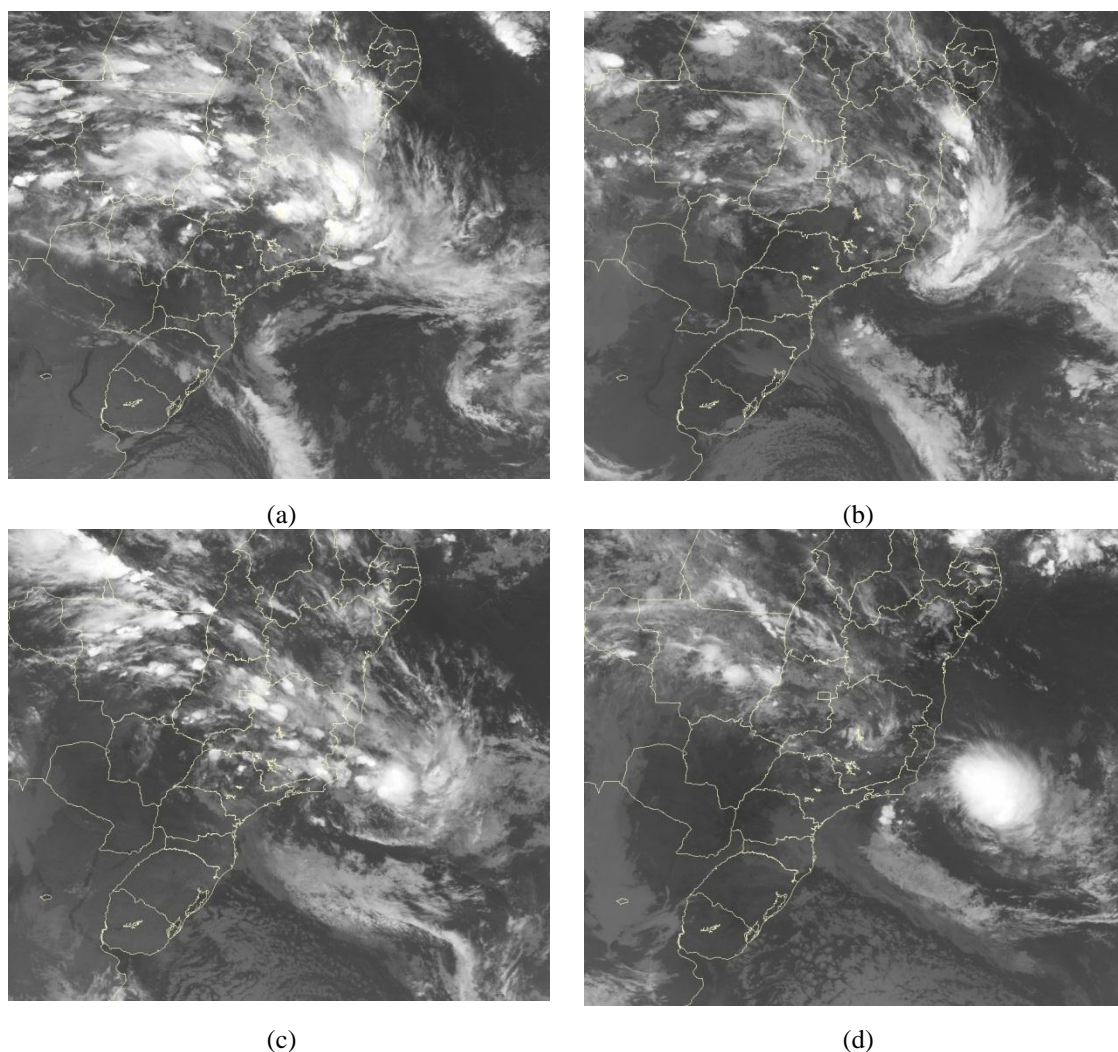
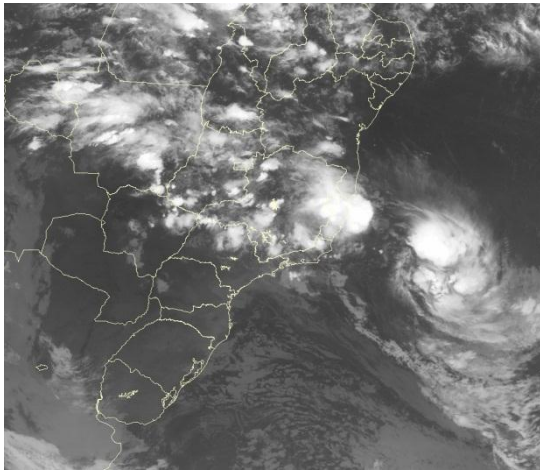
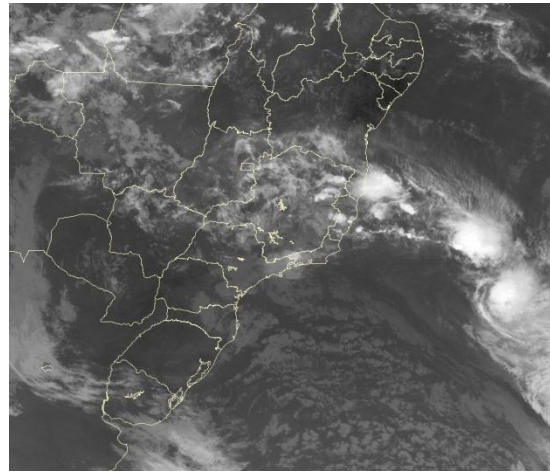


Figura 4.22 - Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho de (a) 140000Z, (b) 141200Z, (c) 150000Z e (d) 151200Z.



(e)

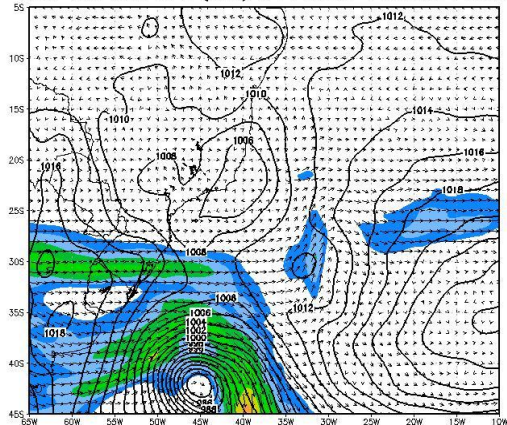


(f)

Figura 4.22 - Final.

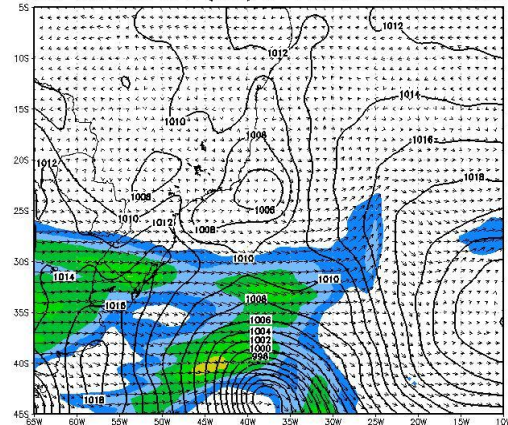
A ciclogênese, que ocorreu entre os Estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, a partir de áreas de instabilidade continentais, não esteve associada a gradientes térmicos significativos em baixos níveis, o que pode ser deduzido pela ausência de um jato em 250 hPa nas proximidades do ciclone (Figura 4.23).

Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 14mar201112Z



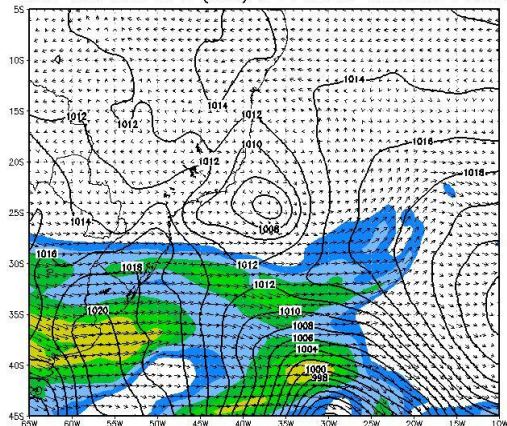
(a)

Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 15mar201100Z



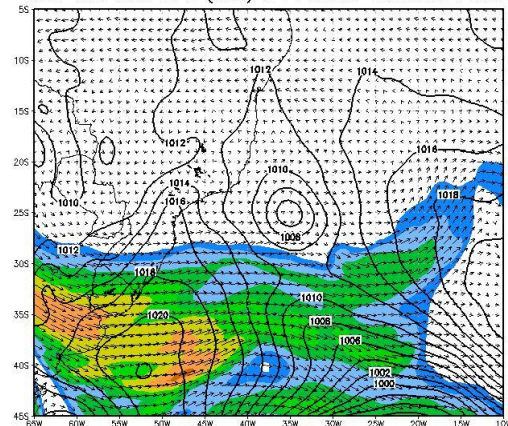
(b)

Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 15mar201112Z



(c)

Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 16mar201100Z

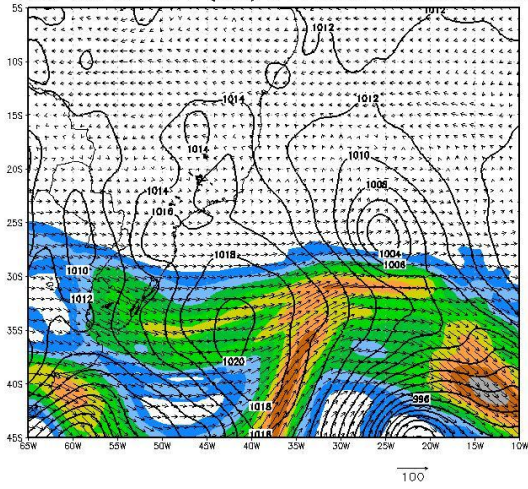


(d)

Figura 4.23 - PNMM (contornos em preto) e Jato em 250 hPa.

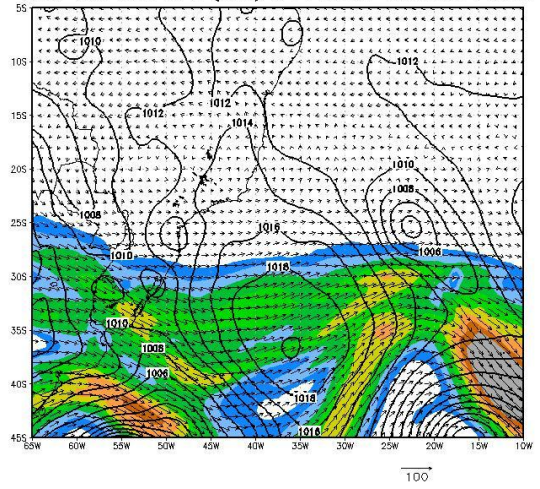
A partir do dia 17, a passagem de um sistema frontal ao Sul do ciclone Arani advecta ar frio para a sua porção Sul, e o jato em altos níveis começa a afetá-lo (Figura 4.24).

Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 17mar201112Z



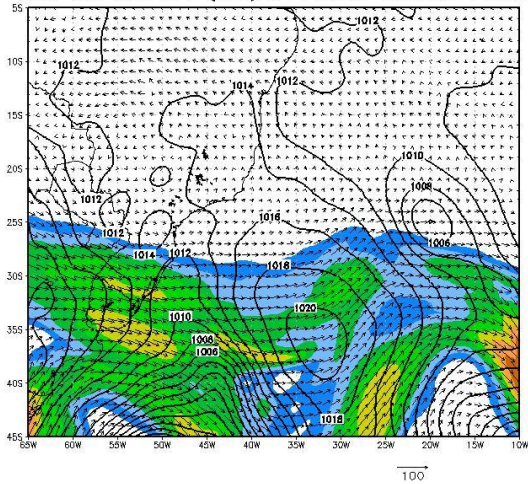
(a)

Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 18mar201100Z



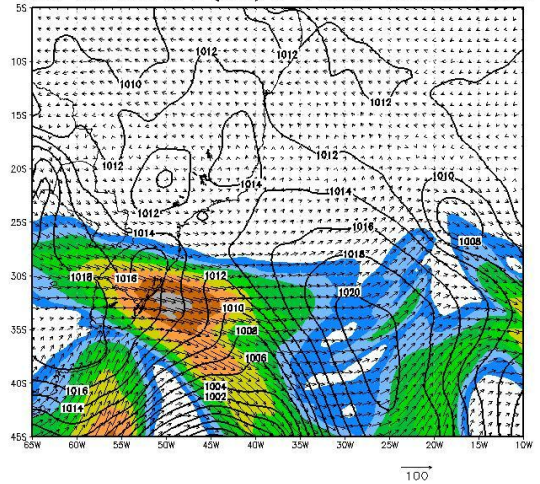
(b)

Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 18mar201112Z



(c)

Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 19mar201100Z

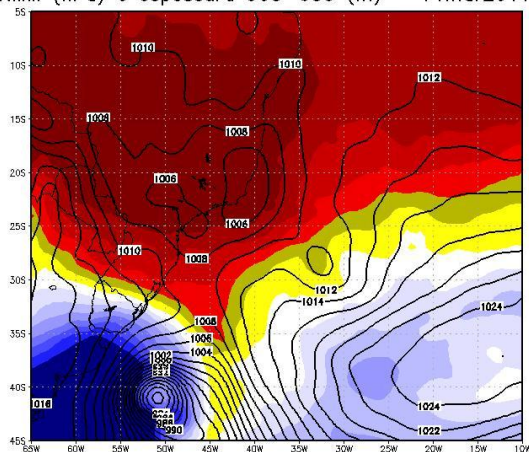


(d)

Figura 4.24 - PNMM (contornos em preto) e Jato em 250 hPa.

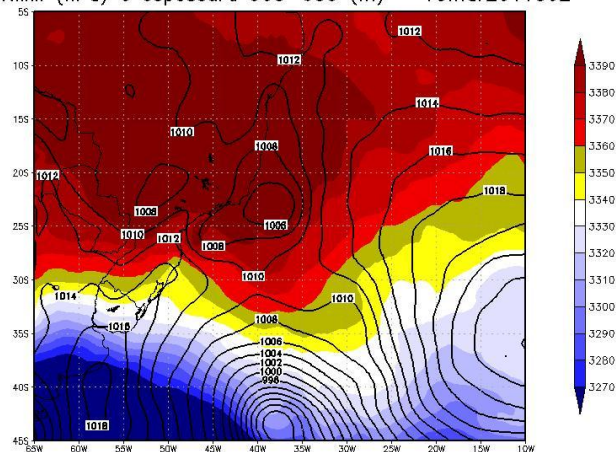
A Figura 4.25 mostra que o ciclone se desenvolveu em uma massa de ar homogênea e quente, sem contrastes de temperatura evidentes na camada entre 900 hPa e 600 hPa.

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 14mar201100Z



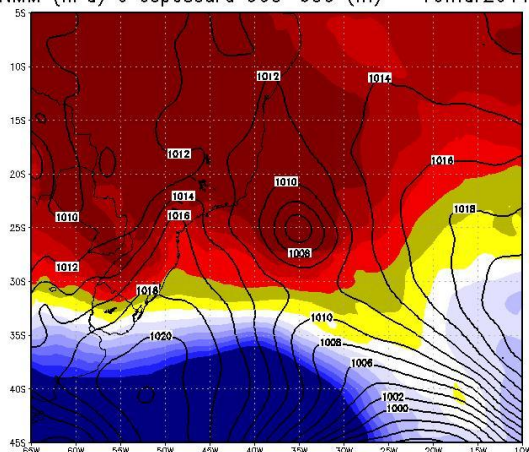
(a)

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 15mar201100Z



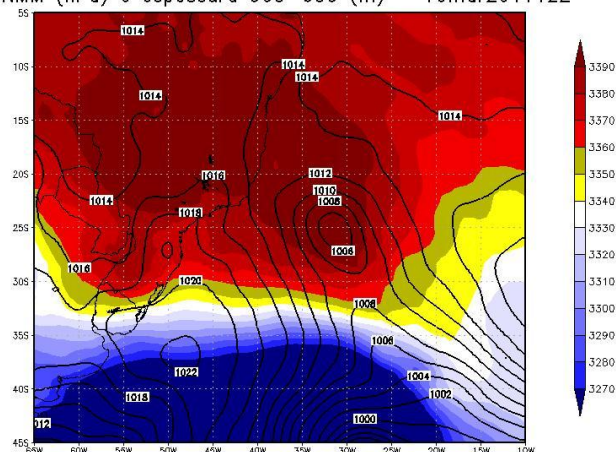
(b)

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 16mar201100Z



(c)

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 16mar201112Z



(d)

Figura 4.25 - Espessura da camada entre 900 hPa e 600 hPa e PNMM (contornos em preto).

De acordo com os critérios estabelecidos por Jarvinen *et al.* (1984), o ciclone subtropical Arani foi classificado como Depressão Subtropical desde sua origem (ventos inferiores a 34 nós), junto à costa, até sua intensificação e elevação de categoria (Figura 4.26). A partir do dia 15, o ciclone foi classificado como uma Tempestade Subtropical, pois os ventos superaram os 34 nós (Figura 4.27).

