

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISA EM SENSORIAMENTO
REMOTO E METEOROLOGIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

SITUAÇÕES ATMOSFÉRICAS QUE PROPICIAM AS
MARÉS METEOROLÓGICAS

GUSTAVO GUTERRES RIBEIRO

Orientador: Dr. Jorge Ricardo Ducati
Co-orientador: Dra. Jaci M. B. Saraiva

Dissertação apresentada como
requisito parcial para a obtenção do
grau de Mestre em Sensoriamento
Remoto, área de concentração em
Meteorologia.

Porto Alegre, RS
Setembro de 2003

AO PATRÃO DA ESTÂNCIA MAIOR, DEUS.

AGRADECIMENTOS

À minha Prof. Jaci M. B. Saraiva, pela excelente orientação, por acreditar neste trabalho;

À minha amiga Jaci, pela amizade, ajuda e compreensão nas horas difíceis;

À minha família, que sempre me incentivaram a não desistir das coisas. A vocês dedico com amor este trabalho.

Aos professores do curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto e Meteorologia;

Aos meus ex-professores da Universidade Federal de Pelotas, que de um jeito ou de outro me ajudaram;

Aos meu colegas do Laboratório de Meteorologia da FURG;

À Prof. Nisia Krusche, pelas ajudas e pela ajuda na elaboração do abstract;

Aos meus colegas, ex-colegas e futuros colegas do Curso de Meteorologia da UFPel;

À família Padula, que se tornou minha segunda família nestes dois últimos anos;

À namorada Jeanine Acosta, pelo apoio e incentivo;

À todas as pessoas que de um jeito ou de outro me ajudaram na realização deste trabalho.

SUMÁRIO

Resumo	vi
Abstract	vii
Lista de Tabelas	viii
Lista de Figuras	ix
Lista de Abreviaturas	xii
Lista de Símbolos	xiii
Capítulo I	
1.1. Introdução	01
1.2. Objetivo	03
Capítulo II	
2. Revisão Bibliográfica	04
2.1. Ciclones no Hemisfério Sul	04
2.2. Conseqüências de Ciclones sobre os Oceanos	07
Capítulo III	
3. Metodologia	10
3.1. Uma Breve Discussão do Modelo RAMS	10
3.1.1. As principais equações do RAMS	15
3.1.2. Estrutura da Grade	16
3.1.3. Sistema de Coordenadas	16
3.1.4. Aninhamento de Grades	17
3.1.5. Condições de Fronteira	17
3.1.5.1. Fronteira Lateral	17
3.1.5.2. Fronteira Vertical	18
3.1.6. Parametrizações do Modelo	18
3.1.6.1. Parametrização de Camada Superficial	18
3.1.6.2. Parametrização de Solo	20
3.1.6.3. Parametrização de Vegetação	21
3.1.6.4. Parametrização de Convecção	22
3.1.6.5. Parametrização de Radiação	23

3.1.6.6. Parametrização de Microfísica de Nuvens	23
3.1.6.7. Parametrização de Turbulência	23
3.1.7. Algumas Aplicações do Modelo RAMS	24
3.2. Visualização das Saídas do Modelo	25
3.3 Experimentos Realizados	25
3.3.1. Experimento 1 (Modelo Global)	25
3.3.2. Experimento 2 (Modelo ETA)	26
 Capítulo IV	
4. Definição do Evento	28
4.1. Análise de Imagens e Carta Sinótica	28
4.2. Modelo Global X Modelo ETA	33
4.2.1 Pressão e Vento em 1000 hPa	34
4.2.2 Vorticidade em 500 hPa	43
4.3. Análise Sinótica (RAMS/Global X RAMS/ETA)	49
4.3.1 Pressão e Vento em 1000 hPa	50
4.3.2 Vorticidade em 500 hPa	59
4.4. Análise de Mesoescala (Fluxos Superficiais de Calor)	67
 Capítulo V	
5. Conclusões	77
 Capítulo VI	
6. Referências Bibliográficas	79

SITUAÇÕES ATMOSFÉRICAS QUE PROPICIAM AS MARÉS METEOROLÓGICAS^{/1}

AUTOR: GUSTAVO GUTERRES RIBEIRO

ORIENTADOR: Dr. JORGE RICARDO DUCATI

CO-ORIENTADOR: Dra. JACI M. B. SARAIVA

O objetivo central deste trabalho consiste, a partir de um caso de ciclogênese ocorrido na costa leste do América do Sul, caracterizar as condições sinóticas favoráveis ao desenvolvimento de ciclones marítimos que possam gerar ressacas. Uma ciclogênese desenvolveu-se a leste da Argentina dia 03 de maio de 2001. Neste mesmo dia sobre o continente, existia um centro de alta pressão, que em conjunto com este ciclone marítimo formava um pista de vento de quadrante sul, paralelo ao continente, deixando o mar revolto, aumentando nível no extremo sul do Brasil, como registrado pela tábua de maré da cidade de Rio Grande, no estado do Rio Grande de Sul. No dia 04 de maio, à leste do estado de São Paulo, outro ciclone começa a se formar, intensificando a pista de vento pré existente. A metodologia utilizada afim de atingir os objetivos propostos, foi a da modelagem numérica. Utilizou-se modelo *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS). Foram utilizados como entrada dados de outros dois modelos, modelo Global e Modelo ETA. Para ambos os experimentos usando o RAMS, observou-se que o ciclone do dia 04 teve sua gênese em torno de 25°S e 45°W, se deslocando para sudeste. Na análise de mesoescala, foi observado que durante o período estudado os ventos sempre tiveram uma componente de sul e que os mais intensos ventos ocorreram em 28°S e 48°W, pois nesta região haviam maiores valores de gradiente de pressão, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente, já que é também nesta região onde se verifica a maior temperatura da superfície do mar.

^{/1} Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre/RS, (84 p.), Setembro de 2003.

ATMOSPHERIC SITUATIONS THAT FAVORED METEOROLOGICAL TIDES /1

AUTHOR: GUSTAVO GUTERRES RIBEIRO

ORIENTATION: Dr. JORGE RICARDO DUCATI

CO-ORDINATION: Dra. JACI M. B. SARAIVA

This research aims to characterize the synoptic conditions that favored the development of marine cyclones which may generate sea level rise, from the study of a cyclogenetic event which occurred at the east coast of South America. The cyclogenesis developed to the east of Argentina on May, 3rd 2001. Over the continent, in the same day, there was a high pressure center which, along with the marine cyclone, favored the establishment of a wind fetch from the Southern quadrant, parallel to the continent. The sea was tempestuous and there was a rise in sea level at the extreme south of Brazil, according to the record of the tide ruler of Rio Grande city, in Rio Grande do Sul state. On May, 4th, to the east of São Paulo state, another cyclone began to form, intensifying the already existing wind fetch. The methodology applied to achieve the objectives of this research was numerical modeling. The Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) was employed. Data input was obtained from two other models: the GLOBAL model, and the ETA model. For both experiments using RAMS, it was observed that the cyclone formed on day 4th have its genesis about 25°S and 45°W, following a path to the Southeast. In the mesoscale analysis, it was observed that the winds had always a southern component and that the highest winds occurred in 28°S and 48°W. That happened because the highest pressure gradients, latent heat fluxes, and sensible heat fluxes were found in this region, which is also the region where the highest sea surface temperature is also found. The RAMS model has proven to be an adequate tool to study and characterize the situations which favored the development of marine cyclones which may generate sea level rise.

/1 Master Science Thesis, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Graduate Course in Remote Sensing, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre/RS, (84 p.), September de 2003.

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Tabela de resumo do modelo RAMS versão 4.3	11
Tabela 3.2 – Tipos de Solos disponibilizados pelo RAMS	20
Tabela 3.3 – Tipos de Vegetação disponibilizados pelo RAMS	21
Tabela 4.1 – Tabela adaptada do Meteoromarinha	32

LISTA DE FIGURAS

Figura 3 – 1) Localização e Resolução Espacial das Grades Aninhadas; 2) Temperatura da Superfície do Mar da Grade 1; 3) Temperatura da Superfície do Mar da Grade 2 e 4) Temperatura da Superfície do Mar da Grade 3	27
Figura 4.1.1 – Imagens de Satélite do dia 03 de maio: 1 e 3) às 00 UTC e 2 e 4) às 12 UTC	28
Figura 4.1.2 – Carta Sinótica de Superfície do dia 05 de maio de 2001 às 12UTC	30
Figura 4.1.3 – Carta sinótica de superfície da DHN	31
Figura 4.1.4 – Dados da régua de maré de Rio Grande/RS para maio de 2001, onde a linha em azul significa os dados filtrados, a linha em vermelho os dados não filtrados e a linha em preto a média anual	33
Figura 4.2.1.1 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 00 UTC do dia 04: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	34
Figura 4.2.1.2 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 06 UTC do dia 04: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	35
Figura 4.2.1.3 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 12 UTC do dia 04: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	36
Figura 4.2.1.4 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 18 UTC do dia 04: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	37
Figura 4.2.1.5 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 00 UTC do dia 05: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	38
Figura 4.2.1.6 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 06 UTC do dia 05: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	39
Figura 4.2.1.7 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 12 UTC do dia 05: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	40
Figura 4.2.1.8 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 18 UTC do dia 05: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	41
Figura 4.2.1.9 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 00 UTC do dia 06: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	42
Figura 4.2.1.10 – Deslocamento dos sistemas de superfície desde às 00 UTC do dia 04 de maio até as 00 UTC do dia 06 de maio de 2001: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	43

Figura 4.2.2.1 – Vorticidade em 500 hPa às 00 UTC do dia 04: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	44
Figura 4.2.2.2 – Vorticidade em 500 hPa às 06 UTC do dia 04: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	44
Figura 4.2.2.3 – Vorticidade em 500 hPa às 12 UTC do dia 04: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	45
Figura 4.2.2.4 – Vorticidade em 500 hPa às 18 UTC do dia 04: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	46
Figura 4.2.2.5 – Vorticidade em 500 hPa às 00 UTC do dia 05: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	46
Figura 4.2.2.6 – Vorticidade em 500 hPa às 06 UTC do dia 05: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	47
Figura 4.2.2.7 – Vorticidade em 500 hPa às 12 UTC do dia 05: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	48
Figura 4.2.2.8 – Vorticidade em 500 hPa às 18 UTC do dia 05: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	48
Figura 4.2.2.9 – Vorticidade em 500 hPa às 00 UTC do dia 06: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA	49
Figura 4.3.1.1 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 00 UTC do dia 04: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	50
Figura 4.3.1.2 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 06 UTC do dia 04: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	51
Figura 4.3.1.3 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 12 UTC do dia 04: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	52
Figura 4.3.1.4 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 18 UTC do dia 04: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	53
Figura 4.3.1.5 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 00 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	54
Figura 4.3.1.6 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 06 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	55
Figura 4.3.1.7 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 12 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	56
Figura 4.3.1.8 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 18 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	57

Figura 4.3.1.9 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 00 UTC do dia 06: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	58
Figura 4.3.1.10 – Deslocamento dos sistemas de superfície desde às 00 UTC do dia 04 de maio até as 00 UTC do dia 06 de maio de 2001: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	59
Figura 4.3.2.1 – Vorticidade em 500 hPa às 00 UTC do dia 04: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	60
Figura 4.3.2.2 – Vorticidade em 500 hPa às 06 UTC do dia 04: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	61
Figura 6.1.2.3 – Vorticidade em 500 hPa às 12 UTC do dia 04: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	62
Figura 4.1.2.4 – Vorticidade em 500 hPa às 18 UTC do dia 04: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	63
Figura 4.1.2.5 – Vorticidade em 500 hPa às 00 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	64
Figura 4.1.2.6 – Vorticidade em 500 hPa às 06 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	64
Figura 4.1.2.7 – Vorticidade em 500 hPa às 12 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	65
Figura 4.1.2.8 – Vorticidade em 500 hPa às 18 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	66
Figura 4.1.2.9 – Vorticidade em 500 hPa às 00 UTC do dia 06: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	67
Figura 4.4.1 – Corte Feito na latitude de 28°S	68
Figura 4.4.2 – Variação Temporal da Pressão e do Vento em 1000 hPa: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	69
Figura 4.4.3 – Variação Temporal do FCS e Vento Zonal em 28°S: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	70
Figura 4.4.4 – Variação Temporal do FCS e da Temperatura em 28°S: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	71
Figura 4.4.5 – Corte feito no ponto de 28°S e 48°W	72
Figura 4.4.6 – Variação Local do FCS e da Temperatura em 28°S e 48°W: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	72

Figura 4.4.7 – TSM e FCS às 06 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	73
Figura 4.4.8 – Figura 6.2.6- Variação Temporal do FCL e Vento Zonal em 28°S: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	74
Figura 4.4.9 – Variação Local do FCL e da Umidade Relativa em 28°S e 48°W: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	75
Figura 4.4.10 – TSM e FCL às 06 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	75
Figura 4.4.11 – Variação Temporal do FCS e do FCL em 28°S e 48°W: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2)	76

CAPÍTULO I

1.1. INTRODUÇÃO

O planeta em que vivemos é constituído por dois fluídos, o oceano e a atmosfera, que são regidos pelas mesmas leis, porém suas diferenças físicas, determinam forças, e conseqüentemente movimentos, de várias escalas. Contudo, as interações entre os mesmos é de grande importância. Dados oceânicos, em geral em todo o mundo, são de difícil acesso, principalmente dados do Atlântico Sul, que é pouco explorado, possuindo assim, limitado banco de dados e por sua vez um pequeno número de estudo. Com uso de ferramentas como: sensoriamento remoto e modelos numéricos, surgem uma grande fonte de dados viável para a pesquisa, com relativo baixo custo.

O litoral das regiões sul e sudeste do Brasil é ocupado por milhares de pessoas, muitas das quais, têm no mar sua principal fonte econômica. Estas pessoas muitas vezes enfrentam tempestades perigosas, como as provocadas pelos ciclones extratropicais, que se intensificam quando passam do continente para o oceano e sobre este, podendo causar ressacas e ondas de tempestade. Durante as ressacas, os maiores problemas ocorrem justamente com as essas pessoas, devido ao aumento do nível do mar e as ondas geradas pelas tempestades, que podem atingir as embarcações que se encontram próximas ao litoral ou em alto mar, podendo causar perdas materiais e humanas.

Ciclones extratropicais podem produzir poderosos campos de ventos e gerar ondas de grande amplitude e marés meteorológicas (Bedran, 2000).

Maré meteorológica (fator meteorológico responsável pelas variações do nível do mar) é definida como a diferença entre a maré observada e a maré astronômica calculada para um determinado local. O principal fator para a geração da maré meteorológica é a pista de vento, que é o tamanho da área oceânica onde efetivamente ocorre a troca de momento entre o ar e o mar (Marone & Camargo, 1994).

O processo de intensificação rápida de ciclones extratropicais tem sido denominado de várias maneiras: ciclogênese intensa, explosiva ou de costa leste, que não necessariamente precisa ser explosiva (Miller, 1946; Chen et al., 1992). A ciclogênese explosiva resulta da interação de fatores como: instabilidade baroclínica com processos diabáticos de Liberação de Calor Latente (LCL) e os Fluxos de Calor Sensível e Latente (Sanders e Gyakum, 1980; Wash et al., 1992).

Geralmente a intensificação rápida de ciclones extratropicais ocorre na costa leste dos continentes, estando associada ao forte gradiente de Temperatura da Superfície do Mar (TSM), encontrado na região oeste dos oceanos, como descrito por Sanders e Gyakum (1980). No período de inverno, a variação de TSM na região costeira da América do Sul apresenta-se sob o domínio de duas correntes: a corrente do Brasil e a corrente das Malvinas, que apresentam significativa variação interanual (Olson et al., 1988).

Especialmente para ciclones com rápido e intenso aprofundamento (Sanders e Gyakum, 1980), as simulações numéricas têm demonstrado que a liberação de calor latente contribui com uma parte significativa (entre 30 – 50%) da taxa de aprofundamento (Liou e Elsberry, 1987; Ruo et al., 1996; Kuo e Low-Nam, 1990; Reed et al., 1988; Kuo et al., 1991).

A liberação de calor latente pelas nuvens cumulus profundas é uma importante fonte de energia para o desenvolvimento de ciclones em latitudes médias, principalmente nas regiões oceânicas (Carlson, 1994).

Por isso é de suma importância o monitoramento e o estudo dos ciclones extratropicais marítimos ao longo do Oceano Atlântico Sudoeste.

1.2. OBJETIVO

Este trabalho tem por objetivo, a partir de um estudo de caso, caracterizar a situação sinótica favorável ao desenvolvimento de ciclones marítimos ao longo da costa e as características dos mesmos que geram as ressacas.

CAPÍTULO II

2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Ciclones no Hemisfério Sul

Ciclones no Hemisfério Sul (HS) são centros de baixa pressão em relação as áreas circundantes, com movimento horizontal de ar, no sentido horário, podendo deslocar-se com grande velocidade.

A região da América do Sul ao sul de 15°S é conhecida como umas das regiões ciclogênicas do Hemisfério Sul (Taljaard, 1972; Necco, 1982; Satyamurty et al. 1990 e Gan e Rao, 1996). Porém, poucos trabalhos foram realizados com a finalidade de realizar uma climatologia estatisticamente mais confiável e de obter os mecanismos de formação dos ciclones.

Entre os poucos trabalhos sobre ciclones e ciclogêneses na América do Sul pode-se citar: Necco (1982), utilizando dados do primeiro experimento global do Programa de Pesquisa da Atmosfera Global (GARP) realizado sobre a região compreendida entre 0 – 90°W e 10°S – 55°S, identificou 119 centros ciclônicos, dos quais 70% formaram-se sobre a região estudada e os restantes eram ciclones migratórios originados fora da região. Aproximadamente 20% dos vórtices gerados na área em estudo pertenciam ao setor do Pacífico Sul e os 80% restantes ao setor continental ou ao Oceano Atlântico Sul. Este autor observou também, que o verão é o período de menor frequência de ciclogênese sobre a área continental, e que há muita formação de centros ciclônicos a sotavento da serra Gaúcha. Ao estudar o comportamento de vórtices ciclônicos na América do Sul, Necco (1982), identificou que a máxima intensidade destes, ocorria sobre o oceano Atlântico com trajetória paralela a linha da costa,

sugerindo certa influência das correntes marítimas. Ainda segundo este autor, a combinação de um cavado de escala planetária, produzido pelo efeito topográfico e o contraste entre as correntes das Malvinas e do Brasil, seriam os fatores determinantes para a existência da região ciclogênica a sotavento dos Andes, observado também por Stretten e Troup (1973).

Nobre (1986) descreveu a climatologia das regiões sul e sudeste do Brasil em: escala sinótica (passagem de sistemas frontais que se formam na Argentina; sistemas que se desenvolvem no Sul e Sudeste do Brasil associados a vórtices ciclônicos e cavados de altos níveis vindos do Pacífico e que chegam a costa oeste da América do Sul; sistemas que se organizam no sul e sudeste do Brasil, com intensa convecção associada à instabilidade causada pelo jato subtropical e com a propagação para leste sobre o Oceano Atlântico; sistemas que se desenvolvem no sul do Brasil resultantes de frontogênese ou ciclogênese) e escala sub-sinótica (sistemas em forma de vírgula invertida que se formam na retaguarda de sistemas frontais).

Aragão (1987), utilizando um modelo de equações primitivas em coordenadas ETA, observou que ciclones se intensificavam ao cruzar os Andes ao sul de 40°S. O autor denominou este tipo de situação de ciclogênese a sotavento modificada, pois o sistema de baixa pressão não foi formado pelo efeito orográfico, mas apenas intensificado.

Satyamurty e Mattos (1989) constataram que os centros ciclônicos na América do Sul que se deslocam do Oceano Pacífico, apresentam maior probabilidade de desenvolverem bandas frontais, após cruzarem a Cordilheira dos Andes, sobre o norte e leste da Argentina no inverno e na primavera, e sobre o sul da Argentina no verão e no outono. Estas frentes movem-se associadas a centros de baixa pressão que se deslocam para leste e sudeste.

Poucos estudos foram feitos sobre sistemas sinóticos influenciados ou afetados diretamente pelos gradientes de TSM sobre o Atlântico Sul. Gan (1992), ao estudar as ciclogêneses e ciclones entre 15° – 50°S e 90° – 30°W, no período de 1979 a 1988, observou um número bastante expressivo de ciclogêneses no outono e inverno. O ano de menor frequência de casos em todas as estações ocorreu em 1983, estando

relacionado com evento El Niño que ocorreu com muita intensidade no referido ano, possivelmente pela intensificação da baroclinia associada ao jato subtropical. O autor observou também a existência de dois máximos de ciclogêneses: um sobre o golfo de São Matias ($42^{\circ}\text{S} - 65^{\circ}\text{W}$) e outro sobre o Uruguai ($32,5^{\circ}\text{S} - 55^{\circ}\text{W}$). No inverno, o máximo no Uruguai é mais intenso, verificando-se o inverso no verão. Gan (1992) sugere que sejam efetuadas simulações numéricas para estudar o efeito da costa leste da região sul do Brasil e Uruguai nos processos de intensificação e geração de ciclogêneses, pois foi observado que essa região, ao sul de 20°S , é ciclogênica o ano todo. O autor acredita que o contraste de temperatura entre continente e oceano, juntamente com o gradiente de TSM provocado pelo encontro da corrente das Malvinas com a do Brasil, no litoral do Rio Grande do Sul e Uruguai, conduzem a situações favoráveis para a intensificação dos fluxos de calor sensível, um dos importantes controles para o desenvolvimento de ciclones extratropicais.