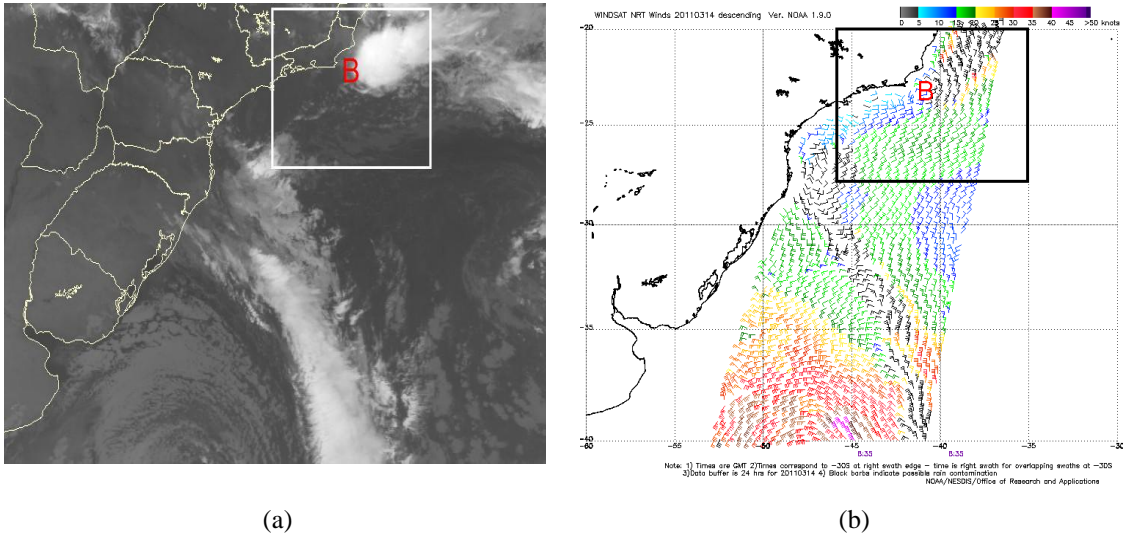


Figura 4.26 - Depressão subtropical Arani por volta de 140600Z. (a) Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho e (b) Estimativas da velocidade do vento em superfície através do escaterômetro ASCAT. A letra B, em vermelho, indica a posição aproximada do mínimo de pressão associada ao ciclone. Os ventos máximos observados na figura b não ultrapassam 25 nós.

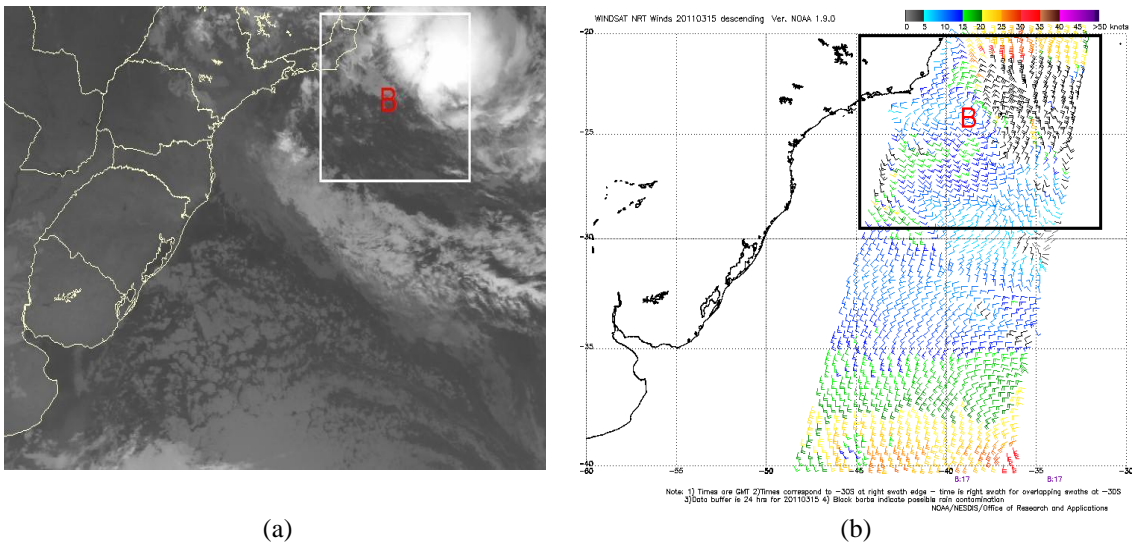
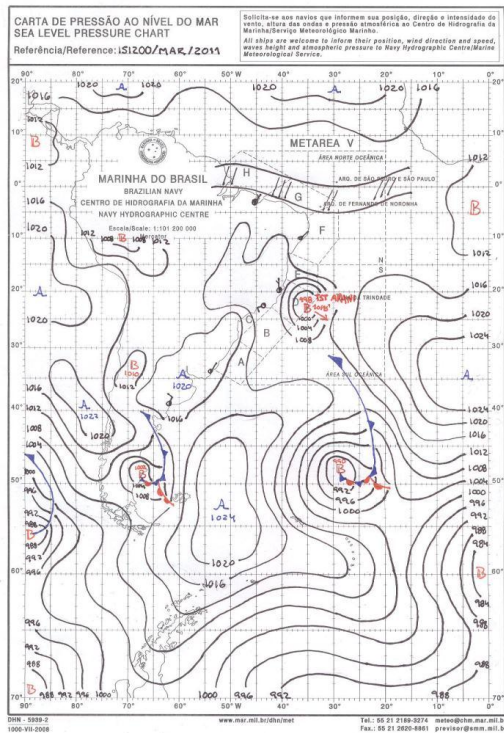


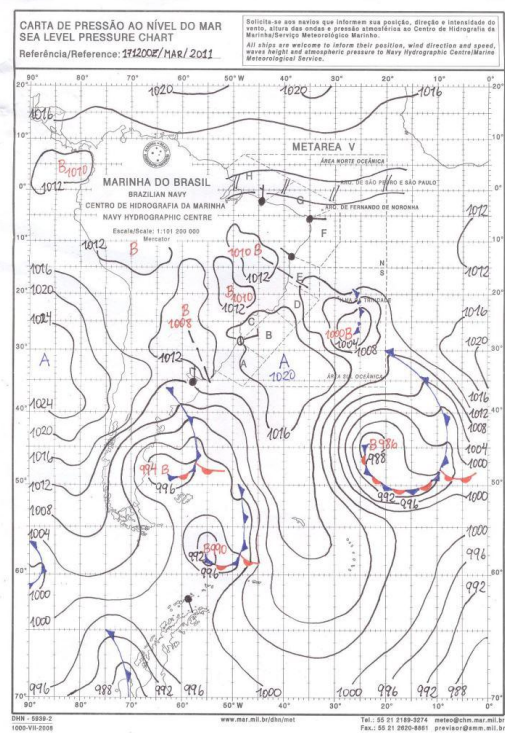
Figura 4.27 - Tempestade subtropical Arani por volta de 150600Z. (a) Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho e (b) Estimativas da velocidade do vento em superfície através do escaterômetro ASCAT. A letra B, em vermelho, indica a posição aproximada do mínimo de pressão associada ao ciclone. Os ventos máximos observados na figura b são de 40 a 50 nós.

A banda de nebulosidade e os ventos máximos observados afastados para Leste do centro do ciclone são características coerentes com aquelas previstas por Herbert e Poteat (1975) para os ciclones subtropicais.

Segundo o SMM, o ciclone Arani teve pressão mínima de 998 hPa no dia 15 às 1200Z e deixou de ser caracterizado como ciclone subtropical a partir do dia 17, quando passou a adquirir características de um fraco ciclone extratropical (Figura 4.28).



(a)

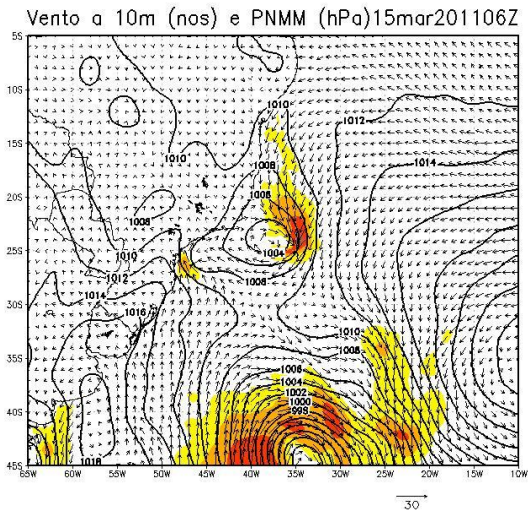


(b)

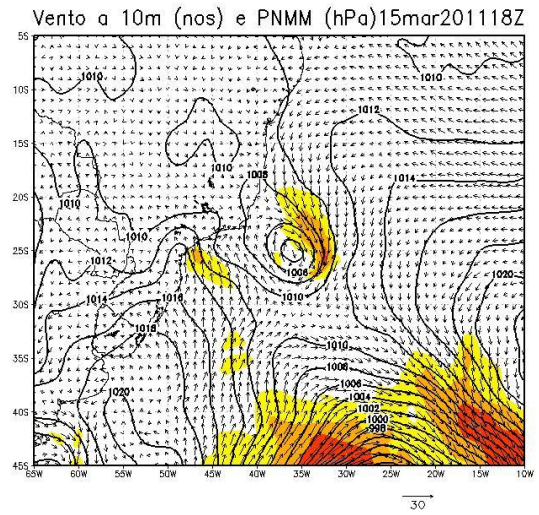
Figura 4.28 - Cartas sinóticas do SMM/MB mostrando a Tempestade Subtropical Arani em (a) 151200Z e a posterior frontogênese em (b) 171200Z, evidenciando uma transição de fase do ciclone.

Assim como foi observado no ciclone Catarina, o ciclone Arani teve as suas pressões centrais superestimadas pelos dados de reanálise. Como consequência, a reanálise também subestimou a intensidade do vento, quando confrontada com os dados estimados por satélite. Os dados de reanálise apontam que o ciclone Arani teve pressão mínima de 1002 hPa e vento máximo sustentado entre 30 e 35 nós (Figura 4.29). Já o modelo *GFDL* para o ciclone Arani, que foi considerado o caso *invest90q*⁵ pelo *NHC*, apresentou um mínimo de pressão de 994 hPa e ventos entre 40 e 55 nós (Figura 4.30).

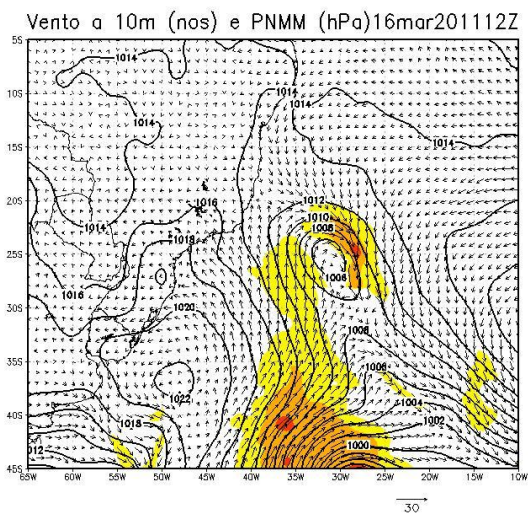
5 Um *Invest* é uma manifestação de interesse de determinada instituição responsável pela vigilância e alerta tropical em recolher mais dados sobre determinado sistema meteorológico.



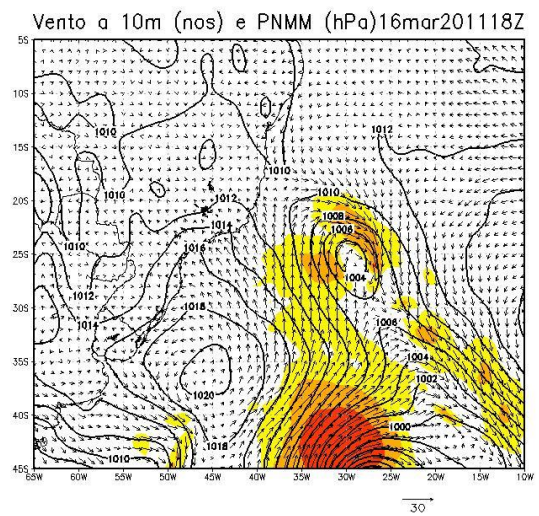
(a)



(b)

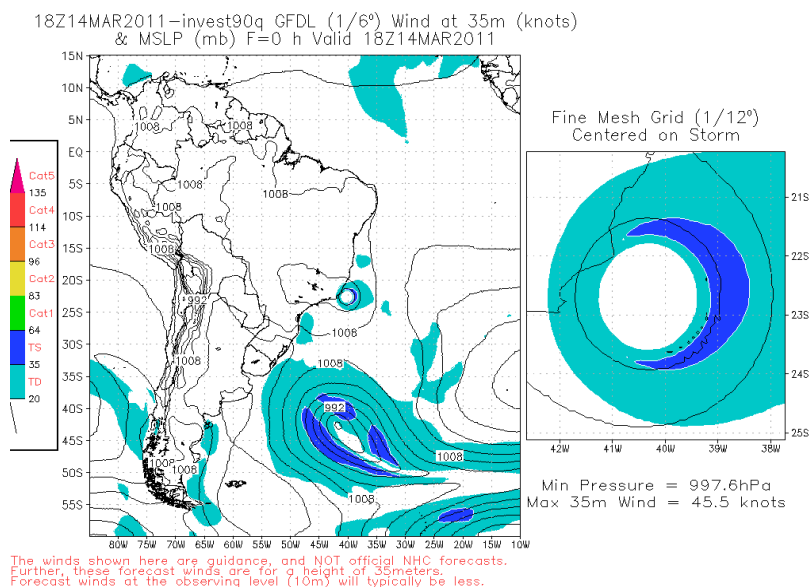


(c)

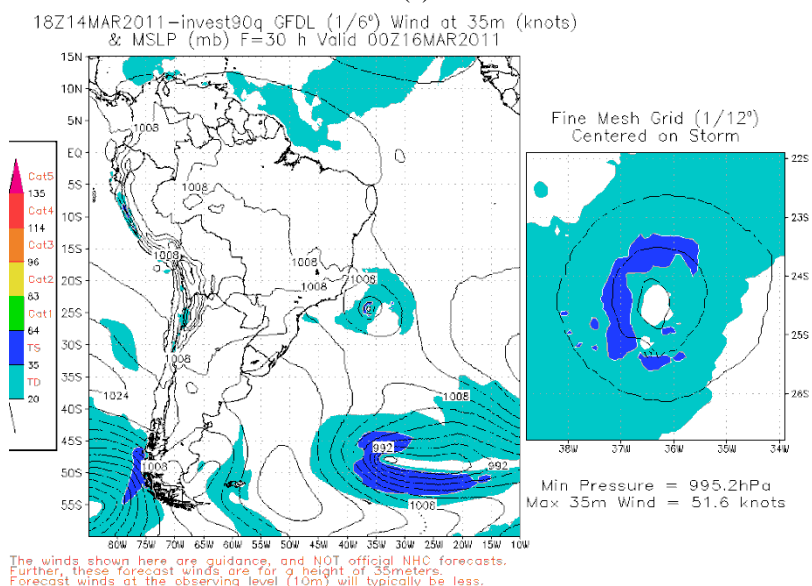


(d)

Figura 4.29 - Vento a 10 metros e PNMM.



(a)



(b)

Figura 4.30 - Pressão à superfície e Vento a 35m do modelo *GFDL* com grades de $1/3^\circ$ e $1/6^\circ$, sendo a última centrada no ciclone. (a) Análise de 14 de março de 2011 às 18Z e (b) Prognóstico para 16 de março de 2011 às 00Z. (Fonte: *PSU*).

A intensa atividade convectiva e o aprofundamento do ciclone Arani tiveram suporte nas elevadas TSM observadas na área oceânica por onde ele se deslocou. As temperaturas máximas estimadas por satélite (Figura 4.31) estiveram entre 28°C e 29°C , que é favorável aos desenvolvimentos tropicais.

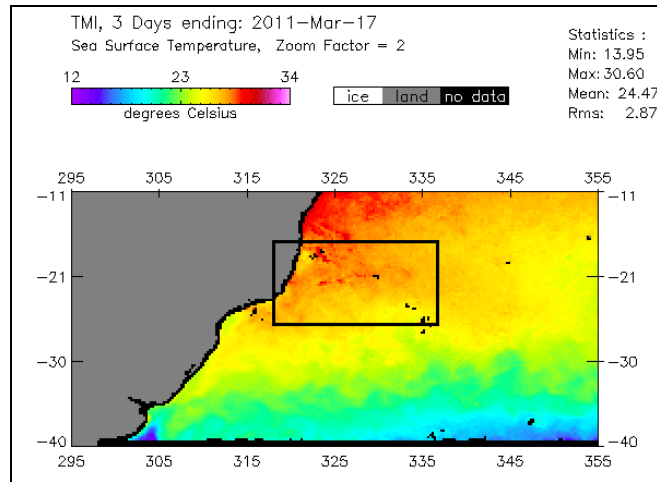
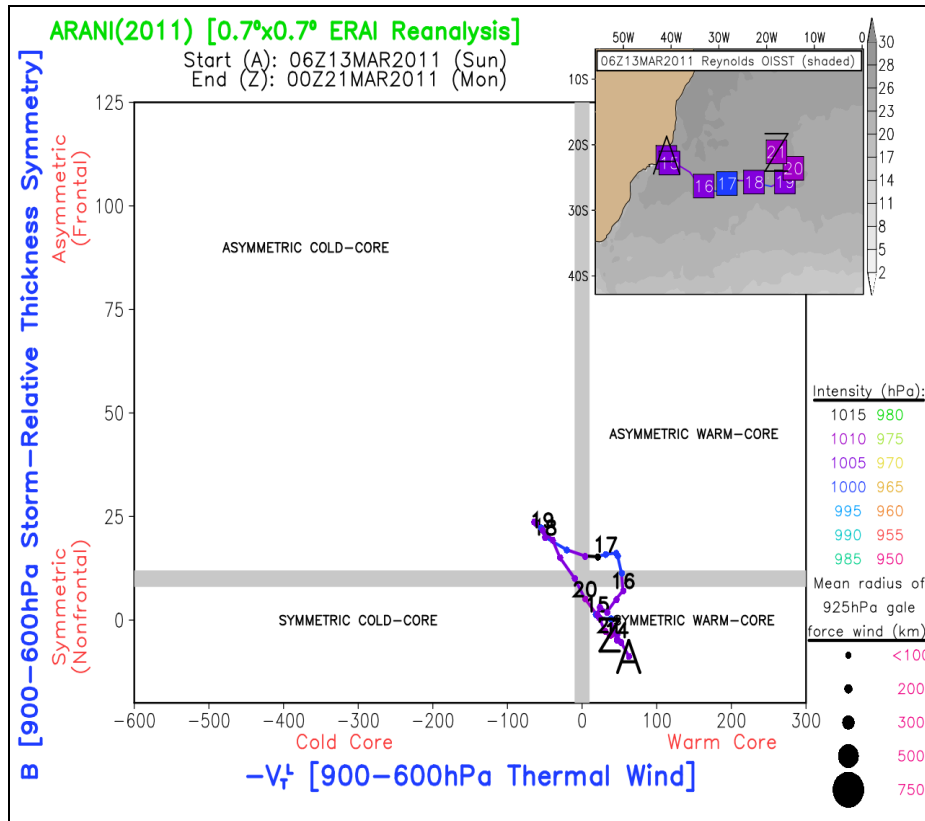


Figura 4.31 - Estimativa de TSM média dos dias 15, 16 e 17 de março, através do sensor de microondas a bordo do satélite *TRMM*. Fonte: *Remote Sensing Systems (RSS)*.

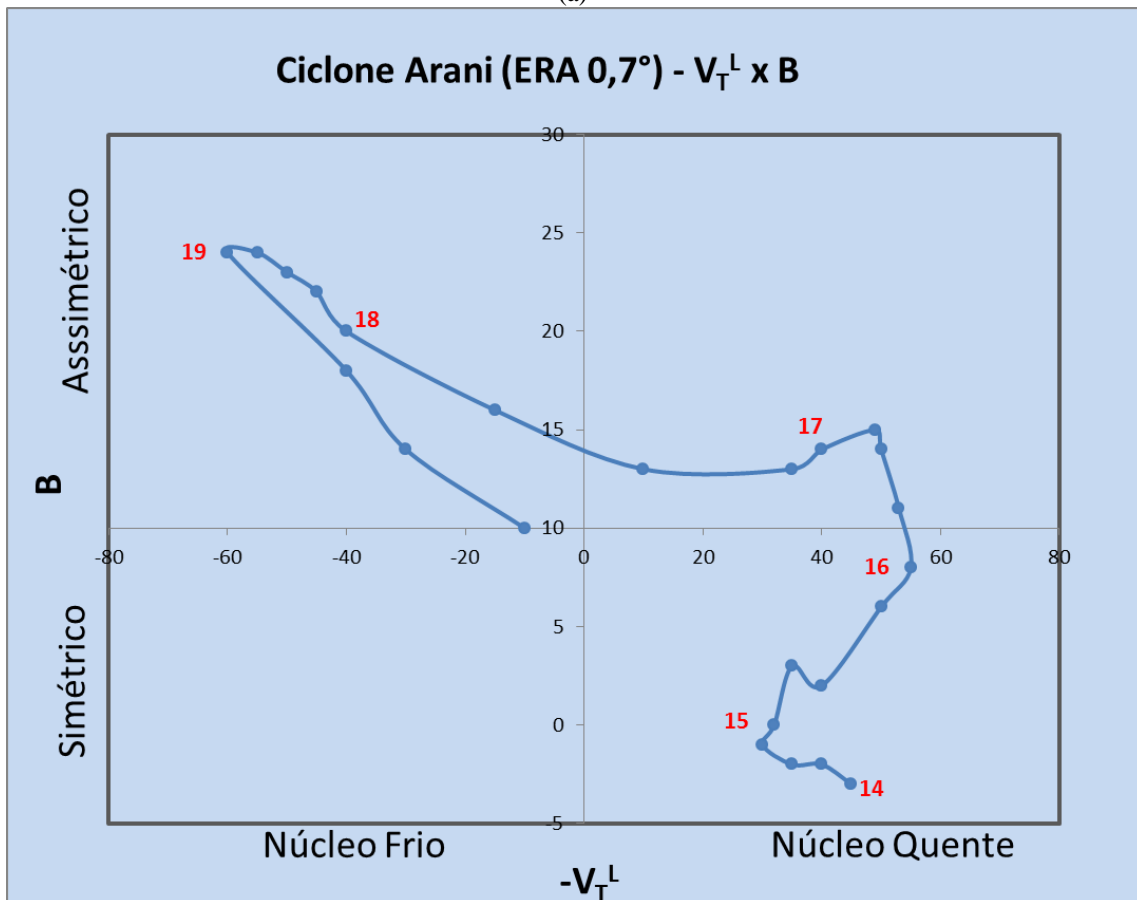
4.2.2 Análise dos diagramas de fase

Os diagramas de fase do ciclone Arani podem ser verificados nas Figuras 4.32 e 4.33. A primeira relaciona a simetria térmica (B) e o vento térmico ($-V_T^L$) entre 900 e 600 hPa. A Figura 4.31 relaciona o vento térmico em toda a extensão vertical avaliada, relacionando o vento térmico entre 900 e 600 hPa e entre 600 e 300 hPa ($-V_T^L$ e $-V_T^U$). Para o estudo do ciclone Arani foram disponibilizados pela *FSU* os diagramas de fase gerados a partir dos dados de reanálise ERA-Interim (com $0,7^\circ$ de resolução espacial).

Conforme a análise do ciclone Catarina, também foi dado um “zoom” nos diagramas de fase do ciclone Arani para que os valores, muitas vezes próximos à origem e que se mostravam confusos na escala padrão utilizada pela *FSU* nas análises globais, pudessem ser avaliados.

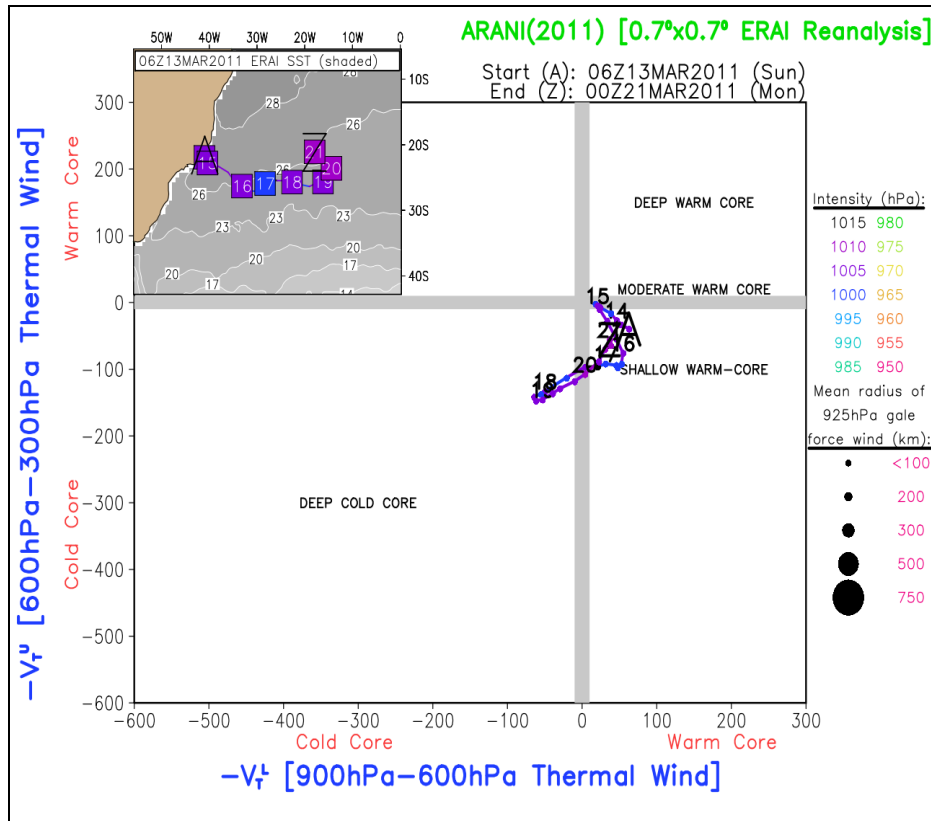


(a)

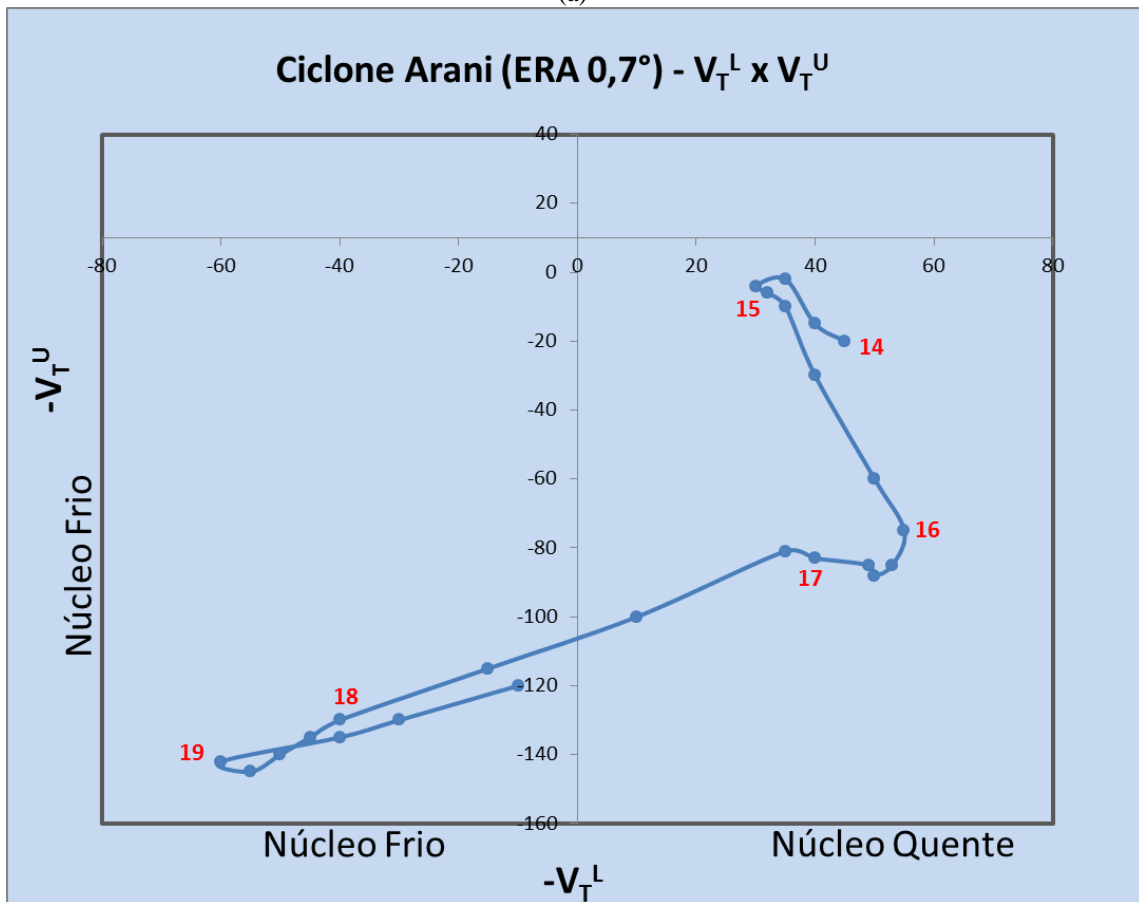


(b)

Figura 4.32 - (a) Diagrama de Fase relacionando os parâmetros B e $-V_T^L$ obtidos através de reanálise ERA (0,7°) e (b) “Zoom” no diagrama de fase (a) para melhor entendimento da evolução do ciclone. Fonte: FSU.



(a)



(b)

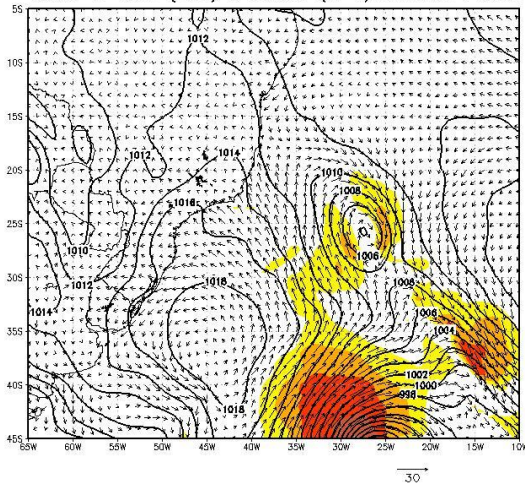
Figura 4.33 - (a) Diagrama de Fase relacionando os parâmetros $-V_T^L$ e $-V_T^U$ obtidos através de reanálise ERA (0,7°) e (b) “Zoom” no diagrama de fase (a) para melhor entendimento da evolução do ciclone.
 Fonte: FSU.

Na Figura 4.32 é possível perceber que, entre os dias 14 e 15, o ciclone Arani apresentava forte simetria térmica (B aproximadamente zero) e núcleo quente entre 900 e 600 hPa ($-V_T^L$ em torno de +50), ocupando o espaço no diagrama de fase típico de ciclones subtropicais. Ao longo do dia 15 houve um fortalecimento do núcleo quente em baixos níveis, coincidindo com o aumento da atividade convectiva (Figura 4.22) e com a elevação da categoria do ciclone de Depressão para Tempestade Subtropical, devido à intensificação dos ventos. Durante o dia 16 houve redução da simetria térmica do ciclone e redução da intensidade do núcleo quente. No dia 17 o ciclone realizou a transição para núcleo frio em baixos níveis com o aumento da assimetria térmica, passando a ter características de um fraco ciclone extratropical. Do dia 18 em diante, a evolução do diagrama de fase assemelha-se muito com as registradas no processo de oclusão de ciclones extratropicais comuns, com redução da assimetria térmica e enfraquecimento do núcleo frio do sistema.

A Figura 4.33 evidencia que o ciclone Arani manteve um fraco núcleo quente em baixos níveis e um fraco núcleo frio em altos níveis, desde o seu aparecimento até o momento onde realizou transição de fase para um ciclone extratropical e o sinal do vento térmico em baixos níveis mudou. Isso corrobora a informação de Hart (2003), de que os ciclones subtropicais, tipicamente, têm apenas uma fraca estrutura de núcleo quente na baixa troposfera, resultante da falta de convecção sustentada próximo do centro do ciclone.

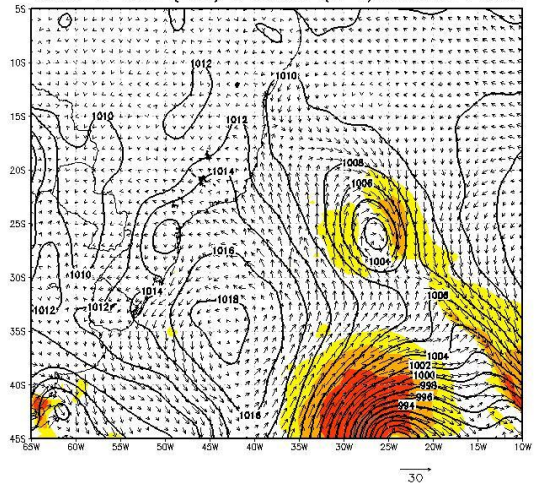
Elsberry (1995) *apud* Hart e Evans (2001) mostrou que a intensidade do vento aumenta significativamente durante e imediatamente após o processo de transição extratropical. Isso ocorre, conforme percebido por Pálmen (1958), como resultado do aumento da energia potencial disponível da atmosfera. No caso do ciclone Arani, após a transição extratropical ocorrida a partir do dia 17 às 12Z, ocorre a intensificação dos ventos a 10 metros (Figura 4.34).

Vento a 10m (nos) e PNMM (hPa)17mar201100Z



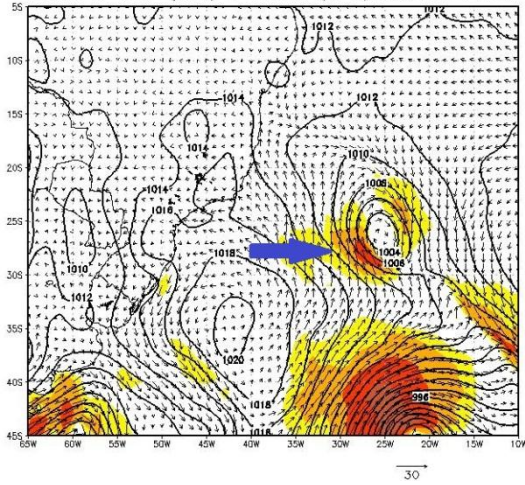
(a)

Vento a 10m (nos) e PNMM (hPa)17mar201106Z



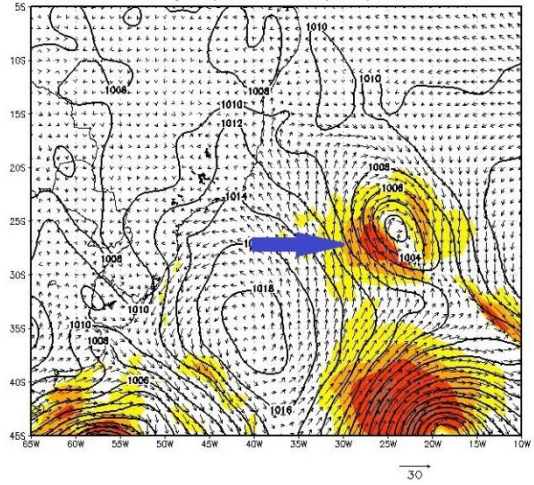
(b)

Vento a 10m (nos) e PNMM (hPa)17mar201112Z



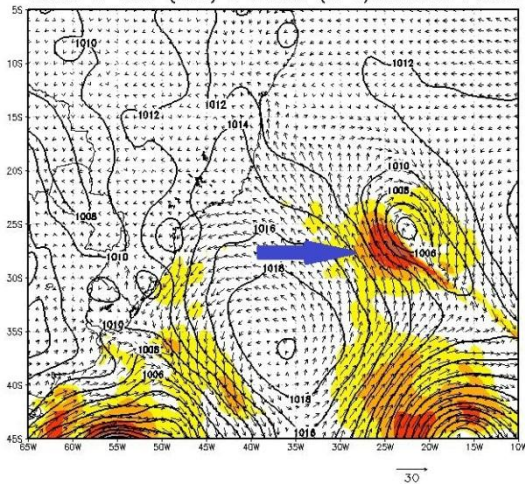
(c)

Vento a 10m (nos) e PNMM (hPa)17mar201118Z



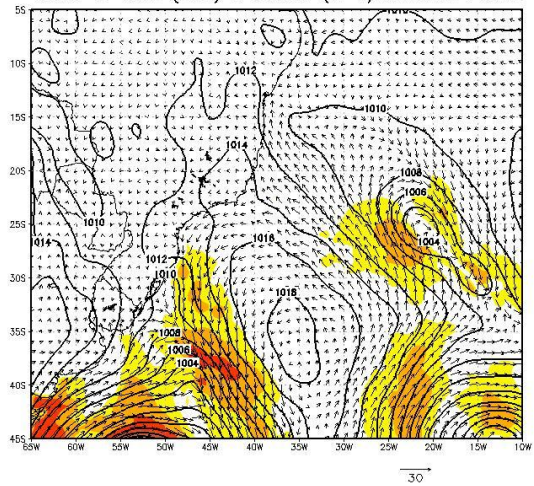
(d)

Vento a 10m (nos) e PNMM (hPa)18mar201100Z



(e)

Vento a 10m (nos) e PNMM (hPa)18mar201106Z



(f)

Figura 4.34 - PNMM e Vento a 10 metros. As setas azuis indicam as áreas onde ocorreu a intensificação dos ventos no momento e após a transição extratropical.