Jones e Sirmonds (1993) obtiveram resultados semelhantes aos de Gan (1992) examinando a trajetória dos ciclones no HS, ou seja, encontraram duas regiões preferenciais de ciclogênese próximas a América do Sul: a primeira centrada no Grande Chaco e a segunda, menos ativa porém uma fonte mais importante de sistemas transientes, localizada próximo a longitude de 40°W . Esta região, segundo o autor, coincide com a região de intensificação da baroclinia associado com a zona frontal sobre a corrente do Brasil.

Sinclair (1994) salientou que o forte gradiente de TSM na região entre $35^{\circ}\text{S} - 40^{\circ}\text{S}$, pode estar relacionado com intensificação dos ciclones. Este mesmo autor, usando as análises do ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) no período de 1980 – 86, e desenvolveu um método objetivo para determinar a climatologia do centros de vorticidade ciclônica no Hemisfério Sul. Seus resultados concordam parcialmente com Gan (1992). Na estação de inverno, Gan (1992) encontrou dois máximos enquanto Sinclair (1994) detectou uma região que engloba esses 2 máximos e coloca o máximo do litoral um pouco mais ao sul. Para a estação de verão, o máximo no litoral da América do Sul encontrado por Sinclair (1994) está bem ao sul da posição encontrada por Gan (1992), e que também foi encontrada por Seluchi (1995).

Segundo Cavalcanti (1995), o desenvolvimento de um ciclone extratropical está frequentemente associado a um distúrbio ondulatório ao longo de um sistema frontal. A autora também descreve os estágios de desenvolvimento de um ciclone no HS e observa que são vários os fatores que promovem o desenvolvimento ou intensificação de um ciclone extratropical. O desenvolvimento destes sistemas em baixos níveis depende do aquecimento da atmosfera, do movimento vertical adiabático, de advecção de vorticidade e advecção fria de temperatura. Ainda segundo a autora, um ciclone extratropical pode estar associado a efeitos baroclínicos e a efeitos topográficos. O tipo formado a sotavento de uma montanha é associado à existência de um cavado estacionário à leste da montanha, forçado pela topografia. A presença da Cordilheira dos Andes na América do Sul fornece as condições necessárias para que a região a leste desta, seja uma área ciclogênica.

Seluchi (1995) notou que as ciclogêneses do litoral sul-americano são comumente observadas durante o inverno e primavera e que podem ser previstas com antecedência de 5 dias através do monitoramento de um cavado de onda longa e de uma faixa de maior baroclinicidade localizada em 35°S.

Em estudos de modelagem numérica de alta resolução, Saraiva (1996), acredita que o contraste de temperatura entre o continente e o oceano, juntamente com o gradiente de temperatura da superfície do mar (TSM) provocado pelo encontro da corrente dos Malvinas com a do Brasil, no litoral do Rio Grande do Sul (RS) e Uruguai, conduzem a situação favorável para a intensificação dos fluxos de calor latente na energética da ciclogênese.

2.2. Conseqüências da Ocorrência de Ciclones Extratropicais sobre os Oceanos

As regiões a oeste dos oceanos Atlântico e Pacífico, possuem características atmosféricas e fisiográficas favoráveis a intensificação das ciclogêneses explosiva, fenômeno quase exclusivo dos oceanos (Sanders e Gyakum, 1980; Nielsen e Dole, 1992).

Magliocca (1987), refere-se a essas ressacas (“storm surge”) como ondas de perfil assimétrico que se quebram ao longo das praias formando extensos rolos brancos de espuma.

Dolan e Davies (1994) definem as ressacas (“storm surge”) como a diferença entre o nível do mar observado e seu prognóstico durante a passagem de tempestades costeiras.

Sabe-se que, os ciclones extratropicais, podem gerar intensos ventos ao longo do litoral sul do Brasil causando muitas vezes destruição na costa e perdas irreparáveis à população que ali vivem. Segundo Calliari et al. (1996) eventos meteorológicos como ciclones extratropicais de alta intensidade transferem energia para o mar gerando ondas também de alta energia que podem levar a um perfil do máximo erodido em poucos dias.

Marone e Camargo (1994) observaram que em situações extremas do aumento do nível do mar, é comum ocorrer ondas de superfície com grande poder destrutivo, fenômeno conhecido como ressaca (“storm surge”) ou maré meteorológica. Os autores ressaltam que a intensidade das ressacas são mais intensas dependendo da amplitude e período das ondas e das condições do tempo. Geralmente as ressacas são acompanhadas das marés meteorológicas, que é diferença entre a maré realmente observada e a maré astronômica. Neste mesmo trabalho, os autores estudando as marés meteorológicas no litoral do Paraná, observaram também que é necessário para uma rápida intensificação de uma frente fria ao alcançar o oceano, com forte ciclogênese associada devido ao maior suprimento de umidade, cujos ventos associados podem causar empilhamento da água na costa, ou então a combinação de um centro de baixa pressão sobre o mar e um centro de alta pressão sobre o continente, criando uma verdadeira pista de ventos (“fetch”) de quadrante sul sobre o oceano, que acabam acumulando água na costa pelo transporte de Ekman (existe um giro dos vetores de velocidade devido a força de Coriolis. A camada de água imediatamente na superfície se movimenta com um ângulo de 45° em relação a direção do vento a esquerda no Hemisfério Sul e a direita no Hemisfério Norte).

O aumento da energia das ondas em uma tempestade é governado por três fatores: a velocidade do vento, sua duração e a distância (“fetch”) de superfície de água sobre a qual ele sopra. Com o aumento de qualquer um destes fatores aumenta também a altura das ondas e o nível médio do mar, o que caracteriza um evento de maré meteorológica (Dolan & Davis, 1994).

Tozzi (1995) salienta ainda que dependendo da proximidade da costa, estes eventos podem causar a sobrelevação do nível do mar.

Innocentini e Caetano Neto (1996) estudaram as conseqüências de um intenso caso de ciclone nas ondas oceânicas. Os autores mostram um prognóstico de altura das ondas, no período de maior intensidade do ciclone, de até 5 metros no litoral do estado do Rio de Janeiro (RJ). Observaram, também, a presença de uma pista de vento ao longo do tempo de duração e de grande extensão com velocidade do vento maiores do que 12 m.s^{-1} contra a costa.

Carneiro e Saraiva (1998) analisaram e compararam dois eventos de ciclones que geraram ressaca na praia do Cassino, um em março e outro em abril de 1998. As autoras observaram que o evento de março foi mais intenso que o evento de abril, que acabou gerando o aumento do nível do mar na área em estudo e fez com que permanecesse em elevação por um período maior. Isto ocorreu devido a existência de um ciclone muito intenso sobre o oceano, com forte vorticidade ciclônica e baixa pressão no seu centro, assim como a existência de um anticiclone sobre o continente. Juntos, acabaram formando uma pista de vento de grande intensidade e extensão sobre o oceano, e este cisalhamento do vento sobre o mar aumentou o nível por transporte de Ekman. No evento de abril, além do ciclone não ter sido muito intenso, não houve formação de pista de vento de grande extensão e longa duração sobre o oceano, atingindo o litoral do RS, assim como o ciclone também não permaneceu por muito tempo na Costa do RS, para que o nível do mar permanecesse alto por longo período.

Bedran (2000) verificou que a pressão atmosférica no centro dos ciclones extratropicais tende a diminuir conforme este se desloca do continente para o mar, ao mesmo tempo em que se intensifica, provocando ventos mais intensos.

CAPÍTULO III

3 – METODOLOGIA

3.1 – Uma Breve Descrição do Modelo RAMS

Utilizou-se o modelo *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS). O RAMS é um modelo de circulação prognóstico desenvolvido na Universidade do Estado do Colorado (EUA), que serve para simular e prever fenômenos meteorológicos. As principais características do modelo foram descritas por diversos autores como: Cotton e Tripoli (1978), Cotton (1980), Tripoli e Cotton (1980), Tripoli e Cotton (1982), Tremback et al. (1985), Tremback et al. (1987), Tremback et al. (1990), e Pielke et al. (1992). Este modelo é baseado na integração das equações diferenciais de conservação da quantidade de movimento, de massa e de energia, com referência a um sistema de coordenadas seguindo o terreno, ou seja, um sistema de coordenadas ideal para simulação em lugares de orografia complexa. Os principais componentes do modelo são:

- o modelo atmosférico (MODEL) – que faz as simulações;
- um pacote de análise de dados (ISAN) – que prepara os dados iniciais do modelo a partir de dados meteorológicos observados;
- um pacote de visualização e análise pós processamento que interliga as saídas do modelo com uma variedade de softwares gráficos (GrADS, revu, VIS5D, van etc.).

O modelo inclui um grande número de opções, as quais podem ser selecionadas pelo usuário. As principais opções compreendem: aninhamento de grades interativas, grade vertical telescópica, sistema de inicialização pelo esquema de *nudging*, diferentes opções de esquemas numéricos e de condições de contorno e inúmeras parametrizações físicas. O RAMS também é provido de um modelo de solo e vegetação.

A Tabela 3.1 apresenta o conjunto de opções do modelo em sua versão 4.3.

TABELA 3.1: Tabela de resumo do modelo RAMS versão 4.3.

Categoria	Opções Disponíveis	Referências/Observações
Equações Básicas	Hidrostático: anelástico ou incompressível	Tremback e outros (1982)
Dimensões	1D, 2D e 3D	
Coordenadas Verticais	Cartesiana	
	De superfície, seguindo o terreno	Tripoli e Cotton
Coordenadas Horizontais	Cartesiana	
	Steriográfica tangente ao plano	O ponto tangente da projeção pode ser localizado em qualquer ponto da esfera
Deslocamento da grade e estrutura	Grade C de Arakawa, grade simples (fixa)	
	Grade C de Arakawa, múltiplas grades aninhadas (fixas)	Sem limite do número de grades. Grades podem ser adicionadas/removidas durante a simulação
	Grade C de Arakawa, múltiplas grades aninhadas (móveis)	
Diferenciação no tempo	Leapfrog, divisão no tempo, precisão espacial de segunda ou quarta ordem	Leapfrog nos intervalos longos; forward-backward nos pequenos Tripoli e Cotton (1982)
	Forward precisão espacial de segunda ou sexta ordem	Forward-backward time - split
Fechamento da turbulência	Deformação K de Smagorisky	Dependência em Ri (Tripoli 1986)
	O'Brien K- Blackadar K	Condições instáveis: K de primeira ordem; Condições instáveis K locais (McNideer e Pielke 1981)
	Nível 2,5K Deardorff	Viscosidade turbulenta
Precipitação estável	Nenhuma condensação	
	Condensação	Pontos de grade completamente saturados ou não saturados
Parametrização Cumulus	Nenhuma	
	Kuo modificada	Tremback (1990)