A estrutura de núcleo quente adquirida pelo ciclone Arani pode ser identificada pelo corte vertical de anomalia de geopotencial (Figura 4.35).

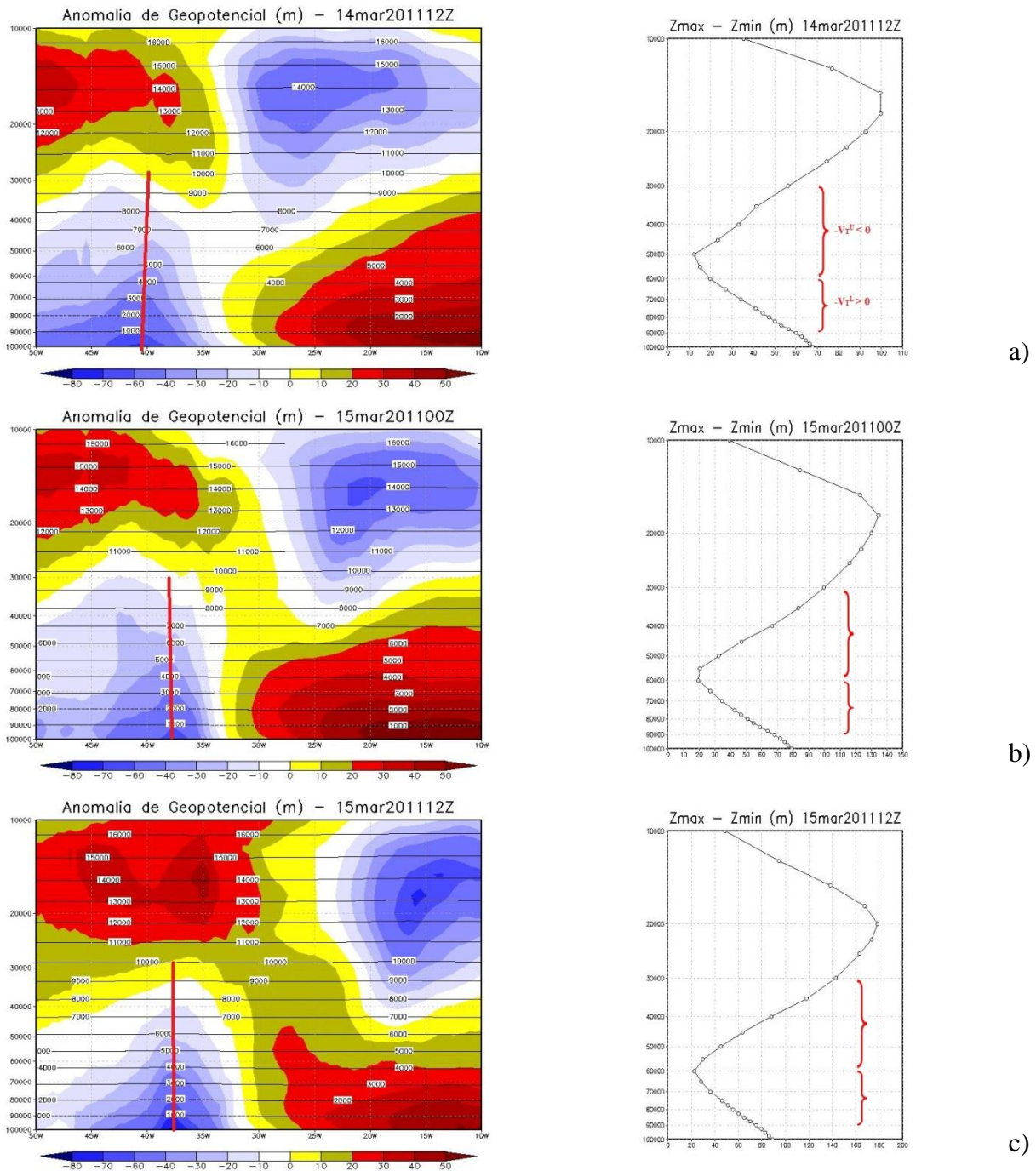
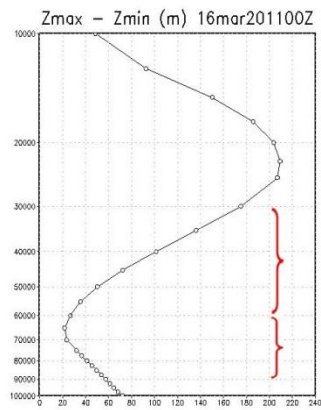
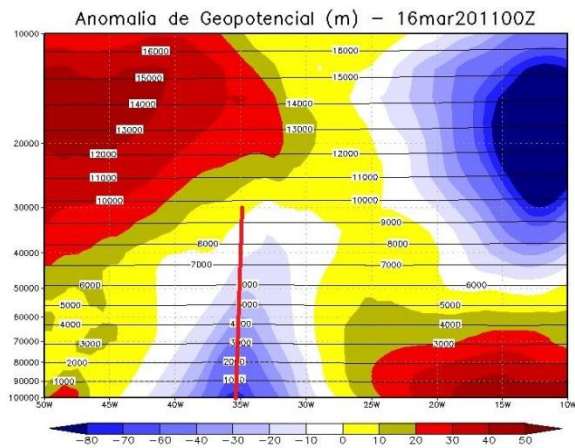
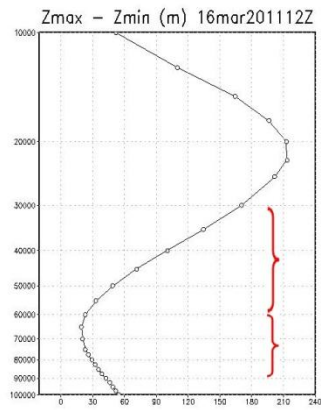
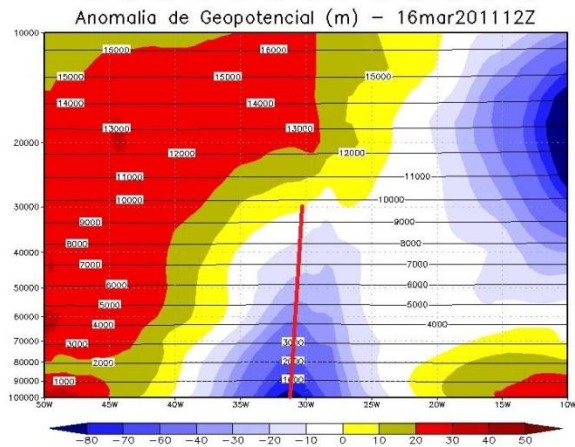


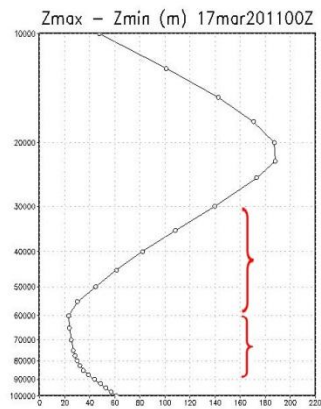
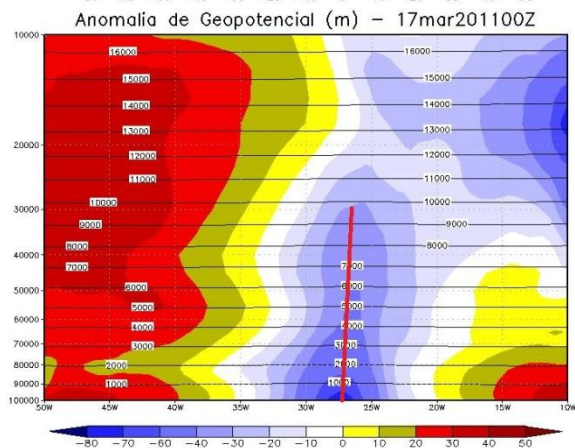
Figura 4.35 - Anomalia zonal de Geopotencial no centro do ciclone e Perfil da Perturbação do Geopotencial (ΔZ) em um raio de 500 km em torno do ciclone. Destacados em vermelho o eixo da anomalia de geopotencial e as camadas atmosféricas utilizadas para a análise da fase do ciclone.



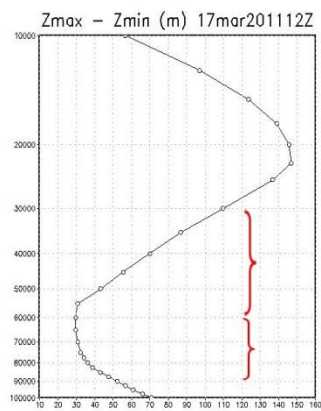
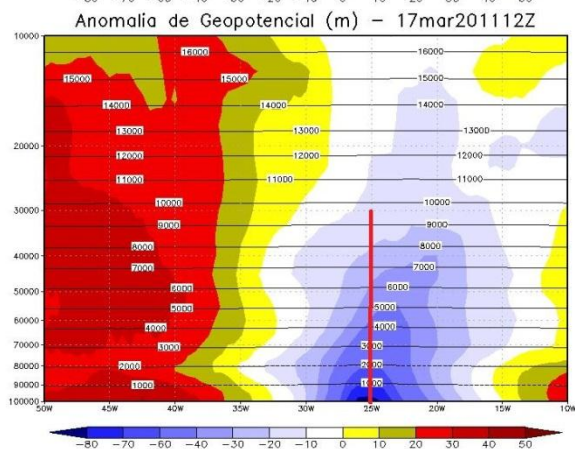
d)



e)

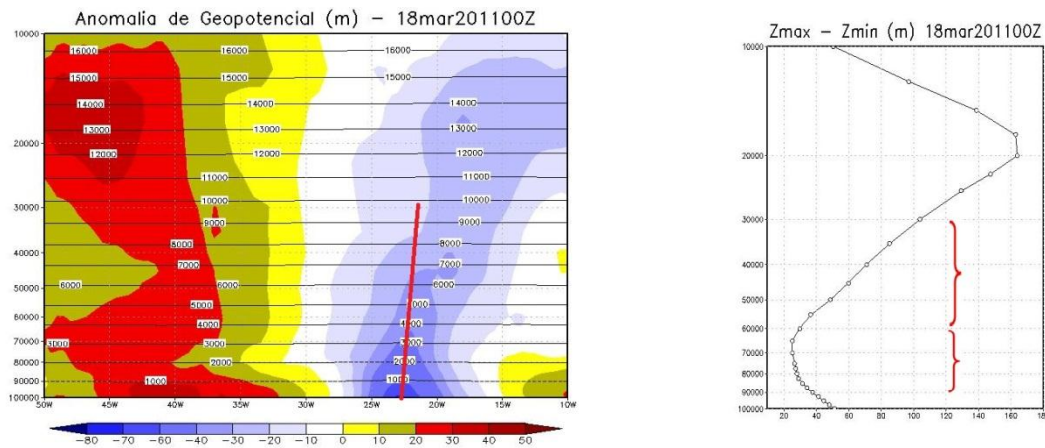


f)



g)

Figura 4.35 - Continuação.



h)

Figura 4.35 - Final.

A Figura 4.35 mostra que o ciclone Arani possuía um núcleo quente restrito aos baixos níveis da troposfera: as maiores anomalias negativas de geopotencial se encontravam na base do ciclone e o eixo do cavado encontrava-se praticamente na vertical. Essas características tropicais estão de acordo com aquelas apresentadas na Figura 3.4. O padrão núcleo quente e fraco em baixos níveis e núcleo frio e fraco em altos níveis se manteve durante todo o seu ciclo de vida.

No entanto, segundo os diagramas de fase (Figuras 4.32 e 4.33), o ciclone apresentou estrutura completamente fria ($-V_T^L$ e $-V_T^U$ negativos) a partir do dia 17, com o módulo de $-V_T^U$ maior que o módulo de $-V_T^L$. Essa é uma característica dos ciclones extratropicais convencionais, onde o ciclone se mostra frio em toda sua extensão vertical com maior intensidade em altitude.

Então, os diagramas de fase contrariam as informações trazidas pelos perfis verticais construídos com dados de reanálise, que não mostram a transição extratropical em baixos níveis. A ocorrência dessa transição, entretanto, é mais coerente com as características assumidas pelo ciclone a partir do dia 17, que indicavam o aumento da assimetria térmica através da configuração da banda de nebulosidade. Isto pode ser observado também nos campos de reanálise que mostram o ciclone sendo absorvido por uma onda frontal mais ao Sul (Figura 4.21).

Porém, não está descartada a possibilidade de que o ciclone realmente não tenha feito uma transição extratropical completa, aumentando apenas a sua assimetria, sem que ocorresse a mudança do sinal do vento térmico em baixos níveis. Neste caso, o ciclone teria assumido uma fase híbrida no final de seu ciclo de vida, tornando-se um ciclone assimétrico de núcleo quente.

O que é consenso entre os diagramas e os dados de reanálise é que o ciclone Arani não chegou a realizar uma transição tropical completa durante sua fase subtropical, já que deveria apresentar um núcleo quente profundo. O seu desenvolvimento tropical ficou restrito pelas condições ambientes. O cisalhamento vertical do vento horizontal e a aproximação de uma onda baroclínica de latitudes médias forçaram uma frontogênese em superfície.

O Arani pode ser classificado, então, como ciclone subtropical até o dia 17, atingindo a intensidade de Tempestade Subtropical no dia 15. A partir do dia 17 o ciclone realizou transição extratropical (completa ou incompleta, dependendo da fonte de dados utilizada - *GFS* ou *CFSR*), em cuja fase se manteve até sua dissipação.

4.2.3 Simulação com o *WRF*

Da mesma forma que o ciclone Catarina, a simulação do ciclone Arani utilizando o *WRF* apresentou problemas, sobretudo na sua localização e na sua profundidade.

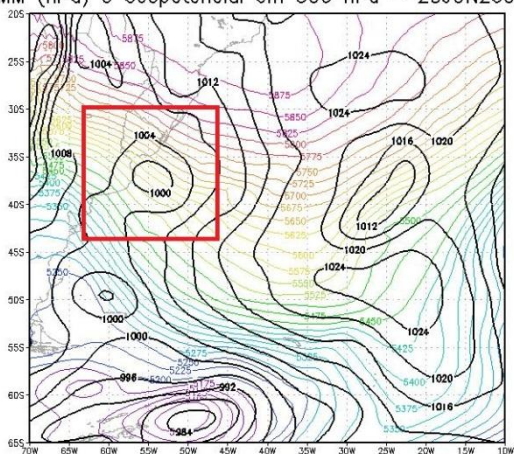
O ciclone Arani, como foi analisado anteriormente, surgiu e se desenvolveu com núcleo quente em baixos níveis e sobre águas com elevados valores de TSM. Ciclones subtropicais se desenvolvem em regiões de fraca baroclinia e suave cisalhamento e dependem muito das trocas de calor em superfície e da liberação de calor latente da condensação para manter sua estrutura. Portanto, assim como ocorreu com o ciclone Catarina, seriam necessárias melhores condições de contorno de TSM para que a simulação pudesse ocorrer da forma adequada, representando toda sua profundidade de forma mais realista e sua trajetória, que geralmente acompanha as TSM mais elevadas. A questão da distribuição vertical do aquecimento diabático dentro do ciclone também deve ser levada em conta, assim como já foi anteriormente discutido sobre os topos das nuvens cumulos no Catarina.

4.3 Ciclone Extratropical (junho de 2007)

4.3.1 Descrição sinótica, dinâmica e aspectos observacionais

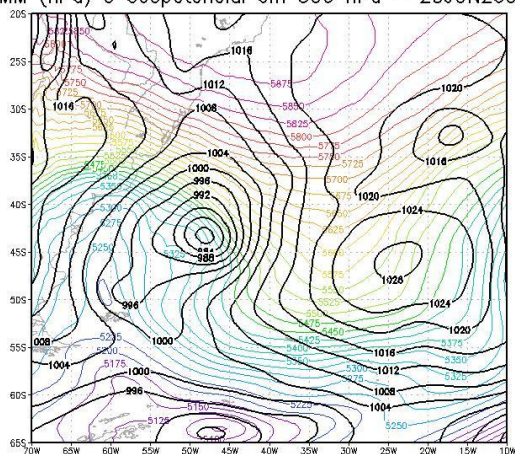
A ciclogênese do caso em estudo ocorreu entre o nordeste da Argentina, Uruguai e Rio Grande do Sul, ao longo do dia 22 de junho de 2007. O ciclone apresentou um rápido desenvolvimento em seu estágio inicial, com queda acentuada da pressão em superfície (Figura 4.36). Segundo os dados de reanálise, entre 00Z e 12Z do dia 23 a pressão no centro do ciclone caiu 20 hPa, passando de 1000 hPa a 980 hPa. Foi neste intervalo de tempo que ocorreu a oclusão do sistema. Nas 12h seguintes, a pressão em superfície caiu mais 20 hPa, passando de 980 hPa para 960 hPa a 00Z do dia 24. Nas 12 horas seguintes, até às 12Z do dia 24, o ciclone estabilizou o seu aprofundamento.

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 23JUN200700Z



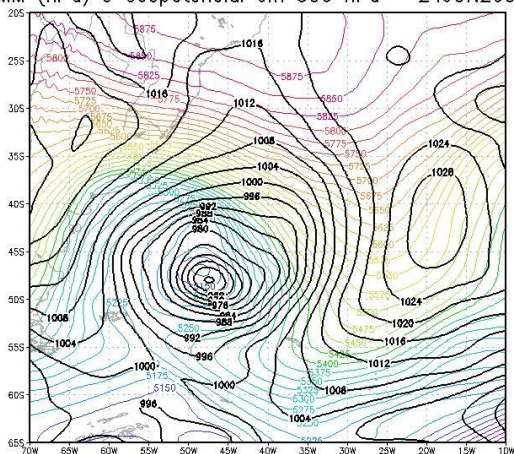
(a)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 23JUN200712Z



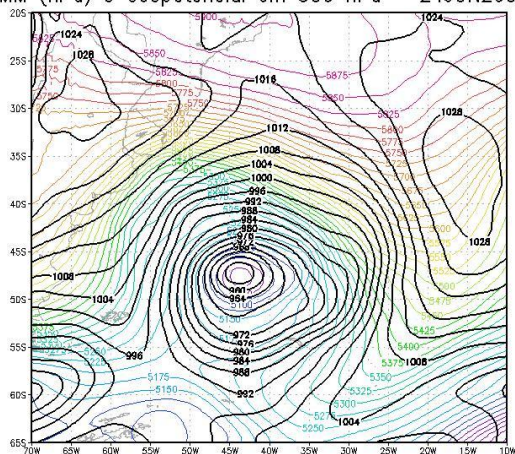
(b)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 24JUN200700Z



(c)

PNMM (hPa) e Geopotencial em 500 hPa – 24JUN200712Z

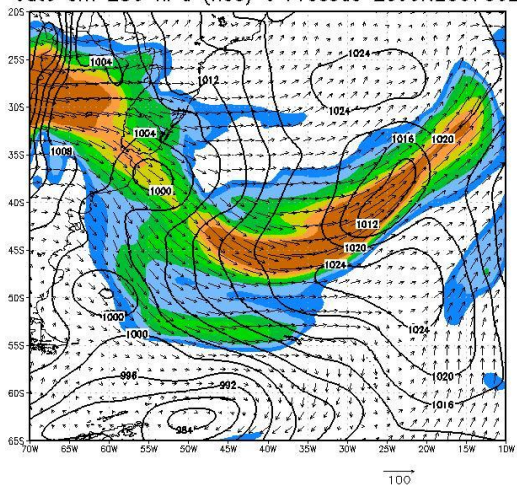


(d)

Figura 4.36 - PNMM (contornos em preto) e altura geopotencial em 500 hPa (contornos coloridos).

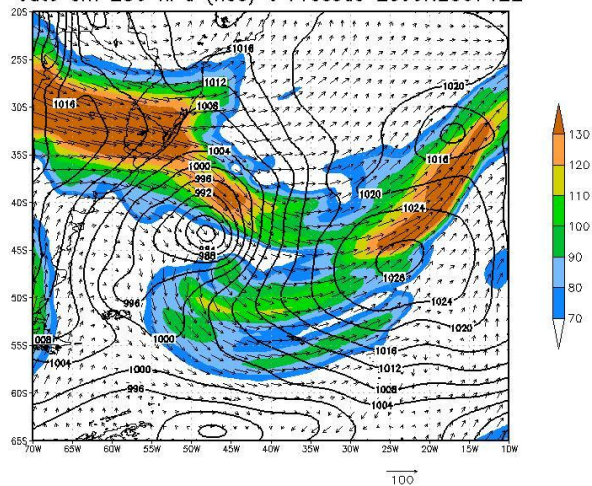
O acelerado e intenso aprofundamento do ciclone esteve associado a um forte jato em altos níveis (ventos superiores a 130 nós em 250 hPa) (Figura 4.37) que, durante o primeiro dia de desenvolvimento do ciclone, se posicionou de forma favorável à queda de pressão em superfície (saída polar do jato). A intensa corrente de jato evidencia o forte contraste térmico entre as massas de ar que interagiam na área do sistema frontal (Figura 4.38).

Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 23JUN200700Z



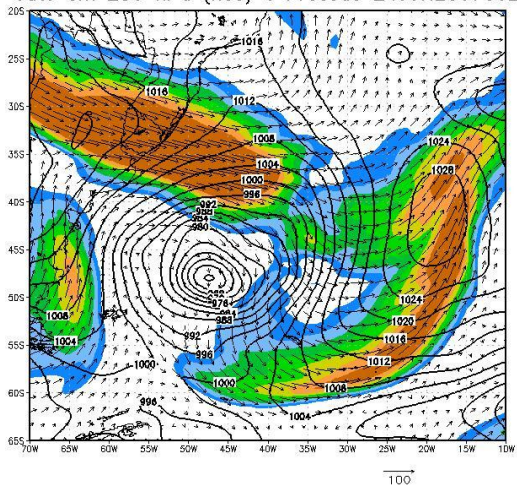
(a)

Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 23JUN200712Z



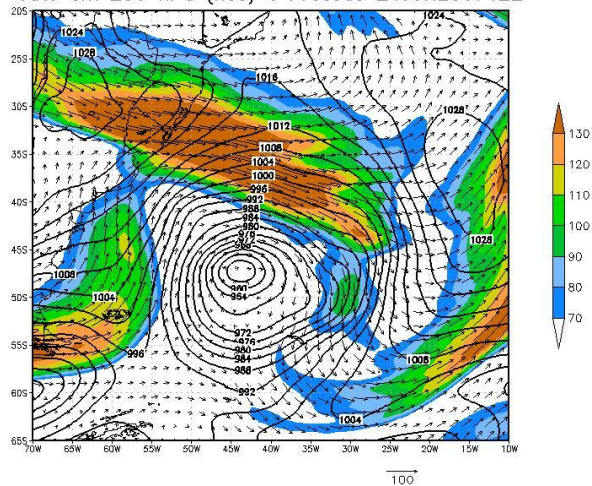
(b)

Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 24JUN200700Z



(c)

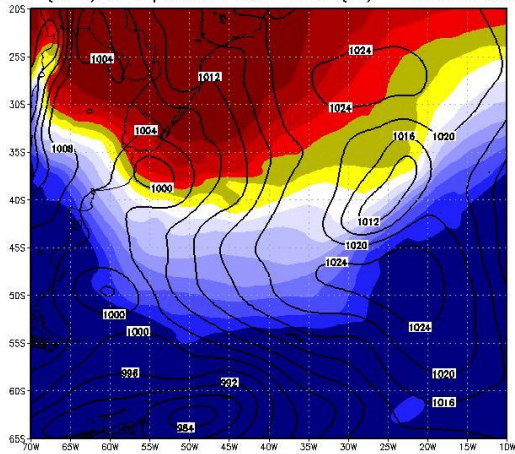
Jato em 250 hPa (nos) e Pressao 24JUN200712Z



(d)

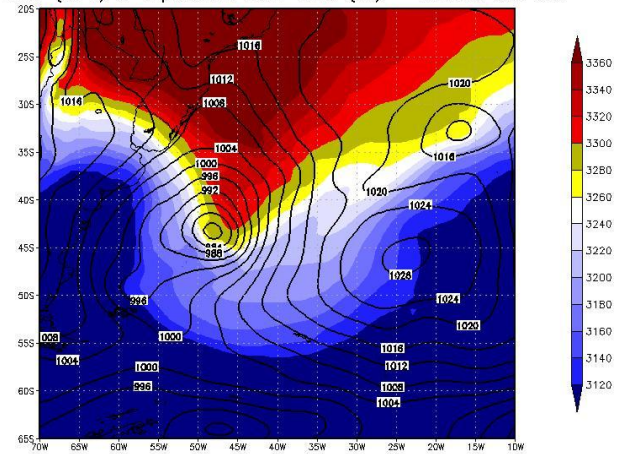
Figura 4.37 - PNMM (contornos em preto) e Jato em 250 hPa.

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 23JUN200700Z



(a)

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 23JUN200712Z



(b)

Figura 4.38 - Espessura da camada entre 900 e 600 hPa e PNMM (contornos em preto).

A Figura 4.38 mostra os intensos contrastes térmicos no interior do ciclone, nas suas primeiras 24 horas de desenvolvimento, através do forte gradiente de espessura entre as camadas de 900 hPa e 600 hPa no ciclone.

As imagens de satélite (Figura 4.39) mostram as diversas etapas de desenvolvimento do ciclone.

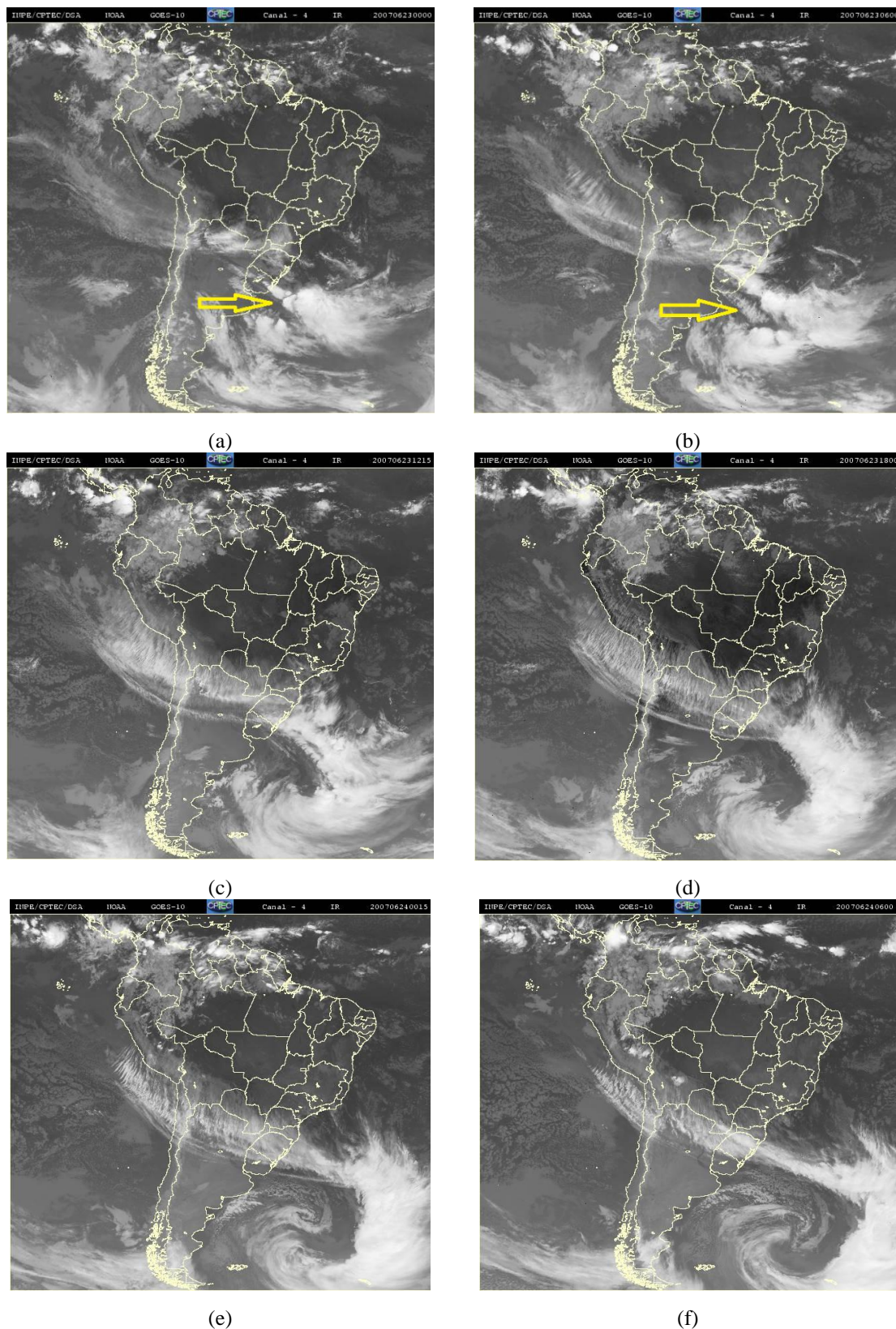


Figura 4.39 - Imagem do Satélite GOES-10, no canal infravermelho de 6 em 6 horas para o período de (a) 230000Z a (f) 241200Z.

Pelas imagens de satélite nota-se a grande atividade convectiva nas proximidades do centro do ciclone durante as primeiras horas do seu aprofundamento (destaque nas Figuras 4.39(a) e (b)). Portanto, a queda da pressão no ciclone contou com uma componente dinâmica, que residiu na instabilidade baroclínica, e teve a contribuição do aquecimento diabático realizado pela liberação de calor latente na atmosfera durante a condensação no processo de formação de nuvens convectivas. Nas imagens também é possível observar o intenso jato em altos níveis se estendendo de NW para SE, com uma “estrada” de nuvens cirriformes posicionada ao Norte do ciclone, apresentando padrão ondulatório de forma transversal ao deslocamento do ar em alta velocidade.

Os ventos em superfície atingiram mais de 30 m/s (aproximadamente 60 nós) (Figuras 4.40), numa área próxima à costa da Argentina e Uruguai. Os ventos geraram grandes ondas que se propagaram até a costa sul e sudeste do Brasil, gerando inclusive ressacas junto à costa.

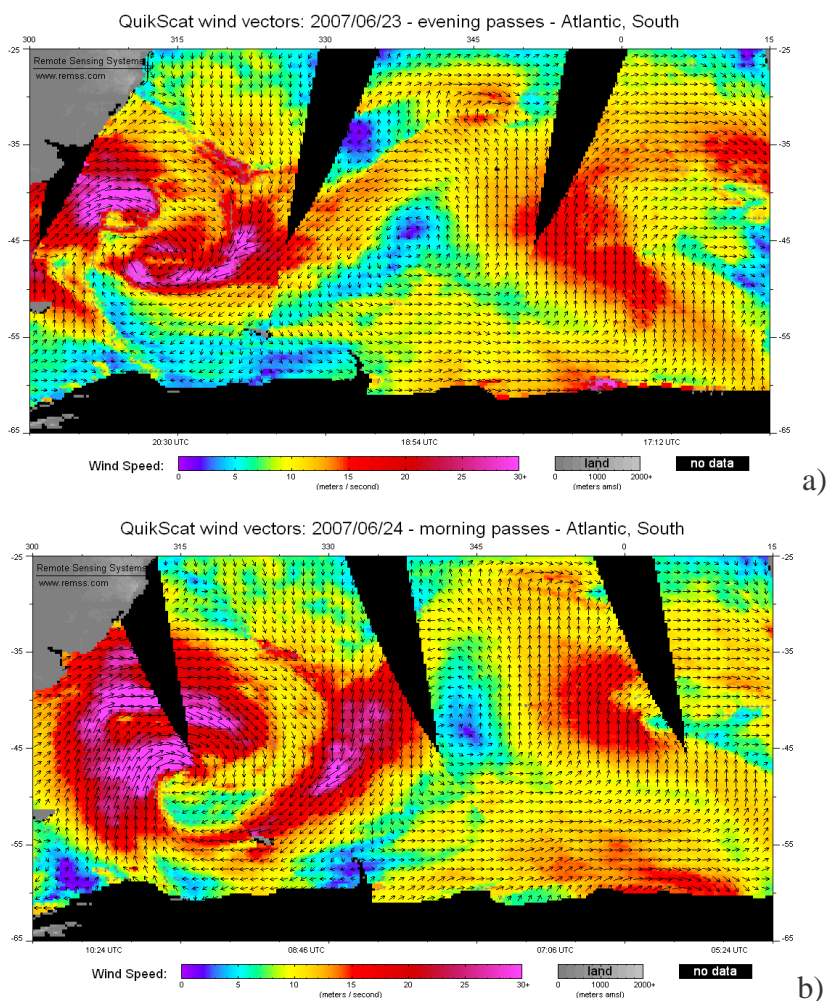


Figura 4.40 - Vento a 10 metros a partir de estimativa do Satélite *QUIKSCAT* para (a) passagem descendente do dia 23/06 e (b) passagem ascendente do dia 24/06.

Segundo os dados de reanálise *CFSR*, nas primeiras 24 horas sobre a superfície oceânica, o ciclone teve queda de pressão de 40 hPa e, segundo o modelo *GFS* (resolução espacial de $1,0^\circ$), conforme será visto posteriormente nos diagramas de fase, a queda também foi de 40 hPa neste período. Após a queda brusca das primeiras horas, a pressão no centro do ciclone estabilizou em 956 hPa.

Segundo Sanders e Gyakum (1980), um ciclone é dito ciclone “bomba”, por seu desenvolvimento explosivo, quando a sua pressão ao nível médio do mar decresce numa taxa de 1 bergeron ou mais. E 1 bergeron é definido como a taxa de queda da pressão em 24 horas multiplicado pelo fator $(\text{seno } \varphi / \text{seno } 60^\circ)$, onde φ é a latitude média do centro do ciclone durante sua trajetória nas 24 horas consideradas. Considerando a queda de 40 hPa nas primeiras 24 horas de trajetória marítima (dia 23), o ciclone teve uma redução de 1,29 bergeron. Portanto, segundo os dados de reanálise, o ciclone pode ser classificado como um ciclone de desenvolvimento explosivo.

Algumas características deste ciclone reforçam a idéia de seu desenvolvimento explosivo, já que são compatíveis com aquelas apresentadas por Sanders e Gyakum (1980) e por Lupo *et al.* (1991). Estes trabalhos chegaram à conclusão que ciclones de formação extratropical, ditos explosivos, ocorrem numa variada gama de TSM, que vai de 0°C a 23°C , e ocorrem dentro do jato de altos níveis ou no seu lado polar sob a divergência em altos níveis. O ciclone em estudo neste trabalho formou-se e passou toda a sua fase “explosiva” (de 00Z do dia 23 a 00Z do dia 24) dentro da faixa de TSM que vai de 10°C a 20°C e foi favorecido pela divergência da saída polar do jato.