Microfísica	Nenhuma	
	Microfísica quente	Conversão de chuva quente e crescimento da gota da nuvem (r_c) para gotas de chuva (r_r); evaporação e sedimentação (Tripoli e Cotton, 1980)
	Microfísica de gelo-nucleação especificada	Microfísica quente mais nucleação de cristais de gelo (r_i), conversão da nucleação e desenvolvimento de granizo (r_g), crescimento de cristais de gelo (r_i), evaporação, fusão e sedimentação (Cotton e outros, 1982)
	Microfísica de gelo-nucleação prevista	Microfísica quente mais Microfísica descrita acima mais uma nucleação sumidouro da concentração de cristais (N_i), conversão e crescimento de agregados (r_a), fusão e evaporação e sedimentação. O modelo de nucleação inclui: deposição: nucleação por colisão de Brownian mais thermophoresis mais diffusiophoresis; e produção secundária de cristal de gelo por mecanismo rime-splinter (Cotton e outros, 1986; Meyers e outros, 1991)
Radiação	Nenhuma	
	Onda curta I	Espalhamento molecular, absorção de ar claro (Yamamoto, 1962), absorção de ozônio (Lacis e Hansen, 194) e refletância, transmitância e absorção de uma camada de nuvem (Stephens, 1978), aproximação de uma camada misturada de céu claro e nublado (Stephens, 1977). Ver Chen e Cotton (1983, 1987)

Radiação	Onda curta II	Efeitos de espalhamento de Rayleigh avançado (Atwater e Brown, 1974), Absorção por vapor de água (McDonald, 1960), e inclinação do terreno (Kondrat'yev, 1969). Ver Mahrer e Pielke (1977).
	Onda longa I	Emissividade para uma atmosfera limpa (Rodgers, 1967), emissividade de uma camada nublada (Stephens, 1978), emissividade de uma camada misturada, céu claro e nublado (Herman e Goody, 1976). Ver Chen e Cotton (1983, 1987)
	Onda longa II	Emissividade de vapor de água (Jacobs e outros, 1974) e dióxido de carbono (Kondrat'yev, 1969) e a técnica computacional eficiente de Sasamori (1972). Ver Mahrer e Pielke (1977)
Camada Superficial	Louis (1979)	Rugosidade especificada da superfície sobre a terra e prevista sobre água
Limite inferior	Diferenças entre as temperaturas do ar e da superfície e umidade especificadas	
	Temperatura da superfície diagnosticada e fluxo de umidade baseado em modelo prognóstico de solo	Tremback e Kessler (1985); McCumber e Pielke (1981)
	Parametrização Da Vegetação	McCumber e Pielke (1981); Avissar e Mahrer (1988); Lee (1992)
Limite Superior	Topo Rígido	Somente para o modelo não hidrostático
	Prognóstico da pressão em superfície	Somente para o modelo hidrostático
	Superfície material	Somente para o modelo hidrostático (Mahrer e Pielke, 1977)
	Condições de radiação de onda de gravidade	Klemp e Durran (1983)

Limite Superior	Camada de atrito Rayleigh opcional	Com todas as condições acima mencionadas (Cram, 1990)
Limites laterais	Condições laterais radiativas I	Orlanski (1976)
	Condições laterais radiativas II	Klemp e Wilhelmson (1978a,b)
	Condições laterais radiativas III	Klemp e Lilly (1978)
	Condições laterais radiativas e MCR	Condições fixas
	Larga escala absorvida pelas condições laterais	Escala sinótica forçada nas laterais (Perkey e Kreitzberg, 1976)
Inicialização	Nudging de larga escala nas condições laterais	Escala sinótica forçada nas laterais (Davies, 1983)
	Horizontalmente homogêneo (HHI)	
	HHI mais variação da inicialização forçada de nuvens	
	Inicialização variável I	Dados do NMC e ECMWF interpolados diretamente para grade do modelo
	Inicialização variável II	Análise isentrópica do NMC ou ECMWF e/ou sondagens de ar superior interpolados para a grade do modelo (Tremback, 1990)
Transporte e difusão	Módulo lagrangeano de dispersão de partículas	Fontes pontuais, linhas, áreas ou volumétricas (McNider e outros, 1988; Uliasz, 1993)

3.1.1- As principais equações do RAMS são:

3.1.1.1- Equações do Movimento

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_m \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_m \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_m \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_m \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_m \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_m \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - \frac{g\theta'}{\theta_0} + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_m \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_m \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_m \frac{\partial w}{\partial z} \right)$$

3.1.1.2- Equação Termodinâmica

$$\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad}$$

3.1.1.3- Equação da Continuidade para Razão de Mistura

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_h \frac{\partial r_n}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_h \frac{\partial r_n}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_h \frac{\partial r_n}{\partial z} \right)$$

3.1.1.4- Equação da Continuidade de Massa

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = - \frac{R\pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0} \left(\frac{\partial \rho_0 \theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 w}{\partial z} \right)$$

onde:

u,v,w – leste/oeste, norte/sul, componente vertical do vento

f,g – parâmetro de Coriolis, gravidade

$K_{m(h)}$ – coeficiente de momento de viscosidade do vórtice

θ_{il} – temperatura potencial da água sólida-líquida

r_n – razão de mistura da água

r_T – total da razão de mistura da água

r_v – razão de mistura do vapor d'água

π (π') – função Exner total (função Exner perturbada)

θ_v – temperatura potencial virtual

ρ – densidade

p – pressão

con – tendência da parametrização convectiva

rad – tendência da parametrização da radiação

res – tendência resolvível da parametrização de micro escala

3.1.2- Estrutura da Grade

A grade utilizada pelo RAMS é do tipo “standard C grid” (Mesinger e Arakawa, 1976), onde todas as variáveis termodinâmicas e de umidade são definidas para um mesmo ponto de grade, com as componentes de velocidade u , v , w intercaladas em $\frac{1}{2} \Delta x$, $\frac{1}{2} \Delta y$, e $\frac{1}{2} \Delta z$, respectivamente.

3.1.3- Sistema de Coordenadas

Na grade horizontal pode-se utilizar um sistema de coordenadas cartesianas, com espaçamento horizontal uniforme utilizado através do domínio, ou um sistema de coordenadas polar estereográfica, onde o pólo de projeção é alternado para uma área próximo ao centro do domínio, minimizando a distorção da projeção na área de interesse. Já na grade vertical, é utilizado o sistema de coordenadas σ_z (sigma-z), onde o topo do domínio do terreno é completamente plano e o nível mais baixo segue a topografia do terreno (Gal-Chen e Somerville, 1975; Clark, 1977; Tripoli e Cotton, 1982). O sistema de coordenadas é definido como:

$$x^* = x$$

$$y^* = y$$

$$z^* = H \left[\frac{(z - z_g)}{(H - z_g)} \right]$$

onde:

x^* , y^* e z^* representam as coordenadas transformadas;

x , y e z representam as coordenadas cartesianas;

H é a altura do topo da grade;

z_g é a altura da superfície local, em função de x e y .

3.1.4- Aninhamento de Grades

O RAMS utiliza o recurso de grades aninhadas, para permitir uma melhor resolução espacial nos locais de maior interesse. Pode-se usar várias grades aninhadas, dependendo somente do limite de memória usado pelo sistema computacional. As grades podem ser configuradas da maneira em que se obtenha uma crescente resolução espacial da região de maior interesse. O modelo utiliza a técnica de aninhamento de grades descrita por Clark e Farley (1984) e Clark e Hall (1991) e de deslocamento de grades descrita por Walko et al. (1993).

3.1.5- Condições de Fronteira

3.1.5.1- Fronteira Lateral

O modelo possui várias opções de forma para as condições laterais. A forma geral para o deslocamento na grade C usada pelo RAMS é a condição básica de radiação.

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -(u + c) \frac{\partial u}{\partial x}$$

onde:

u é a componente do vento normal a fronteira;

x é a coordenada normal a fronteira;

c é a velocidade de fase.

Existem diferentes métodos para a determinação da velocidade de fase c. Os mais utilizados são os propostos por Orlanski (1976) e Klemp e Wilhelmson (1978).

Pelo esquema de Orlanski (1976), c é calculado da seguinte forma:

$$c = \frac{\left(\frac{\partial u}{\partial t} \right)}{\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)}$$

enquanto que pelo esquema proposto por Klemp e Wilhelmson (1977), c é definido como um valor constante de uma velocidade de fase de uma típica onda de gravidade (entre 10 a 30 m/s).

3.1.5.2- Fronteira Vertical

Para a fronteira inferior, o fluxo na camada mais próxima da superfície fornece a principal troca de informação entre a atmosfera e a superfície. Já para o topo da camada há diversas opções, dependendo da preferência e do tipo de simulação. Para uma simulação não hidrostática, há duas opções para definir a componente normal da velocidade no topo do domínio. Uma é simples, assumindo $w=0$. A outra, de Klemp e Durran (1983) aplica a condição de onda de gravidade radiativa.

3.1.6- Parametrizações do Modelo

O RAMS possibilita a ativação ou desativação de algumas das parametrizações contidas no modelo, entre elas:

3.1.6.1- Parametrização de Camada Superficial

Os fluxos de calor, momento e vapor d'água na atmosfera foram computados através do esquema desenvolvido por Louis (1979). Este esquema determina os fluxos entre a superfície da terra e a atmosfera e, é usado para superfícies d'água, solo desnudo e superfícies vegetadas.

As equações para estes fluxos podem ser escritas da seguinte forma:

$$u_*^2 = a^2 u^2 F_m \left(\frac{z}{z_0}, Ri_B \right)$$

$$\theta_* = \frac{a^2}{u_* R} u \Delta \theta F_h \left(\frac{z}{z_0}, Ri_B \right)$$

$$q_* = \frac{a^2}{u_* R} u \Delta q F_h \left(\frac{z}{z_0}, Ri_B \right)$$

onde,

$$a^2 = \frac{k^2}{\left(\ln \frac{z}{z_0}\right)^2}$$

sendo:

u_* a velocidade de atrito;

θ_* a escala de temperatura;

z é a altura da superfície acima do nível mais baixo do modelo;

z_0 é o parâmetro de rugosidade;

k é a constante de Von Karman;

Ri_B é o número de Richardson Bulk, dado por:

$$Ri_B = \frac{gz\Delta\theta}{\frac{1}{2} \left(\overline{\theta(z) + \theta} \right)^2}$$

Para uma atmosfera instável, F pode ser escrito como:

$$F = 1 - \frac{bRi_B}{1 + c\sqrt{Ri_B}}$$

Já para uma atmosfera estável, F é representado como:

$$F = \frac{1}{(1 + b' Ri_B)^2}$$

onde b e b' são valores empíricos constantes, correspondendo a 9,4 e 4,7 para F_m e F_h respectivamente.

A constante c é dada por:

$$c = C^* a^2 b \sqrt{\left(\frac{z}{z_0}\right)}$$

com C^* igual a 7,4 para F_m e 5,3 para F_h .

3.1.6.2- Parametrização de Solo

Para o solo desnudo, o RAMS utiliza um modelo de solo de camadas múltiplas, descrito por Tremback e Kessler (1985). Este modelo envolve equações prognósticas para a temperatura das superfícies do solo e da água, assumindo uma profundidade finita entre a camada de interface solo/atmosfera. A difusividade de umidade, a condutividade hídrica e o potencial de umidade são dados por:

$$D_{\eta} = \frac{-bK_f\psi_f}{\eta} \left[\frac{\eta}{\eta_f} \right]^{b+3}$$

$$K_{\eta} = K_f \left[\frac{\eta}{\eta_f} \right]^{2b+3}$$

$$\psi = \psi_f \left[\frac{\eta_f}{\eta} \right]^b$$

onde:

D_{η} é a difusividade de umidade;

η é a umidade do solo expressa em termos de volume da água por volume do solo;

K_{η} é a condutividade hídrica;

ψ é o potencial de umidade;

K_f , ψ_f e η_f são valores para a saturação do solo;

b é uma constante, e depende da textura do solo.