Winston (1955) e Pyke (1965), *apud* Sanders e Gyakun (1980), associaram o rápido aprofundamento do ciclone com as fortes trocas de calor latente e calor sensível entre o ar frio continental e as temperaturas relativamente quentes da superfície do mar. Estas trocas são mais intensas, segundo eles, quando o ar frio se move rapidamente através de um intenso gradiente de TSM em direção às águas relativamente mais quentes. Na Figura 4.41, percebe-se que a área de atuação do ciclone em suas primeiras horas de vida foi marcada por um forte gradiente de TSM e por seus valores absolutos relativamente mais altos. Além disso, a massa de ar frio inicialmente deslocou-se continentalmente e depois sobre o oceano, em direção às águas mais quentes (o que significa um maior potencial de contribuição do oceano na energética do ciclone).

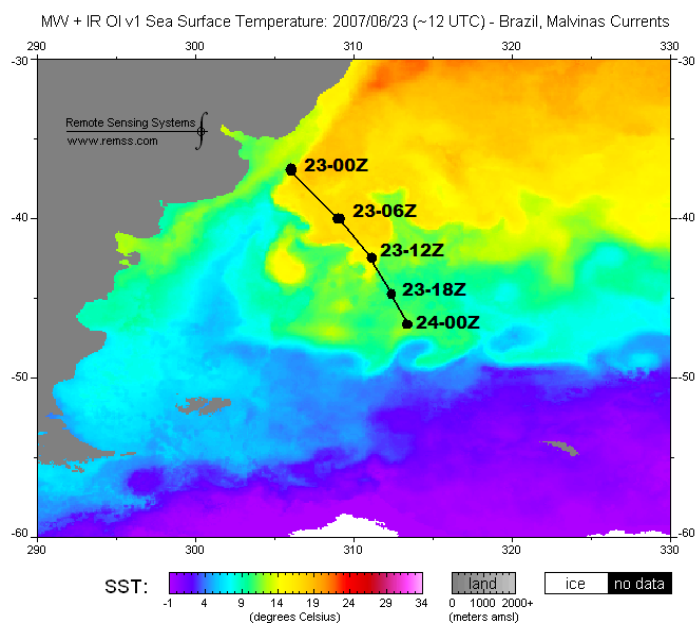


Figura 4.41 - TSM a partir de estimativa do Satélite *AQUA*, para o dia 23/06 às 1200Z e trajetória do ciclone ao longo do dia 23.

4.3.2 Análise dos diagramas de fase

O que chama a atenção para este ciclone e serve de motivação para o seu estudo é a presença de um núcleo quente em baixos níveis no auge de seu desenvolvimento. Essa característica vai de encontro com a teoria do desenvolvimento dos ciclones baroclínicos de latitudes médias, pois um ciclone com núcleo quente indica o enfraquecimento da sua circulação ciclônica com a altitude. No entanto, os ciclones extratropicais de origem baroclínica apresentam intensificação da circulação ciclônica, o que pode ser verificado pela presença do jato sobre a porção norte destes ciclones. E é justamente a presença do núcleo frio, com a intensificação do jato pelo vento térmico, que contribui para a queda da pressão no centro do ciclone devido a circulação ageostrófica induzida na saída do jato.

Os diagramas de fase deste ciclone (Figuras 4.42 e 4.43), ao contrário dos diagramas dos ciclones com características tropicais apresentados anteriormente, mostram a evolução do ciclone em questão de forma nítida e bem definida. Portanto, não é necessário fazer uma aproximação nos diagramas. Os ciclones extratropicais possuem maiores dimensões espaciais, permitindo que os modelos numéricos com resoluções espaciais menores resolvam o seu campo tridimensional de geopotencial de forma mais satisfatória.

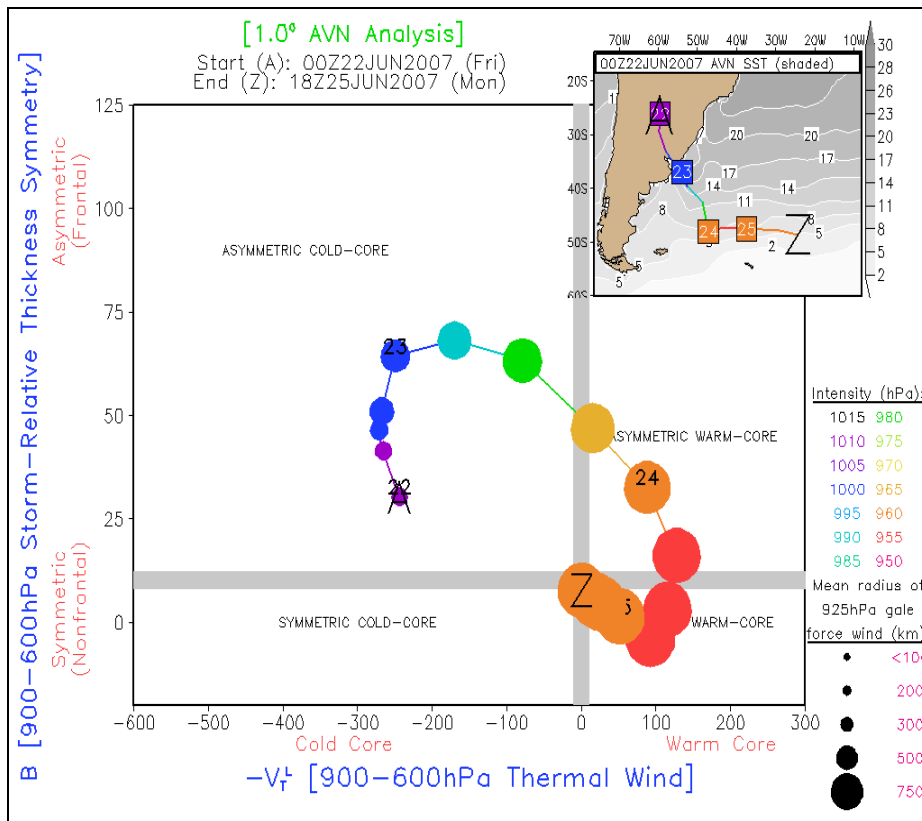


Figura 4.42 - Diagrama de Fase relacionando os parâmetros $-V_T^L$ e B obtidos através do modelo GFS (1,0°).
Fonte: FSU.

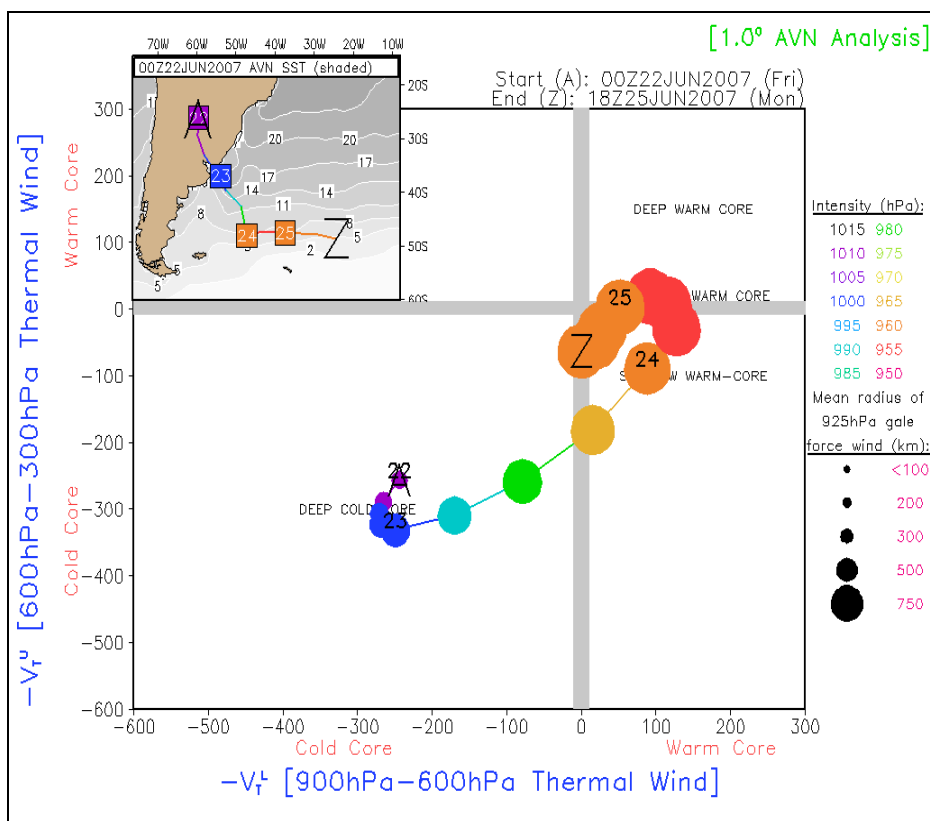


Figura 4.43 - Diagrama de Fase relacionando os parâmetros $-V_T^L$ e $-V_T^U$ obtidos através do modelo GFS (1,0°).
Fonte: FSU.

À primeira vista, o que se pode destacar nesses diagramas, em relação aos diagramas dos ciclones Catarina e Arani, é a diferença na dimensão e intensidade do ciclone apresentadas. Este ciclone “bomba” apresentou, segundo está análise, pressões inferiores a 960 hPa e áreas de vento muito forte (superior a 34 m/s), em 925 hPa, com raio superior a 750 km, enquanto os demais ciclones apresentaram pressões maiores que 1000 hPa e área de ventos fortes em 925 hPa com raio de no máximo 300 km.

A metodologia para análise de fase identificou através do modelo *GFS* que o ciclone surgiu às 00Z do dia 22 de junho, ainda sobre o continente. Analisando a Figura 4.42, observa-se que ao longo deste primeiro dia de desenvolvimento houve um aumento da assimetria térmica do ciclone, em resposta ao aumento do gradiente térmico pela advecção de ar com diferentes características na região da formação do sistema frontal. Também há um núcleo frio em baixos níveis. Portanto, o ciclone surgiu como um típico ciclone extratropical associado a uma frente, o que pode ser facilmente identificado pela posição ocupada pelo ciclone no diagrama de fase.

Ainda pela Figura 4.42 observa-se que a partir de 00Z do dia 23 (primeiro momento de análise em que o ciclone encontra-se no oceano) algumas transformações se processaram, como a redução da assimetria térmica do ciclone e a redução da intensidade do núcleo frio em baixos níveis, que na segunda metade do dia 23 deu lugar a um núcleo quente. Durante o dia 24 o núcleo quente intensificou e posteriormente enfraqueceu e a simetria do sistema continuou aumentando até atingir valores próximos a zero até o final da análise (dia 25).

Pela Figura 4.43 verifica-se que durante o dia 22 a intensidade do núcleo frio do ciclone aumentou suavemente em toda sua extensão vertical (até 300 hPa), porém a partir do início do dia 23 o núcleo frio começou a perder força, o que ocorre de forma mais rápida em baixos níveis. Como foi visto no diagrama anterior, ainda no dia 23 o sinal do vento térmico em baixos níveis inverteu, passando a caracterizar um núcleo quente. No entanto, acima de 600 hPa o núcleo continuou frio, apesar de enfraquecendo. A partir do dia 24 o núcleo quente em baixos níveis começou a enfraquecer e no final deste dia o ciclone teve algumas horas de núcleo completamente quente, quando o sinal do vento térmico também inverteu em altos níveis, porém com intensidade menor que abaixo de 600 hPa.

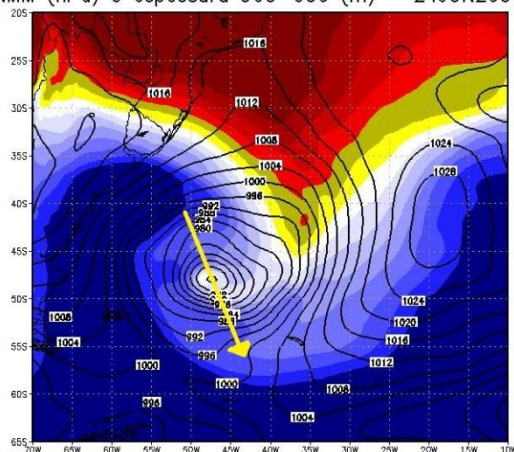
Após os momentos de núcleo quente aprofundado, quando o sinal do vento térmico se manteve positivo em toda sua extensão (até 300 hPa), houve uma nova

inversão do sinal do vento térmico em altos níveis, que voltou a ser negativo. Porém, em baixos níveis o núcleo continuou quente, enfraquecendo, mas não houve inversão do sinal até o final da análise.

Fazendo a análise dos dois diagramas em conjunto, conclui-se que o ciclone começou tipicamente extratropical, com núcleo frio profundo e forte assimetria térmica. O intenso núcleo frio indica uma grande aceleração dos ventos em altitude através da relação do vento térmico, que pode ser observado pela presença do jato em 250 hPa (Figura 4.37). Após o início de sua trajetória marítima e o seu rápido aprofundamento o ciclone ganhou um núcleo quente raso que se aprofundou gradativamente até o dia 24.

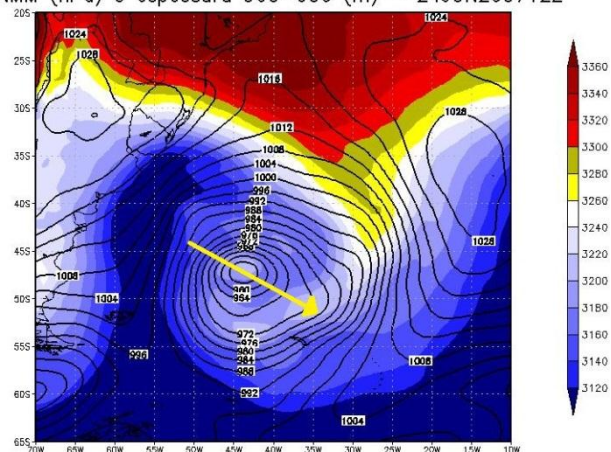
Dois fatores estiveram relacionados ao aparecimento do núcleo quente neste ciclone. O primeiro foi o aumento da liberação de calor latente pela intensa atividade convectiva próxima ao centro do ciclone nas suas primeiras horas sobre o oceano, causando o aquecimento da camada atmosférica, e o segundo reside no rápido e intenso aprofundamento do ciclone. Sanders e Gyakum (1980) afirmaram que ciclones “bomba” estão frequentemente associados aos aprisionamentos quentes. Isso é observado neste caso, onde o desenvolvimento explosivo levou à formação de um núcleo quente em baixos níveis pelo aprisionamento do setor quente do ciclone que foi rapidamente circundado pelo seu setor frio. O levantamento do ar quente pela cunha de ar frio aumentou a velocidade da queda da pressão à superfície, no centro do ciclone, pela hidrostática. Na Figura 4.44 observa-se o processo de aprisionamento do ar quente (maiores valores de espessura entre 900 hPa e 600 hPa, no centro do ciclone).

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 24JUN200700Z



(a)

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 24JUN200712Z



(b)

Figura 4.44 - Espessura entre 900 hPa e 600 hPa. Os vetores representam o deslocamento do ciclone em (a) 23/06 às 12Z e (b) 24/06 às 12Z.

No final do dia 23 e início do dia 24, os diagramas mostram que o ciclone estava numa fase típica dos ciclones com aprisionamento quente, corroborando a queda acentuada da pressão acima de 1 Bergeron.

A partir do dia 23 o ciclone foi perdendo sua assimetria, indicando a redução do gradiente de temperatura no ciclone, como consequência da mistura realizada. No dia 24, o ciclone estava completamente ocluso com valores de B próximos a zero, porém com um núcleo quente remanescente. Neste dia, a sua estrutura quente e simétrica atingida era similar a de um ciclone subtropical ou de um fraco ciclone tropical, do ponto de vista da análise de fase. No entanto, este ciclone teve origem totalmente diferente das estruturas tropicais convencionais, pois surgiu a partir de uma onda baroclínica e com características ambientais que inibem esse tipo de desenvolvimento.

As características tropicais adquiridas por este ciclone extratropical de origem frontal, de forma “forçada” pelas circunstâncias de seu desenvolvimento baroclínico, aparecem na Figura 4.45. Nela é possível observar a gradativa redução da inclinação do eixo do cavado, com a altitude, refletindo a oclusão do sistema, e a presença do núcleo quente e o seu consequente aprofundamento. O aparecimento do núcleo quente torna-se evidente pelo aumento da anomalia do geopotencial em baixos níveis, enquanto as maiores anomalias em altitude (característica dos ciclones extratropicais) enfraquecem e desaparecem.