O RAMS oferece 12 diferentes opções para a escolha do tipo de solo, que podem ser observadas na Tabela 3.2.

TABELA 3.2. Tipos de solos disponíveis no RAMS

1	Areia	7	Franco argiloso siltoso
2	Franco arenoso	8	Franco siltoso
3	Areia franca	9	Argila arenosa
4	Franco siltoso	10	Argila siltosa
5	Franco	11	Argila
6	Franco argiloso arenoso	12	Turfa

3.1.6.3- Parametrização de Vegetação

A parametrização de vegetação utilizada pelo RAMS é uma parametrização de uma camada volumétrica, descrita por Avissar e Pielke (1989). Uma equação prognóstica de temperatura foi desenvolvida para a camada de vegetação que, similar ao modelo de solo, é uma equação básica de troca de energia.

$$C_{veg} \Delta z_{veg} \frac{\partial \theta_{veg}}{\partial t} = (1 - \tau_{veg}) \alpha_{veg} R_s \downarrow + R_l \downarrow + \sigma T_g^4 - 2\sigma T_{veg}^4 + 2\rho_a C_p u_* \theta_* + \rho_a C_p u_* r_*$$

onde:

C_{veg} = calor específico volumétrico da vegetação;

Δz_g = profundidade da camada de solo;

τ_{veg} = transmissividade de onda curta através da camada de vegetação;

α_{veg} = albedo da superfície vegetada;

$R_s \downarrow$ = fluxo radiativo de onda curta na atmosfera;

$R_l \downarrow$ = fluxo radiativo de onda longa na atmosfera;

σ = constante de Stefan-Boltzman;

T_g = temperatura do solo;

T_{veg} = temperatura da vegetação;

$\rho_a C_p u_* \theta_*$ = fluxo de calor sensível na atmosfera;

$\rho_a C_p u_* r_*$ = fluxo de calor latente na atmosfera.

Na Tabela 3.3 estão listadas as opções de vegetação que o modelo disponibiliza:

TABELA 3.3 - Tipos de vegetações disponíveis no RAMS

0	Oceano
01	Lagos, rios, riachos (<i>água interna</i>)
02	Superfície de gelo
03	Árvores com folhas estreitas e persistentes
04	Árvores com folhas estreitas e temporárias
05	Árvores com folhas largas e temporárias
06	Árvores com folhas largas e persistentes
07	Gramma curta
08	Gramma alta

09	Deserto
10	Semideserto
11	Tundra
12	Arbustos persistentes
13	Arbustos temporários
14	Bosque misto
15	Área de agricultura/colheita
16	Plantações irrigadas
17	Pântano ou brejo
18	Florestas com folhas estreitas e persistentes
19	Florestas com folhas largas e persistentes
20	Florestas com folhas estreitas e temporárias
21	Florestas com folhas largas e temporárias
22	Cobertura mista
23	Bosque
24	Gramma em terreno arborizado
25	Arbustos em terreno fechado
26	Arbustos em terreno aberto
27	Terreno gramado
28	Terreno de colheita
29	Solo descoberto
30	Área urbana

3.1.6.4- Parametrização de Convecção

A parametrização de convecção é um dos problemas mais complexos quando se trabalha em mesoescala, escala sinótica ou em escala global. Esta parametrização é utilizada para redistribuir calor e umidade verticalmente em uma coluna de grade quando o modelo gera uma região superadiabática ou convectivamente instável e quando a resolução da grade horizontal é muito grande para que o modelo possa desenvolver sua própria circulação convectiva.

A parametrização de convecção utilizada no RAMS é uma versão modificada da parametrização do tipo Kuo (1974) e Molinari (1985), desenvolvida por Tremback (1990).

3.1.6.5- Parametrização de Radiação

O RAMS possui duas opções de parametrização de radiação, sendo que ambas são válidas tanto para ondas curtas quanto para ondas longas. A primeira opção, proposta por Mahrer e Pielke (1977), é a mais simples e a que exige menor capacidade computacional. Isto se deve ao fato de ela ignorar a presença de líquido e gelo na atmosfera, embora leve em conta a presença de vapor d'água. A segunda opção, proposta por Chen e Cotton (1983), considera os efeitos de condensação na atmosfera. Esta parametrização permite o tratamento dos efeitos de espalhamento, absorção molecular do ar, a absorção pelo ozônio e a transmissão e reflexão por camadas de nuvens, que são processos importantes para a transferência de radiação de onda curta.

3.1.6.6- Parametrização de Microfísica de Nuvens

A parametrização de microfísica de nuvens é essencialmente aplicada a qualquer forma em que a água possa estar presente tanto na forma líquida como na forma sólida (gelo) e gasosa (vapor). Nesta parametrização também estão inclusos os processos de precipitação. São consideradas as espécies de hidrometeoros, tais como a água da chuva, neve e granizo. O diâmetro médio dessas espécies são especificados a partir de valores definidos no código de entrada do modelo. Os termos que explicam os processos microfísicos presentes na atmosfera encontram-se na equação da termodinâmica.

3.1.6.7- Parametrização de Turbulência

O RAMS possui quatro opções de parametrização de turbulência. A primeira é a deformação vertical/horizontal, de Mellor-Yamada. Os coeficientes de difusão horizontal é dado pelo produto da taxa de deformação horizontal pelo quadrado de uma escala de comprimento, baseada na formulação de Smagorinsky. A parametrização da difusão vertical utiliza um prognóstico de energia cinética turbulenta. A segunda, é a deformação horizontal e vertical diferenciada que utiliza o mesmo esquema de Smagorinsky para a difusão horizontal, enquanto que para a difusão vertical é calculada da forma análoga ao esquema de Smagorinsky para uma dimensão. Neste

caso, no qual a deformação vertical é avaliada de gradientes de vento horizontal e a escala de comprimento vertical da grade vertical local segue o espaçamento no tempo conforme o parâmetro CSZ, que é um coeficiente para o cálculo da difusão vertical geralmente sendo igual a 0,35.

A terceira é a deformação vertical e horizontal isotrópicas, na qual os coeficientes de difusão vertical e horizontal são computados como um produto de um tensor tensão tridimensional pelo quadrado de uma escala de comprimento. A escala de comprimento é o produto do espaçamento vertical e pelo parâmetro CSZ. A quarta opção é a parametrização de difusão vertical e horizontal de acordo com o esquema de Deardorff, que utiliza um prognóstico de ECT para grades pequenas (geralmente menores do que algumas centenas de metros). Tanto no esquema de Deardorff como no de Mellor e Yamada, o prognóstico de energia cinética é gerado pelo cisalhamento médio e por processos de flutuação e o termo de trabalho-pressão da parametrização elimina potencialmente todos os termos acima da parametrização de dissipação. A energia cinética é também advectada e difundida. Os resultados destes processos gera um campo de energia cinética no qual os coeficientes de difusão são localmente diagnosticados.

3.1.7- Algumas Aplicações do Modelo RAMS

O modelo RAMS tem sido usado, com sucesso, em diversos países e em diversas áreas da meteorologia. Conforme Pielke et al. (1992) apresenta-se a seguir alguns exemplos de trabalhos realizados com este modelo.

- Simulação de Tempestades: Grasso (1993) simulou, detalhadamente, o mecanismo de formação de tornados;
- Formação de nuvens cumulus: Nicholls et al. (1991) utilizou o RAMS para investigar a formação deste tipo de nuvens na Península da Flórida;
- Formação de nuvens Cirrus em latitudes médias: Heckman (1991);
- Sistemas de mesoescala forçados fisicamente: Wesley (1991) simulou a precipitação de neve sobre as montanhas Rochosas do Colorado. Neste caso o modelo apresentou bons resultados para este tipo de dinâmica, forçada pela topografia do terreno;

- Circulações termicamente induzidas: nos últimos anos muita atenção tem sido dispensada à este tipo de circulação (Xian e Peilke, 1991; Pielke et al. 1990; Lee e Pielke, 1992);
- Dispersão de Poluentes na atmosfera: Moran et al. (1986).

3.2 – Visualização das Saídas do Modelo

Os resultados do modelo foram visualizados e analisados através do pacote gráfico GrADS (*Grid Analysis and Display System*), desenvolvido por pesquisadores do COLA (*Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies*) da Universidade de Maryland (EUA). Este pacote específico para visualização e análise de dados em grade, implementa um modelo de dados em 4 dimensões, que normalmente são latitude, longitude, nível e tempo. Esta técnica de armazenamento possibilita facilmente a comparação de grupos de dados adversos, pois permite o correto ajuste espacial para sobreposição dos mesmos. O GrADS pode ser utilizado tanto em plataforma UNIX quanto LINUX, sendo de domínio público.

3.3 – EXPERIMENTOS REALIZADOS

Neste trabalho foi realizados foram realizados dois experimentos utilizando o modelo RAMS, sendo as assimilações feitas de três em três horas e apresentados (neste trabalho) de seis em seis horas.

3.3.1- Experimento 1 (Modelo Global)

Para a primeira inicialização do modelo RAMS foram utilizados dados de análise do Modelo Atmosférico Global do CPTEC/INPE com resolução horizontal de 200x200 km, dos dias 04 de maio às 00 UTC até dia 06 de maio às 00 UTC, de seis em seis horas.

3.3.2- Experimento 2 (Modelo ETA)

Para a segunda inicialização do modelo RAMS foram utilizados dados da análise do Modelo Atmosférico ETA do CPTEC/INPE com resolução horizontal de 40x40 km, do dia 04 de maio às 00 UTC e as previsões até dia 06 de maio às 00 UTC, de seis em seis horas.

A figura 3.1 mostra a localização e a resolução espacial das grades aninhadas. A grade 1 contém 135x109x32 pontos, 7 níveis sob o solo, resolução espacial de 32km estando centrada em 29°S e 55°W. A localização da grade de menor resolução teve a intenção de abranger toda ou parte da onda baroclínica, permitindo com isso que todo o sistema frontal fosse reproduzido, contando com a geração ao término da vida do ciclone. A grade 2 contém 136x144x32 pontos, 7 níveis sob o solo, resolução espacial de 16km estando centrada em 30°S e 48°W. A grade 2 teve por objetivo simular os efeitos diabáticos nos estágios do ciclone, como os fluxos de calor sensível e latente, tendo sido colocada na região de maior intensidade do ciclone. A grade 3 contém 114x114x32 pontos, 7 níveis sob o solo, resolução espacial de 8km estando centrada em 26°S e 45°W. Uma terceira grade com alta resolução espacial teve dois objetivos; o primeiro simular a gênese do eventos (ciclone), a segunda foi de economizar tempo de máquina, já que somente uma pequena área utilizou alta resolução. As figuras 3.2, 3.3 e 3.4, mostram a temperatura média semanal da superfície do mar com resolução espacial de 1°, disponibilizadas pela NOAA e assimilada pelo RAMS, durante período estudado.

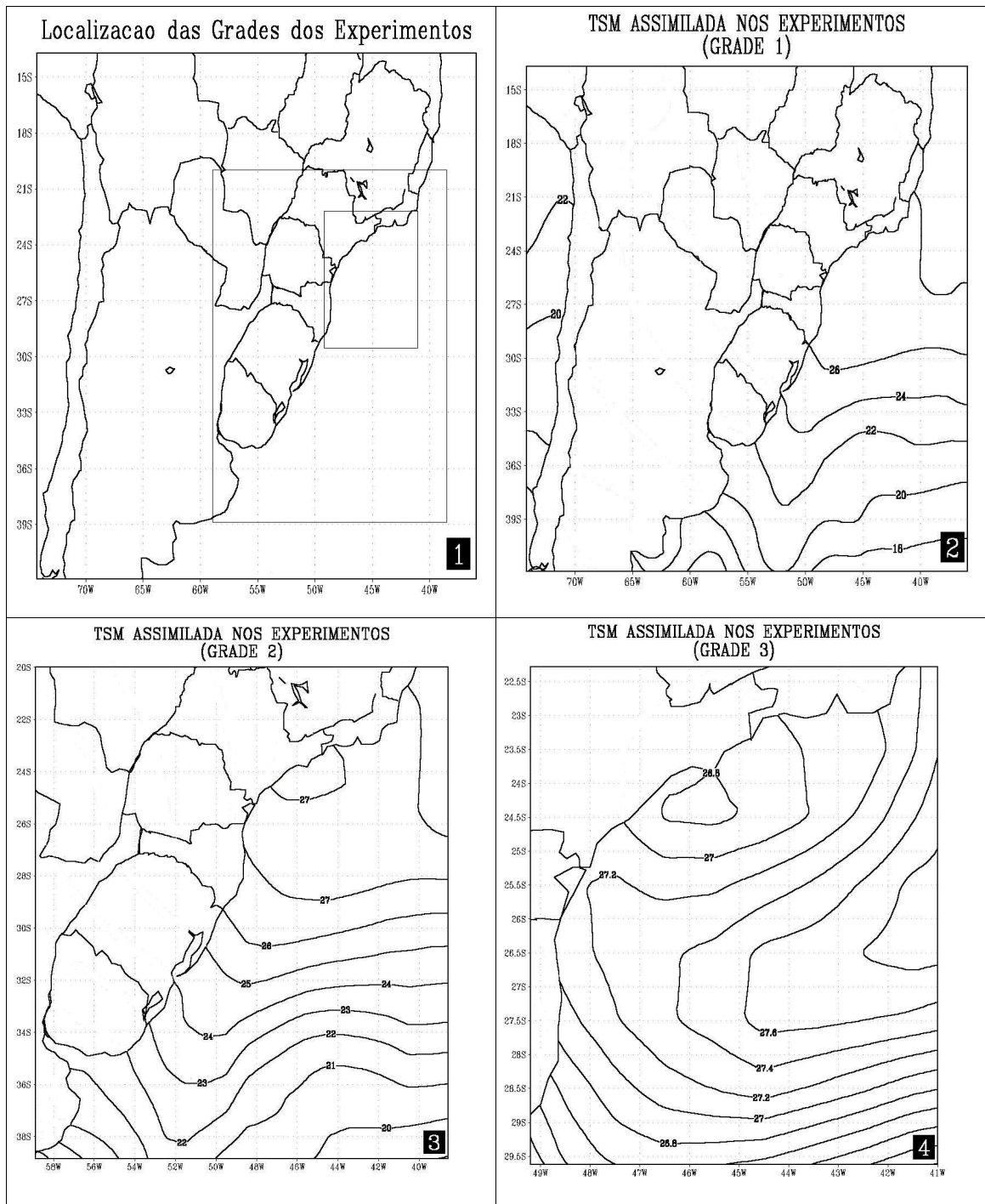


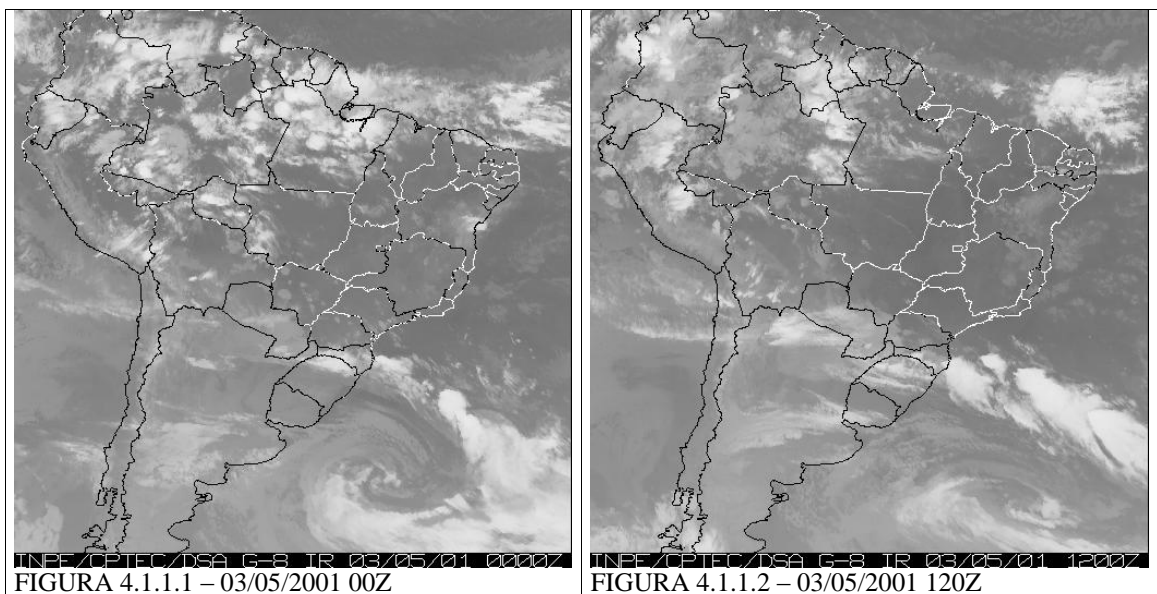
Figura 3: 1) Localização e Resolução Espacial das Grades Aninhadas; 2) Temperatura da Superfície do Mar da Grade 1; 3) Temperatura da Superfície do Mar da Grade 2 e 4) Temperatura da Superfície do Mar da Grade 2.

CAPÍTULO IV

4 – DEFINIÇÃO DO EVENTO

4.1. ANÁLISE DE IMAGENS E CARTA SINÓTICA

De acordo com as imagens do satélite GOES-8 no canal infravermelho, disponibilizadas pelo CPTEC/INPE, dia 03 de maio de 2001 já existia um ciclone à leste da Argentina e um anticiclone continental no sul da América do Sul (Figuras 4.1.1.1 e 4.1.1.2). Provavelmente a associação dos mesmos, já formava uma pista de vento de orientação sudoeste/nordeste na costa do Uruguai e do Rio Grande do Sul. No dia 04 de maio (Figuras 4.1.1.3 e 4.1.1.4), outro ciclone começa a se formar no litoral sul do estado de São Paulo. Este ciclone ao se alinhar, fica praticamente na mesma latitude do anticiclone continental, o que serviu para intensificar ainda mais, no dia 05, a pista de vento já existente (Figuras 4.1.1.5, 4.1.1.6, 4.1.1.7 e 4.1.1.8).



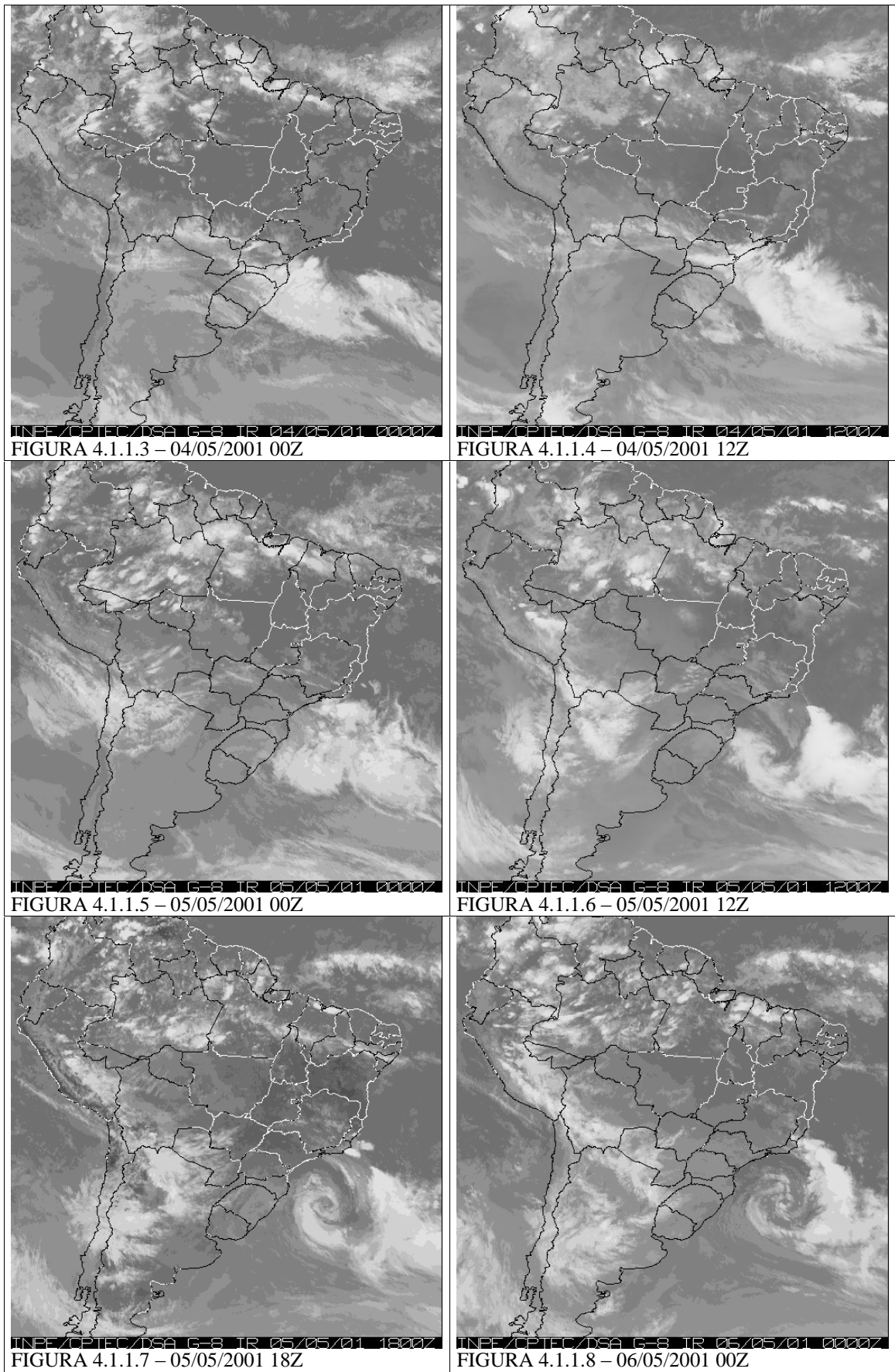


FIGURA 4.1.1: Imagens da América do Sul obtida a partir do satélite GOES-8 no cana infravermelho, para o período de 03 a 06 de maio de 2001 em intervalos de 12 horas.