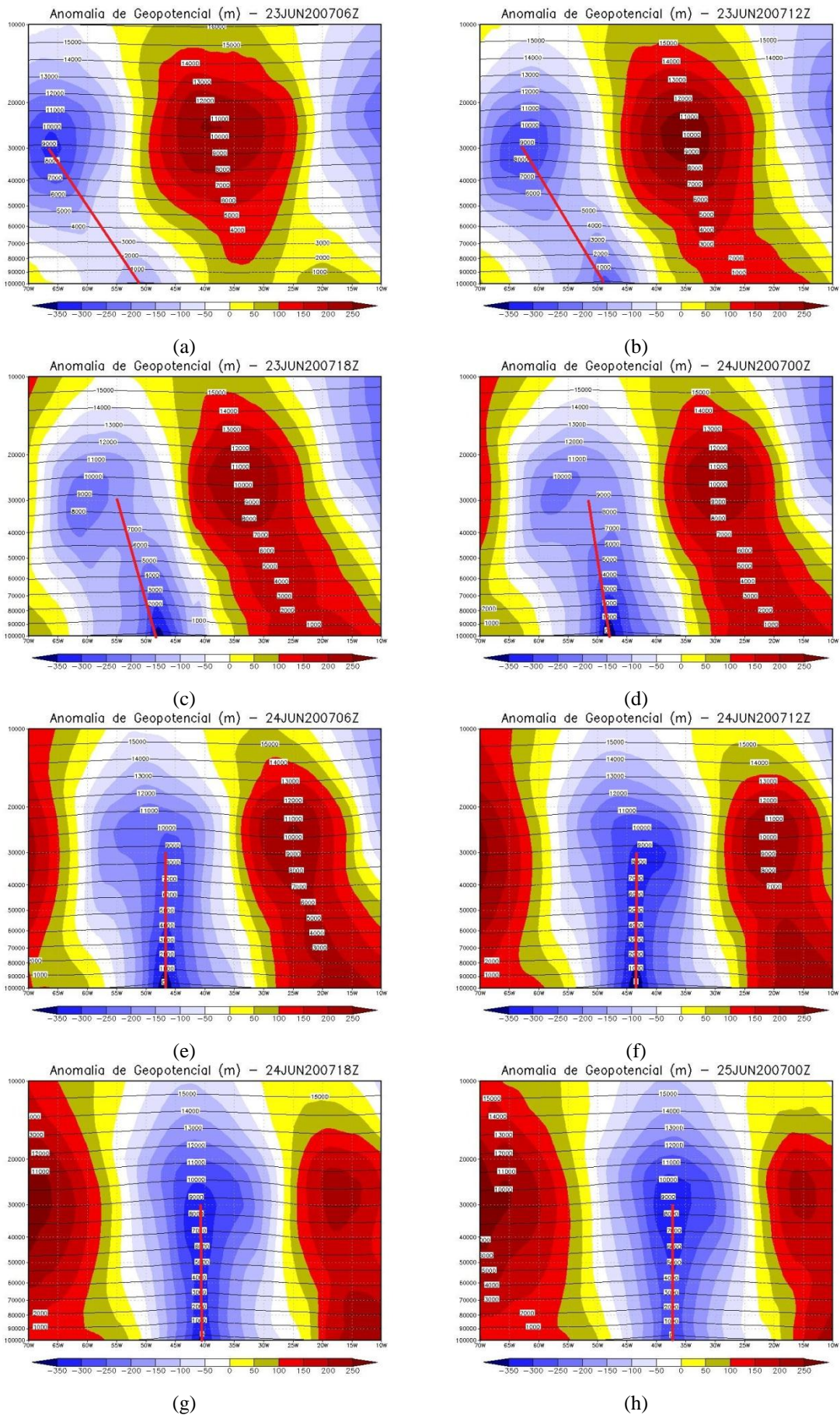
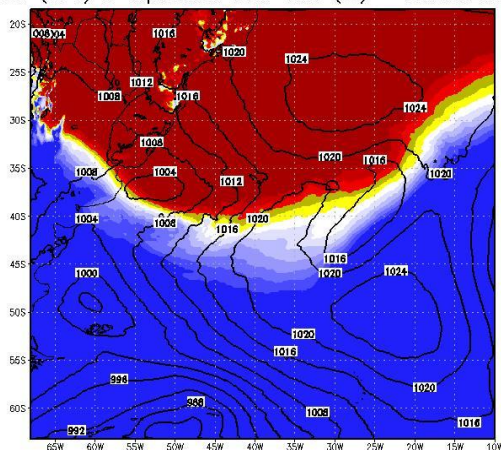


Figura 4.45 - Anomalia zonal de Geopotencial no centro do ciclone. Destacado em vermelho o eixo da anomalia de geopotencial.

4.2.3 Simulação com o WRF

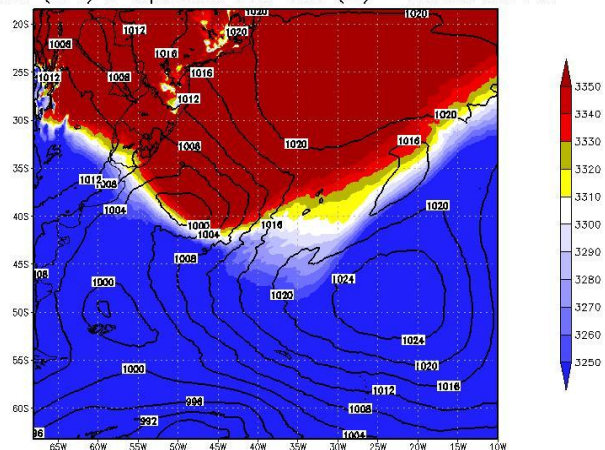
A simulação do ciclone extratropical com o WRF obteve bons resultados no posicionamento do sistema e na sua rápida e intensa queda de pressão (Figura 4.46). Entretanto, a redução de pressão nas primeiras 24 horas de desenvolvimento não foi tão intensa quanto a que ocorreu com os dados de reanálise.

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 23JUN200700Z



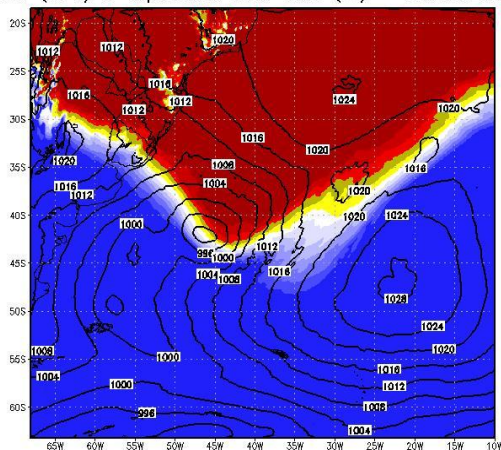
(a)

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 23JUN200706Z



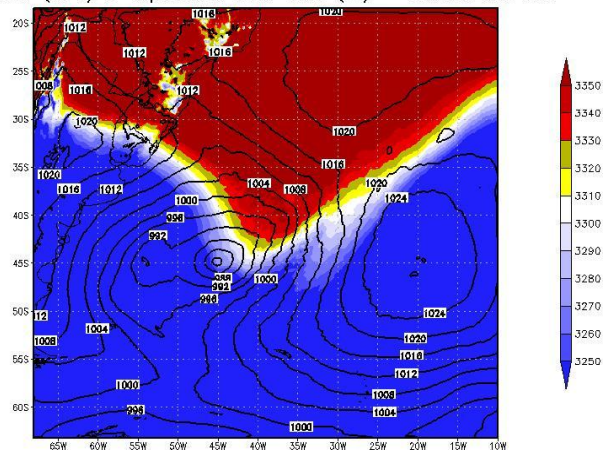
(b)

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 23JUN200712Z



(c)

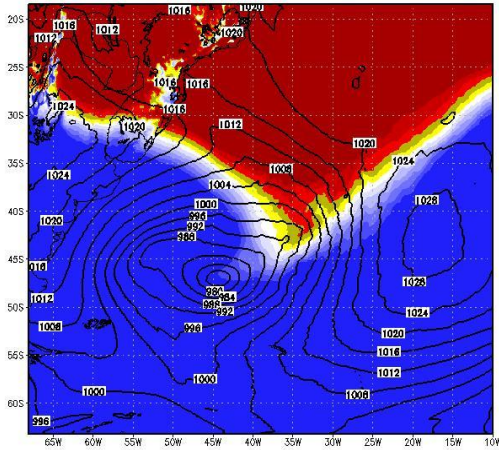
PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 23JUN200718Z



(d)

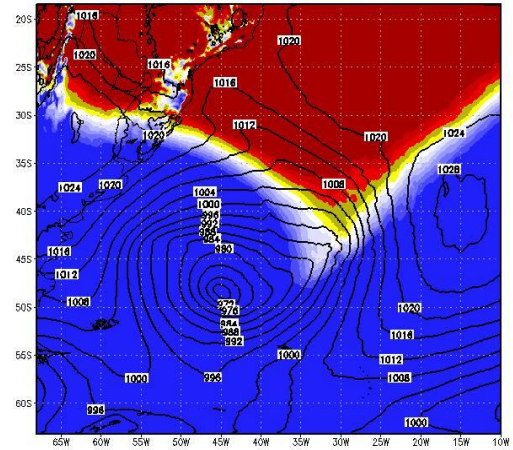
Figura 4.46 - Simulação com o WRF da espessura da camada entre 900 hPa e 600 hPa e PNMM (contornos em preto).

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 24JUN200700Z



(e)

PNMM (hPa) e espessura 900–600 (m) – 24JUN200706Z



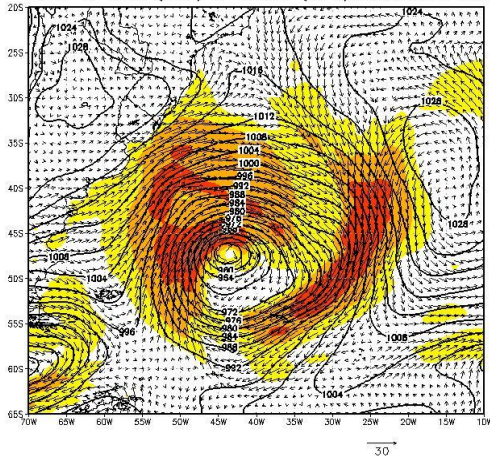
(f)

Figura 4.46 - Final.

Enquanto os dados do *CFSR* mostraram uma queda de cerca de 40 hPa em suas primeiras 24 horas, ou seja, aproximadamente 1,29 bergeron, a simulação com o *WRF* apresentou queda de 28 hPa no mesmo período (~0,95 bergeron). Portanto, segundo o critério de Sanders e Gyakum (1980), este ciclone simulado não seria um ciclone de desenvolvimento explosivo.

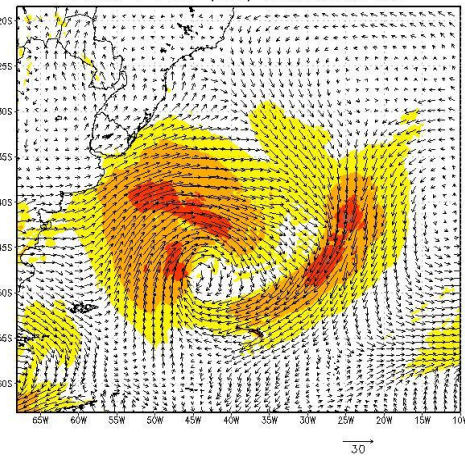
Mais uma vez os dados de reanálise estão mais coerentes. O vento máximo sustentado a 10 metros no *CFSR* foi de aproximadamente 60 nós, enquanto pelo *WRF*, ficou entre 45 e 50 nós (Figura 4.47). Já as estimativas por satélite indicam velocidades entre 55 e 60 nós, mostrando que a intensidade do ciclone apresentada pelos dados de reanálise corresponde mais à realidade.

Vento a 10m (nos) e PNMM (hPa) 24JUN200712Z



(a)

Vento a 10m (nos) 24JUN200712Z



(b)

Figura 4.47 - (a) PNMM e Vento a 10 metros usando o *CFSR* e (b) Vento a 10 metros usando o *WRF*.

A superestimativa das pressões pelo *WRF* pode estar relacionada ao papel crucial que os fluxos de superfície possuem na ciclogênese baroclínica costeira (BOSART, 1981). Os gradientes de TSM são fundamentais para a intensificação dos gradientes de temperatura do ar nos setores quente frio do ciclone, contribuindo para o aumento da energia potencial disponível na atmosfera e, conseqüentemente, para o seu aprofundamento. Portanto, se os gradientes de TSM não estiverem bem representados, o ciclone não aprofundará nos prognósticos numéricos. Gyakum (1983a,b) também ressalta o papel da magnitude e da distribuição vertical do aquecimento convectivo nos ciclones explosivos. Então, o correto tratamento do aquecimento diabático no interior do ciclone seria importante não apenas para os ciclones tropicais, mas também para os ciclones extratropicais de latitudes médias.

Como os diagramas de fase obtidos a partir dos modelos de baixa resolução espacial são adequados para a avaliação dos ciclones baroclínicos de latitudes médias, conforme constatado por Hart e Evans (2001), não serão gerados os diagramas de fase a partir do *WRF*, pois não agregaria valor ao trabalho e, neste caso, seria um esforço desnecessário para a caracterização do ciclone. O *GFS*, coerente com os dados do *CFSR*, consegue perceber bem as transformações essenciais deste ciclone “bomba”. A aplicação da simulação de alta resolução traria mais vantagens na confecção dos diagramas dos ciclones com características tropicais.

5. CONCLUSÕES

Como pôde ser observado no capítulo anterior, os três ciclones estudados ocorreram em uma faixa de latitudes que não excedeu 20 graus. No entanto, foram casos de ciclogêneses que apresentaram significativas diferenças quanto ao processo de formação e desenvolvimento. A dinâmica e a termodinâmica tiveram pesos diferentes na manutenção destas estruturas.

Observa-se atualmente um esforço de alguns centros de previsão na direção da classificação e representação dos ciclones não-convencionais em suas cartas de superfície. Talvez até o termo “não-convencional” não seja apropriado, pois a tendência reducionista de enquadrar todos os ciclones na origem frontal ou não-frontal é um equívoco. Os ciclones com características tropicais, apesar de em menor número, têm ocorrido com certa frequência e causado perplexidade aos meteorologistas, que não conseguem enquadrá-los em uma categoria bem definida teoricamente (tropical ou extratropical). Estudando a estrutura dos ciclones, chega-se à conclusão de que são poucos os ciclones que se mantêm durante todo o seu ciclo de vida em uma forma exclusivamente tropical ou exclusivamente extratropical.

O conceito de Espaço de Fase de Ciclones e os diagramas de fase, como representações gráficas das diversas etapas pelas quais um ciclone pode passar, surgem como valiosa contribuição na compreensão e na classificação dos ciclones. A utilização destas ferramentas para previsão de ciclones no Atlântico Sul pode auxiliar bastante na previsão de trajetória, sobretudo, na previsão da intensidade dos ciclones. Ter conhecimento da estrutura do ciclone e de quais mecanismos estão contribuindo para o seu desenvolvimento, aliado ao conhecimento do ambiente onde ele evolui, facilita a sua previsão.

Os diagramas de fase sintetizam um conjunto de informações que levariam muito tempo e exigiriam maior esforço se interpretadas separadamente. Por isso, para que os diagramas sejam usados de forma satisfatória, é necessário que os usuários tenham familiaridade com esta ferramenta e saibam o que significa cada movimento do ciclone dentro do espaço de fase. Além disso, os trabalhos que são realizados na direção de uma climatologia de espaço de fase para os diferentes Oceanos e na sumarização do enquadramento das diferentes estruturas ciclônicas nos diagramas de fase permitem que os meteorologistas obtenham rapidamente a informação do que pode ser esperado de

determinado ciclone ao conhecer o seu espaço de fase.

No caso do ciclone Catarina, o conhecimento prévio de sua estrutura e de seu deslocamento para Oeste poderia contribuir na previsão de sua intensificação durante sua aproximação da costa da região Sul. Seria mais fácil prever que o ciclone se intensificaria na presença das águas mais aquecidas da corrente do Brasil junto à costa, pois ele apresentou núcleo quente e não tinha como principal fonte de energia os contrastes de massas de ar (não-frontal), tendo em vista que se deslocou dentro de uma massa de ar relativamente fria e homogênea. Sem esse conhecimento, muitos poderiam pensar que o ciclone se enfraqueceria em virtude da fraca baroclinia e por estar se deslocando em uma massa de ar sem contrastes térmicos. Afinal, baixas desprendidas de sistemas frontais não costumam perdurar por muito tempo após perderem o seu suporte dinâmico e após a completa exaustão da energia potencial derivada dos contrastes de massas de ar, ocasionando o seu rápido enchimento e enfraquecimento dos ventos.

O ciclone Arani, com suas características subtropicais facilmente identificadas nos diagramas de fase, poderia ser melhor previsto em relação à sua intensidade e trajetória. Quando os primeiros modelos identificaram esta ciclogênese sem a presença de um sistema frontal, o que denotava a formação de um ciclone com características tropicais devido à sua forte simetria térmica, a possibilidade de um novo “Catarina” não estava descartada, apesar do seu deslocamento para leste. Mas os diagramas de fase indicavam que após sua intensificação inicial, o núcleo quente perderia intensidade e haveria uma transição extratropical alguns dias depois. Portanto, era de se esperar que o máximo de sua intensidade ocorreria no momento em que ele perdurou como tempestade subtropical, sem alcançar um núcleo quente profundo como os furacões, e posteriormente sendo absorvido por um sistema frontal que se aproximava.

Outra importante informação que poderia se extrair dos diagramas de fase do ciclone Arani foi a sua relativa intensificação após a transição extratropical. Como foi visto nos resultados, Hart e Evans (2001) e outros pesquisadores já haviam chegado à conclusão da intensificação dos ciclones com características tropicais durante e após a transição extratropical. Esta intensificação efetivamente aconteceu no ciclone Arani, mostrando que os diagramas são importantes na previsão das mudanças de intensidade dos ciclones e poderiam ter auxiliado os meteorologistas em termos de alertas a serem emitidos para os navegantes.

Já o ciclone extratropical estudado que se formou entre Argentina, Uruguai e

Brasil, através da análise prévia de seus diagramas de fase, seria facilmente identificado como ciclone de desenvolvimento explosivo devido às suas posições características nos diagramas. Poderia ser esperado ventos muito intensos e a conseqüente formação de agitação marítima que afetaria as costa Sul e Sudeste do Brasil, além da costa da Argentina e Uruguai. Como os ciclones “bomba” apresentam grande aprofundamento e fortes gradientes de pressão, as previsões de ciclones muito intensos nos modelos não seriam descartadas ou as previsões de ciclones fracos seriam questionadas, tendo em mãos diagramas de fase como estes que caracterizaram este ciclone. A formação de um núcleo aquecido devido ao aprisionamento do setor quente no rápido desenvolvimento baroclínico é um sinal de que se pode esperar ventos em superfície bastante intensos.

No entanto, como os diagramas de fase serão tão bons quanto os modelos que lhe dão origem, eles trazem consigo uma necessidade de detalhamento da modelagem numérica, sobretudo para o estudo dos ciclones com características tropicais. Para que os parâmetros que compõem os diagramas sejam calculados o mais próximo possível da realidade é imprescindível que o campo tridimensional do geopotencial esteja bem resolvido. Os parâmetros dependem única e exclusivamente dos valores de geopotencial e de sua distribuição espacial.