Estes fenômenos também podem ser visto na carta sinótica de superfície do dia 05 de maio às 12 UTC, disponibilizada pela DHN (Figura 4.1.2). Esta carta sugere que o ciclone do dia 03 está, agora, localizado em 32°S – 43°W. O vento na estação de Santa Vitória do Palmar, no estado do Rio Grande do Sul é de sul de praticamente 5 m.s^{-1} , os ventos são paralelo à costa sul de São Paulo e de sul no litoral do Rio de Janeiro.

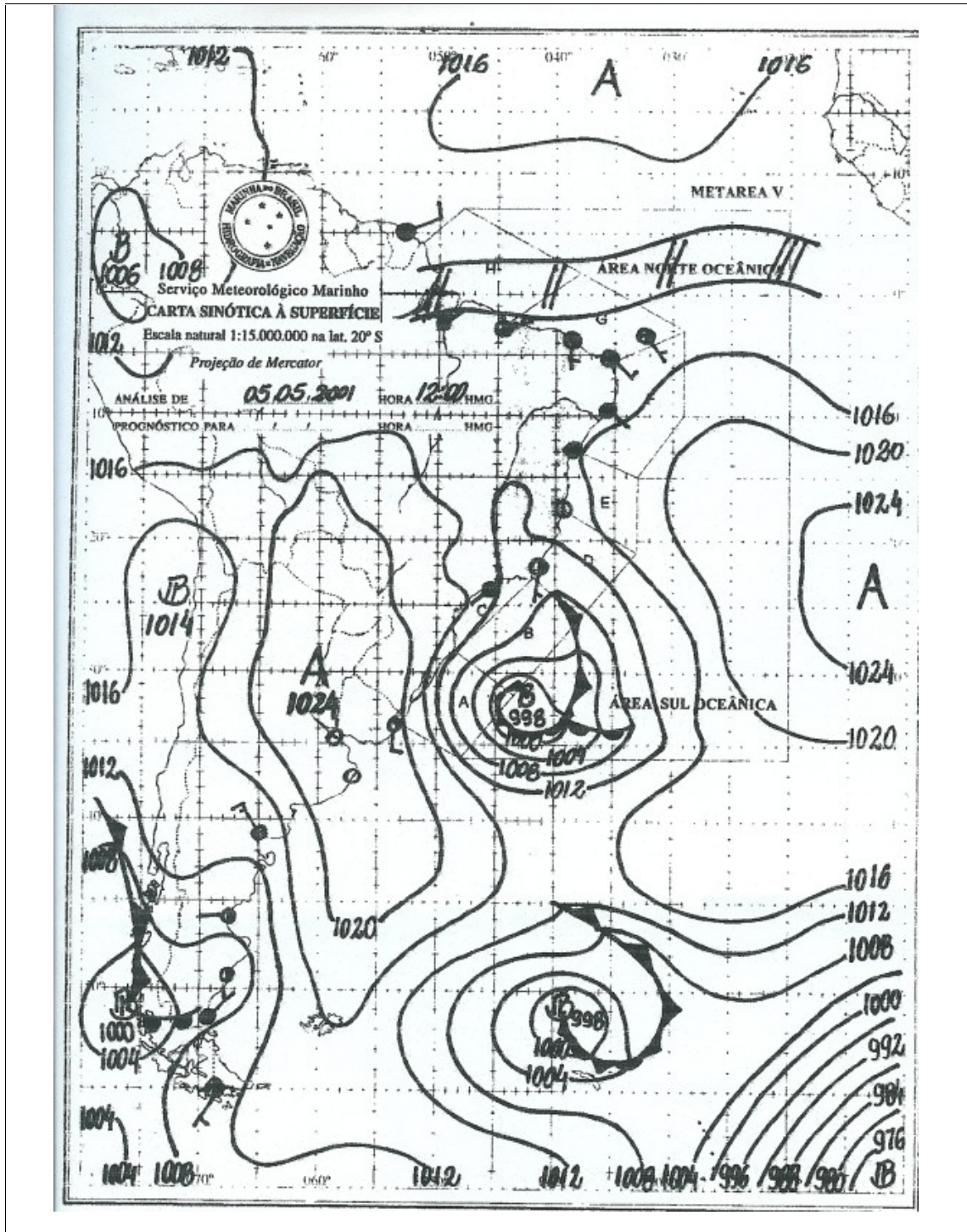


FIGURA 4.1.2: Carta Sinótica de Superfície do dia 05 de maio de 2001 às 12UTC.

A carta sinótica feita pela DHN (Figura 4.1.3), mostra em detalhe as regiões de cobertura meteorológica na costa oceânica brasileira, onde Alfa (A), Bravo (B), Charlie (C), Delta (D), Echo (E), Fox-Trot (F), Golf (G) e Hotel (H), representam as áreas relacionadas aos avisos emitidos usualmente.

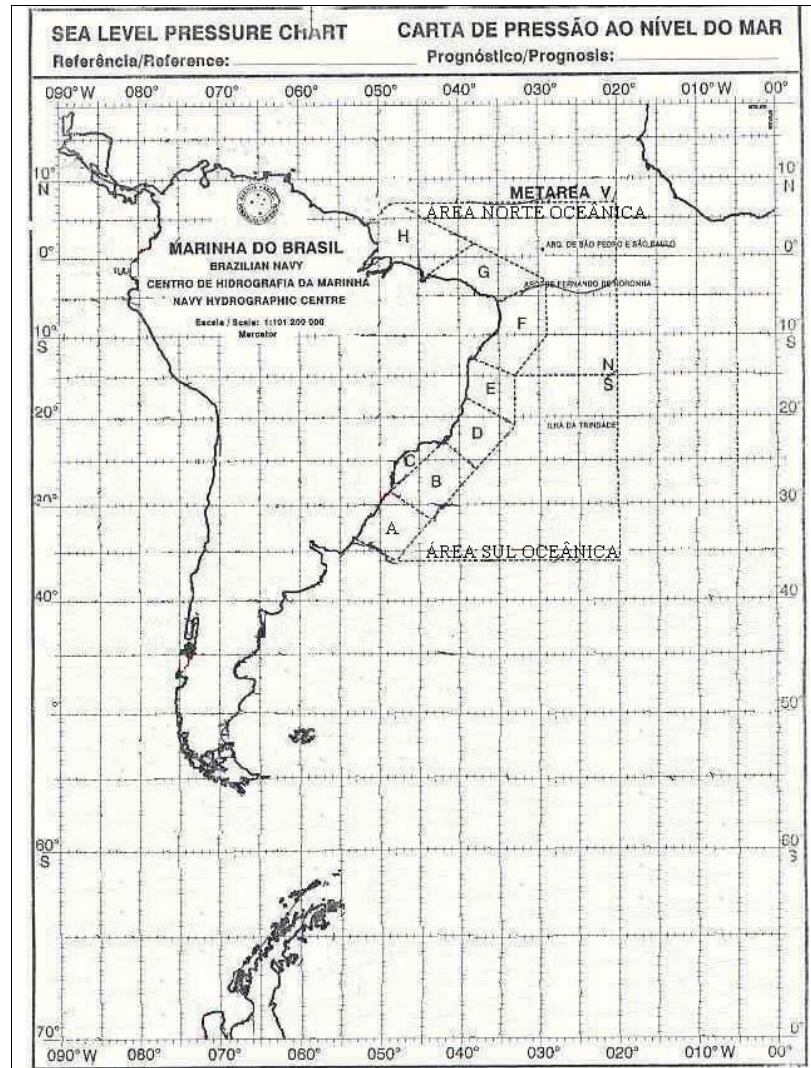


FIGURA 4.1.3: Carta sinótica de superfície da DHN

A Tabela 4.1.1 apresenta os avisos (alertas) emitidos pela marinha (DHN) para as áreas de cobertura meteorológica na costa oceânica brasileira, mais as áreas norte e sul oceânica do Brasil. Estes alertas são emitidos a cada 12 horas com avisos especiais a cada 3 horas em caso de mau tempo.

TABELA 4.1.1: Alertas emitidos pela Marinha (adaptado do Meteoromarinha do DHN).

Avisos de Vento Forte emitidos dia 04/Mai/2001 às 1400 UTC	
Vento forte/muito forte força 7/8 NW/SW, afetando a área sul oceânica ao sul de 25°S entre 42°W e 30°W a partir de 042100 UTC. Válido até 060600 UTC.	Vento forte força 7 W/SW, afetando a área bravo ao sul de 27°S e a leste de 45°W. Válido até 061800 UTC
Vento forte força 7 SW/SE, afetando as áreas Alfa e leste de 46°W e sul oceânica a oeste de 40°W. Válido até 061800 UTC.	Vento forte/muito forte força 7/8 NW/SW, afetando a área Sul oceânica ao Sul de 25°S entre 25°W e 36°W a partir de 060600 UTC. Válido até 070600 UTC.
Avisos de Mar Grosso emitidos dia 04/Mai/2001 às 1400 UTC	
Mar grosso com ondas de SW/SE 3.0/4.0 metros, afetando a área bravo/charlie Válido até 070600 UTC.	Mar grosso/Mar muito grosso com ondas de S/SE 3.0/4.0 metros, afetando a área alfa a leste de 48°W e sul oceânica a oeste de 40°W. Válido até 070600 UTC.
Mar grosso/ Muito grosso com ondas de NW/SW 3.0/6.0 metros, afetando a área Sul oceânica ao Sul de 25°S e a leste de 36°W partir de 060600 UTC Válido até 070600 UTC.	Mar grosso com ondas de SW/S 3.0/4.0 metros, afetando a área Delta ao Sul de 21°S a partir de 060600 UTC. Válido até 070600 UTC.
Aviso de Ressaca emitido dia 04/Mai/2001 às 1400 UTC	
Ressaca com ondas de SW/SE 2.5/3.5 metros, afetando a costa das áreas alfa ao norte de 30°S, Charlie e Delta ao sul de 22°S. Válido até 071200 UTC.	

Na Figura 4.1.4, pode-se confirmar que já existia uma pista de vento na costa sul do Rio Grande do Sul, pois o nível do mar dia 03 de maio (dia juliano 123) medido pela régua de maré de Rio Grande, situada em 32°08'S – 52°06'W, era de 1,537 m, sendo 0,466 m acima da média, que é de 1,071 m.