Os diagramas fornecidos pela *FSU* apresentados nos resultados, no caso dos ciclones Catarina e Arani, apresentaram valores muito próximos à origem dos gráficos, ao contrário dos diagramas do ciclone extratropical. Daí a necessidade da adequação da escala nos diagramas. Isso pode ser atribuído às características tropicais assumidas pelo Catarina e pelo Arani, enquanto o ciclone “bomba” manteve fortes características extratropicais. Como já foi discutido anteriormente, os ciclones de origem tropical apresentam menores dimensões espaciais e forte contribuição no seu desenvolvimento dos processos de mudança de fase na formação de nuvens. Como os diagramas de fase disponíveis são baseados em previsões de modelos globais com piores resoluções espaciais, poucos pontos de grade estão contidos no interior do ciclone e, portanto, pouco se conhece sobre o comportamento do geopotencial no seu interior.

Para a obtenção dos diagramas de fase de ciclones com características tropicais, sobretudo os ciclones que ocorrem no Atlântico Sul, que apresentaram menores dimensões espaciais e menor intensidade do que os que ocorrem no Atlântico Norte, é necessário o aumento da resolução do modelo de onde os diagramas serão extraídos. O objetivo é aumentar o número de pontos com dados no interior do ciclone e para que os

processos subgrade possam ser resolvidos de uma melhor maneira. A melhoria na análise e previsão do campo de geopotencial dos ciclones geraria diagramas mais confiáveis e as fases distintas do ciclone poderiam ser identificadas de forma mais categórica.

Uma dúvida pode surgir: se o modelo precisa melhorar para que a caracterização da fase do ciclone seja mais precisa, qual a utilidade dos diagramas, já que a melhoria nos modelos gerará campos meteorológicos mais próximos à realidade?

Para explicar esta questão, deve-se lembrar que os modelos numéricos são aproximações da natureza, e mesmo com a melhoria da resolução, das parametrizações e opções físicas, o modelo sempre será uma aproximação. Desta forma, os diagramas de fase ainda assim são úteis, pois aumentam o conhecimento das características do ciclone, independente dos seus campos prognósticos. Mesmo que o modelo não apresente a intensidade do vento ou a precipitação próxima à realidade ou então o deslocamento do ciclone na trajetória correta, o conhecimento dos seus diagramas de fase permite o conhecimento prévio das características comuns à determinada evolução no espaço de fase do ciclone. Por exemplo, mesmo que os campos prognósticos do ciclone Arani não apresentassem ventos intensos em superfície, com o conhecimento da evolução dos seus diagramas de fase seria impossível descartar a ocorrência de ventos intensos e até poderia se fazer uma estimativa deste campo, tendo em vista os inúmeros trabalhos publicados sobre os ciclones subtropicais. O mesmo poderia ocorrer em relação à trajetória, que mesmo embebida no escoamento de Oeste, deveria seguir os maiores valores de TSM (fonte de energia de ciclones subtropicais). Portanto, os diagramas são uma ferramenta a mais na tentativa da compreensão e previsão dos efeitos dos ciclones.

Outro exemplo pode ser o Catarina. Os modelos não especializados em furacões não conseguiram detectar sua profundidade real e conseqüentemente a sua intensidade no campo de vento, principalmente como consequência dos topos de nuvens que ocorreram mais baixos do que o normal para os ciclones tropicais, gerando uma imprecisão quanto à previsão da distribuição do calor latente de condensação em seu interior. No entanto, apesar disto, os diagramas de fase apontavam que suas características tropicais poderiam estar relacionadas a um ciclone mais aprofundado e intenso do que estava sendo previsto nos campos meteorológicos dos modelos.

Para os ciclones tropicais, além da melhoria da resolução espacial e temporal, é

necessária também boas condições de contorno de TSM. E a escolha adequada das opções físicas é fundamental, sobretudo para a previsão dos ciclones que apresentam características tropicais. Esta é outra contribuição que os diagramas de fase podem trazer para a previsão de tempo operacional, pois após o conhecimento das características térmicas que um ciclone pode vir a adquirir, pode ser dado um tratamento especial para ele, alterando as opções físicas do modelo ou inserindo vórtices sintéticos (bogus⁶), com o objetivo de prever através dos campos gerados pelos modelos a intensidade do ciclone mais próxima da realidade.

Os diagramas de fase para ciclones com fraco núcleo quente, a partir de modelos globais, devem ser analisados com cautela e o seu estudo qualitativo é mais importante que o quantitativo. Vale mais observar a tendência de evolução do sistema do que se prender aos valores absolutos dos parâmetros calculados. Já os ciclones extratropicais intensos e com forte núcleo frio, sobretudo os de latitudes médias, possuem resultados satisfatórios com os diagramas obtidos com os modelos globais. Como no caso do ciclone extratropical estudado, a resolução de 1,0° foi suficiente para mostrar a evolução do ciclone de forma clara e para se extrair importantes informações sobre o aprisionamento quente que se formou.

À primeira vista, analisando isoladamente a posição que o ciclone com aprisionamento quente assume no diagrama de fase, poderia se entender que trata-se de um ciclone tropical ou que estava prestes a sofrer uma transição tropical. No entanto, o processo de formação do núcleo quente observado neste ciclone teve uma origem totalmente diferente dos ciclones tropicais. Isso mostra que a simples avaliação de um ponto do diagrama de fase não é suficiente para se determinar o tipo de formação ciclônica. É importante analisar os diagramas como um todo, relacionando com informações disponíveis da dinâmica e termodinâmica, em todos os níveis da atmosfera.

Os diagramas de fase podem ser uma valiosa contribuição na previsão de ciclones, sobretudo no Oceano Atlântico Sul, onde a escassez de observações não permite o acompanhamento em tempo real de suas mudanças de estrutura e de intensidade.

Fica como sugestão para trabalhos futuros, a construção operacional dos diagramas de fase e a sua aplicação em modelos com resolução mais refinada.

⁶ Técnica onde um vórtice é introduzido artificialmente no modelo. Pode ser feito alterando a grande escala ou introduzindo dados que aumentem a intensidade do ciclone.

Também se sugere que os critérios propostos por Hart (2003) para a identificação dos ciclones e para o cálculo dos parâmetros de fase sejam verificados para os ciclones no Atlântico Sul e sejam feitas adaptações nestes critérios, caso seja necessário. Seria de grande valia a adequação da sua metodologia para o Atlântico Sul, tendo em vista que as características dos ciclones que ocorrem neste oceano são diferentes daquelas que ocorrem no HN.

Outra sugestão é a confecção de climatologias de fase dos ciclones no Oceano Atlântico Sul, conforme feito por Hart (2003) para o HN, e assim se obtenha um conhecimento aproximado de como ocorrem as transições de fase neste oceano.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHRENS, C. D. **Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment**. 6th ed. Pacific Groove, CA: Brooks/Cole Pub., 2000. 528 p.

BEVEN, J. L.: **A Study of three ‘Hybrid’ Storms**. In: 22nd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Fort Collins, CO. American Meteorological Society, 645-646, 1997.

BJERKNES, J., 1919. On the Structure of Moving Cyclones. **Monthly Weather Review**, v.47, p.95-99.

BJERKNES, J.; SOLBERG, H., 1922. Life Cycle of Cyclones and the Polar Theory of Atmospheric Circulation. **Geofys. Publ.**, v.3, p.1-18.

BOSART, L., 1981. The Presidents’ Day Snowstorm of 18-19 February 1979. A Subsynoptic-Scale Event. **Monthly Weather Review**, v.109, p.1542-1566.

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

CARLSON, T., 1980. Airflow through midlatitude cyclones and the comma cloud pattern. **Monthly Weather Review**, v.108, p.1498-1509.

CHARNEY, J. G., 1947. The Dynamics of Long Waves in a Baroclinic Westerly Current. **J. Meteorol.**, v.4, p.135-162.

CHARNEY, J. G.; A. ELIASSEN, 1964. On the Growth of the Hurricane Depression. **J. Atmos. Sci.**, v.21, p.68-75.

DERECZYNSKI, C., P.; HALLAK, R. Sistemas de Tipo Nuvem Vírgula. **Edição comemorativa Climanálise 10 anos**, INPE, 1996.

DIMEGO, G.J.; L.F. BOSART, 1982b. The Transformation of Tropical Storm Agnes into an Extratropical Cyclone. Part II: Moisture, Vorticity, and Kinetic Energy Budgets. **Monthly Weather Review**, v.110, p.412-433.

DOTY, B. E.; J.L. Kinter. **Geophysical Data Analysis and Visualization using GrADS. Visualization Techniques in Space and Atmospheric Sciences**, eds. E.P. Szuszcwicz and J.H. Bredekamp. (NASA, Washington, D.C.), 209-219, 1995.

DVORAK, V. F. **A Technique for the Analysis and Forecasting of Tropical Cyclone Intensities from Satellite Pictures**. NOAA Tech. Memo. NESS 45, 19 pp, 1973.

ELSBERRY, R. L., Ed. **Tropical cyclone motion. Global Perspectives on Tropical Cyclones**. Tech. Doc. WMO/TD-693, World Meteorological Organization, 289 pp, 1995.

EVANS, J. L.; HART, R., E., 2003. Objective Indicators of the Life Cycle Evolution of Extratropical Transition for Atlantic Tropical Cyclones. **Monthly Weather Review**, v.131, p.909-925.

FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica**. Pelotas: Ed. Universitária/UFPEL, v.4, 2001. 242p.

FERREL, W., 1856. An Essay on the Winds and Currents of the Ocean. **Nashville J. Med. and Surg.**, v.11, p.287-301.

FRANK, W. M., 1977a. The Structure and Energetics of the Tropical Cyclone. I. Storm Structure. **Monthly Weather Review**, v.105, p.1119-1135.

GRAY, WILLIAM M., 1968. Global View of the Origin of Tropical Disturbances and Storms. **Monthly Weather Review**, v.96, p.669-700.

GYAKUM, J. R., 1983a. On the Evolution of the QEII Storm. I: Synoptic Aspects. **Monthly Weather Review**, v.111, p.1137-1155.

GYAKUM, J. R., 1983b. On the Evolution of the QEII Storm. II: Dynamic and Thermodynamic Structure. **Monthly Weather Review**, v.III, p1156-1173.

HART, R. E.; EVANS, J. L., 2001. Climatology of the Extratropical Transition of Atlantic Tropical Cyclones. **J. Climate**, v.14, p.546-564.

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

HART, R. E.: **Hurricanes: A Primer on Formation, Structure, Intensity Change, and Frequency**. Ed: Jeff Kueter. Marshall Institute. 20pp, 2006.

HART, R. E.: **Cyclone Phase Space: One method to diagnose current & forecast cyclone structure**. Apresentação no Encontro Internacional Sobre Ciclones do Atlântico Sul, 2008. Disponível em <http://www.lpm.meteoro.ufrj.br/meeting/>.

HERBERT, P. J., 1973. Subtropical Cyclones. **Mariners Weather Log**, v.17, p.203-207, 1973.

HERBERT, P. J.; K. O. POTEAT: **A Satellite Classification Technique for Subtropical Cyclones**. NOAA tech. Memo. NWS SR-83, National Weather Service, 25 pp, 1975.

HIRSCHBERG, P. A.; J. M. FRITSCH, 1993. On Understanding Height Tendency. **Monthly Weather Review**, v.121, p.2646-2661.

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

HOLTON, J. R.: **An Introduction to Dynamic Meteorology**. 4th ed. New York: Elsevier Academic Press, 2004. 535 p

IWABE, C. M. N.; REBOITA, M. S.; CAMARGO, R., 2011. Estudo de caso de uma situação atmosférica entre 12 e 19 de setembro de 2008, com algumas características semelhantes ao evento Catarina. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.1, p.67-84.

JARVINEN, B. R.; C. J. NEUMANN; M. A. S. DAVIS,: **A Tropical Cyclone Data Type for the North Atlantic Basin, 1886-1983: Contents, Limitations, and Users**. NOAA Tech. Memo. NWS NHC 22, 21 pp, 1984.

KALNAY, E.: **Atmospheric Modeling, Data Assimilation, and Predictability**. Cambridge Univ. Press, 341 pp, 2003.

KUO, Y. H.; R. J. REED; S. LOW-NAM, 1992. Thermal Structure and Airflow in a Model Simulation of an Occluded Marine Cyclone. **Monthly Weather Review**, v.120, p.2280-2297.

LORENZ, E. N., 1955. Available Potential Energy and the Maintenance of the General Circulation. **Tellus**, v.7, p.157-167.

MARGULES, M.: **Über die Energie der Stürme**. Jahr. kaiskiin Zent. für Meteor., Vienna, 1903 (English translation by C. Abbe, 1910, Smithsonian Misc. Coll., Washington, D. C., 51,533-595).

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

MICHALAKES, J.; J. DUDHIA; D. GILL; J. KLEMP; W. SKAMAROCK, 1998. **Design of a Next-Generation Regional Weather Research and Forecast Model: Towards Teracomputing**, World Scientific, River Edge, New Jersey, p.117-124.

MICHALAKES, J.; S. CHEN; J. DUDHIA; L. HART; J. KLEMP; J. MIDDLECOFF; W. SKAMAROCK: **Development of a Next Generation Regional Weather Research and Forecast Model in Developments in Teracomputing**. Eds. Walter Zwiefelhofer and Norbert Kreitz. World Scientific, Singapore. pp. 269-276, 2001.

MICHALAKES, J.; J. DUDHIA; D. GILL; T. HENDERSON; J. KLEMP; W. SKAMAROCK; W. WAN: **The Weather Research and Forecast Model: Software Architecture and Performance**, 25-29, Reading U.K. Ed. George Mozdzynski, 2004.

MINER, T.; SOUSOUNIS, P. J.; WALLMAN, J; MANN, G., 2000. Hurricane Huron. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.81, p.223-236.

NEUMANN, C. J.: **Global overview. Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting**, WMO/TC-No. 560, Rep. TCP-31, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 220 pp., 1993.

NIEUWOLT, S.: **Tropical Meteorology**. Ed. Jonh Wiley and Sons, New York, 1977.

PALMEIRA, A. C. P. A. **Modelagem Numérica de Eventos Extremos de Altura Significativa de Ondas na Região Oeste do Atlântico Sul**. 2002. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Meteorologia) - IAG/USP, São Paulo - SP.

PALMÉN, E., 1948. On the Formation and Structure of Tropical Hurricanes. **Geophysica**, v.3, p.26-38.

PALMÉN, E., 1958. Vertical circulation and release of kinetic energy during the development of Hurricane Hazel into an extratropical storm. **Tellus**, v.10, p.1-23.

PETTERSSSEN, S., D. L.; MICHAELIDES, S. C., 1992. A Spatial and Temporal Energetics Analysis of a Baroclinic Disturbance in the Mediterranean. **Monthly Weather Review**, v.120, p.1224-1243.

PETTERSSSEN, S.; SMEBYE, S., 1971. On the Development of Extratropical Cyclones. **Q. J. Roy. Meteor. Soc.**, v.97, p.457-482.

PEZZA, A. B.; SIMMONDS I., 2005. The first south Atlantic hurricane. Unprecedented blocking, low shear and climate change. **Geo. Res. Let.**, L15712, 1-5.

PEZZA A. B.; SIMMONDS I.: **Large-scale Factors in Tropical and Extratropical Cyclone Transition and Extreme Weather Events.** In: Trends and directions in climate research. New York Academy of Sciences, New York. pp. 189-211, 2008.

RAMOS DA SILVA, R.; SILVA DIAS, P. L.; GANDU, A.; MOREIRA, D., S.: Impactos da Temperatura da Superfície do Mar no Ciclone Catarina. In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Fortaleza CE. **Anais...** Fortaleza, 2004. CD-ROM.

REALE, O.; R. ATLAS, 2001. Tropical Cyclone-Like Vortices in the Extratropics: Observational Evidence and Synoptic Analysis. **Weather Forecasting**, v.16, p.7-34.

REED, R. J.; KUO, Y. H.; LOW-NAM, S., 1994. An Adiabatic Simulation of the ERICA IOP 4 Storm: an Example of Quasi-Ideal Frontal Cyclone Development. **Monthly Weather Review**, v.122, p.2688-2708.

SAHA, S. *et al*, 2010. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **B. Am. Meteorol. Soc.**, v.91, p.1015-1057.

SANDERS F.; GYAKUM, J. R., 1980. Synoptic-Dynamic Climatology of the “Bomb”. **Monthly Weather Review**, v.108, p.1589-1606.

SELLERS, A. H.; ZHANG, H.; BERZ, K.; EMANUEL, K.; GRAY, W.; LANDSEA, C.; HOLLAND, G.; LIGHTILL, J.; SHIEH, S. L.; WEBSTER, P.; MCGUFFIE, K., 1998. Tropical Cyclone and Global Climate Change: a post-IPCC assessment. **B. Am. Meteorol. Soc.**, v.79, p.19-38.

SILVA DIAS, P. L.; SILVA DIAS, M. A.; SELUCHI, M.; DINIZ, F. de A. O Ciclone Catarina: Análise Preliminar da Estrutura, Dinâmica e Previsibilidade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13, 2004, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: 2004. 1 CD-ROM.

SHAPIRO, L. J.; D. KEYSER,: **Fronts, Jet Streams, and the Tropopause. Extratropical Cyclones.** The Eric Palmén Memorial Volume, C. W. Newton and E. O. Holopainen, Eds., Amer. Meteor. Soc., 167-191, 1990.

SHAW, W., N.: **The Birth and Death of Cyclones.** Geophys. Mem. 2, No.19, 213-227, 1922.

TAMURA, S. T., 1905. Doctor Margules on the Energy of Storms. **Monthly Weather Review**, v.33, p.519-521.

WALKER, J. M.: **Compendium of Lecture Notes in Marine Meteorology for Class III and Class IV Personnel.** World Meteorological Organization, 320 p, 1991.

WALLACE, M., J.; HOBBS, P., V. **Atmospheric Sciences: An Introduction Survey.** New York: Academic Press, 2006, 467 p.