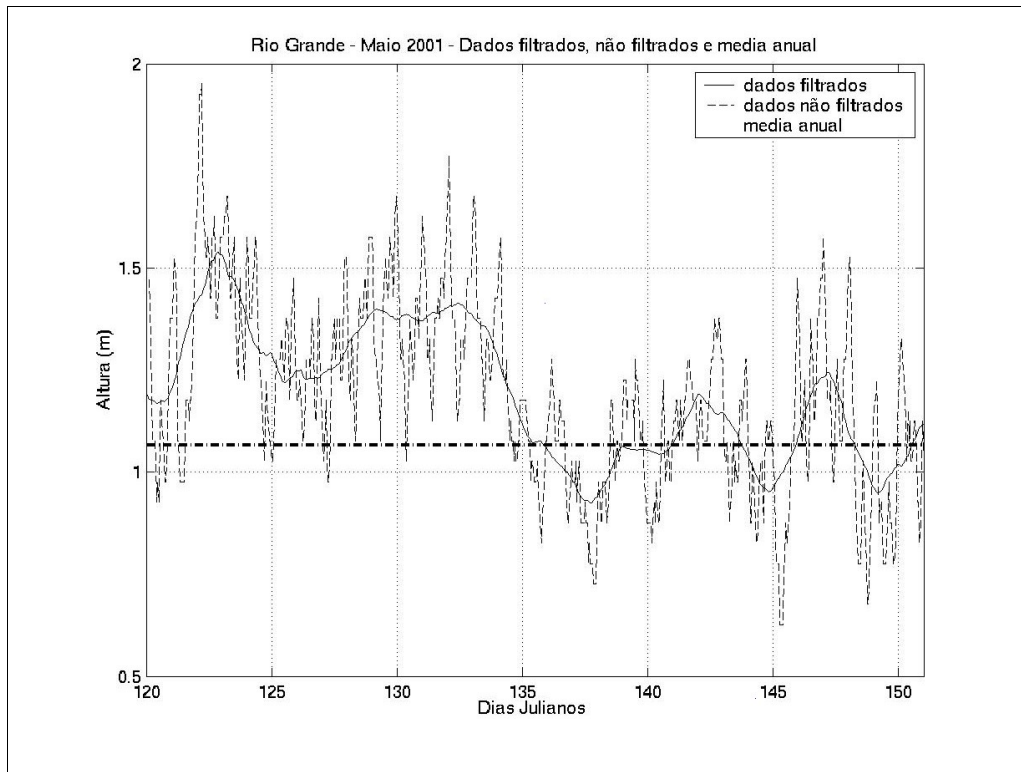


FIGURA 4.1.4: Dados da régua de maré de Rio Grande/RS para maio de 2001, onde a linha contínua significa os dados filtrados, a linha tracejada os dados não filtrados e a linha tracejada/pontilhada a média anual.

Na Figura 4.1.4, os dados não filtrados são os dados brutos (maré astronômica + maré meteorológica). Nos dados brutos (dados não filtrados), foi passado um filtro passa baixa (médias móveis), retira as altas frequências, sobrando somente as baixas frequências (maré meteorológica).

4.2 – MODELO GLOBAL X MODELO ETA

Neste capítulo foi feita uma comparação direta entre as análises do Modelo Global (MG) e as previsões do Modelo ETA (ME), disponibilizadas pelo INPE/CPTEC, do dia 04 de maio às 00 UTC até 06 de maio às 00 UTC a cada seis horas.

A seqüência de figuras abaixo mostra as saídas dos modelos nos níveis de 1000 hPa (pressão e ventos) e 500 hPa (vorticidade).

4.2.1.- Pressão e Vento em 1000 hPa

A seguir será apresentado, para todos os horários as variáveis pressão e vento para o nível de 1000 hPa.

Às 00 UTC do dia 04 em superfície (1000 hPa), o MG e o ME mostram um anticiclone no centro da Argentina (35°S – 65°W), com pressão (linhas contínuas) de 1028 hPa em seu núcleo e uma zona frontal localizada sobre o Oceano Atlântico, estando esta associada a um ciclone localizado em 45°S – 33°W, gerando ventos (setas) de sudoeste que variam de 8 – 12 m.s⁻¹ na costa do Rio Grande do Sul (RS). Os modelos mostram que um ciclone está em formação no litoral do estado de São Paulo (SP). O MG mostra uma isóbara fechada de 1014 hPa e o ME ainda não (Figuras 4.2.1.1.1 e 4.2.1.1.2). Para ambos os modelos, a análise da pressão coincidem com as imagens de satélite (Figura 4.1.1.3).

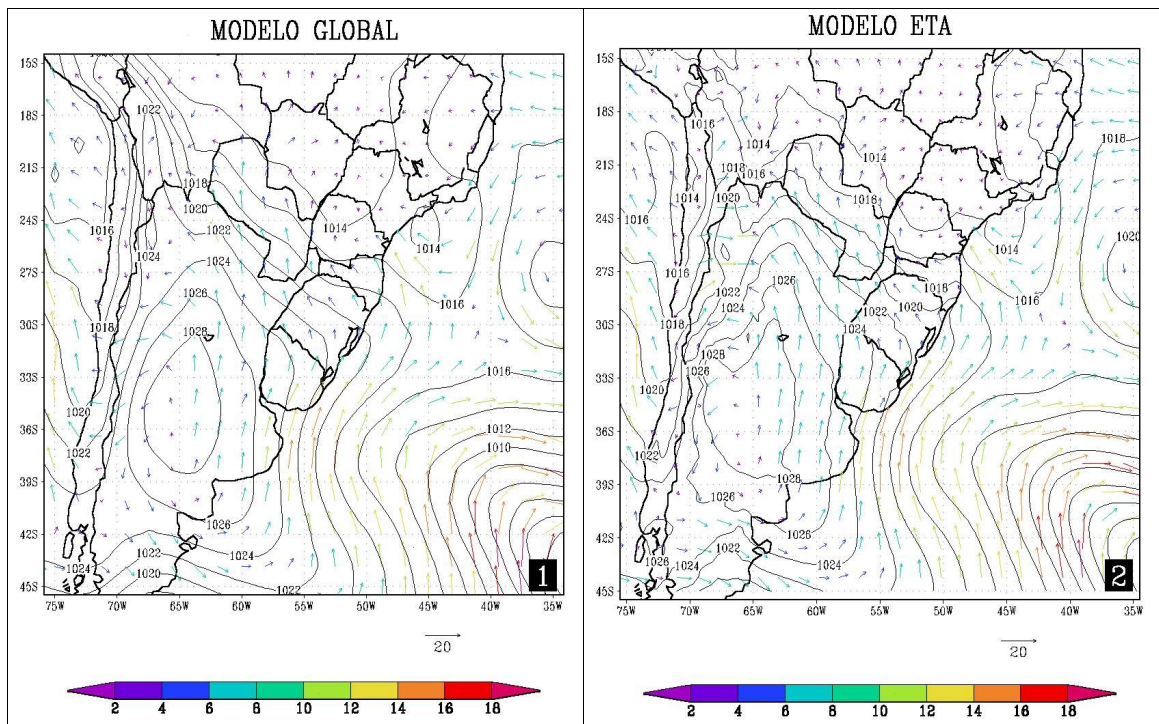


FIGURA 4.2.1.1 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 00 UTC do dia 04: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA.

Assim como no horário anterior, os dois modelos mostram que o anticiclone da Argentina se deslocou para norte mantendo a mesma intensidade. Também, com mesma intensidade o ciclone do litoral paulista, sendo que no MG este ciclone se localiza um pouco mais ao sul. Já os ventos associados a estes sistemas, segundo os

modelos, sopram de sudoeste em 27°S – 47°W com intensidade que variam de 12 à 14 m.s⁻¹ (Figuras 4.2.1.2.1 e 4.2.1.2.2).

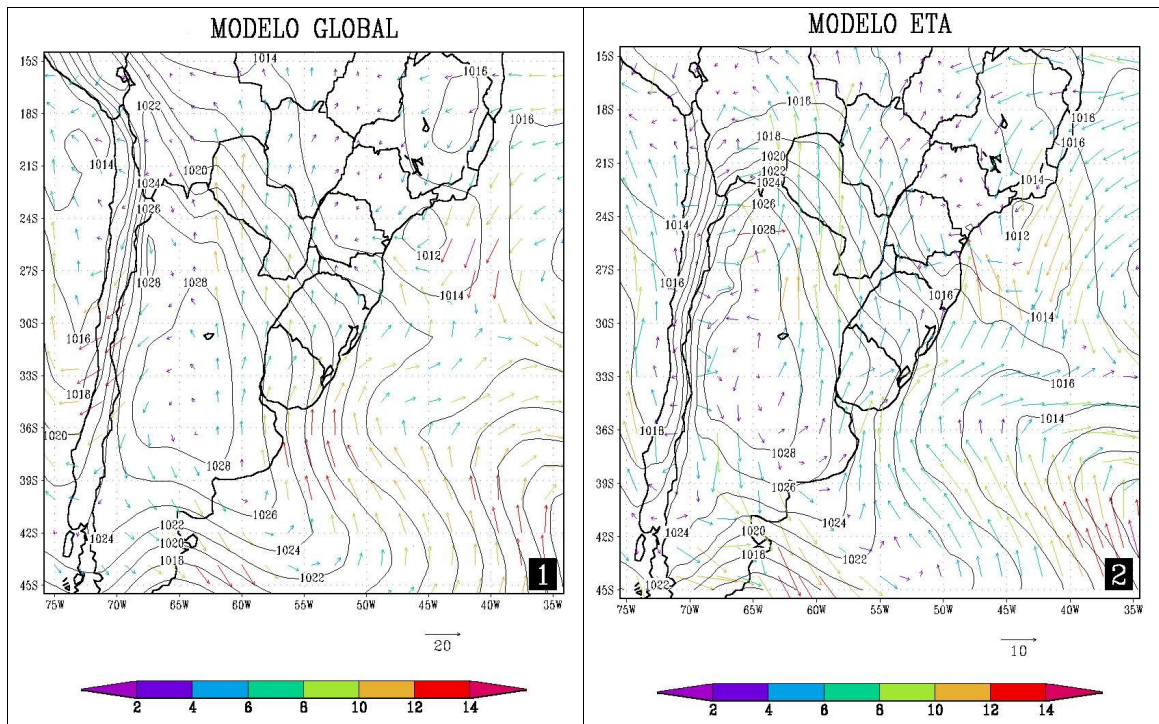


FIGURA 4.2.1.2 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 06 UTC do dia 04: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA.

As Figuras 4.2.1.3.1 e 4.2.1.3.2 (dia 04 às 12 UTC), mostram que para ambos modelos, os sistemas em superfície, estão no mesmo lugar e com mesma intensidade. Verifica-se que o ciclone do litoral paulista (26°S – 44°W) intensificou, tendo no seu núcleo pressão de 1012 hPa, e que o anticiclone da Argentina tem em seu núcleo pressão de 1026 hPa. O MG mostra que um outro ciclone começa a se formar no litoral do Uruguai (34°S – 47°W), o que não se verifica no ME. Ambos modelos mostram que os ventos na costa do RS e de Santa Catarina (SC) sopram de sudoeste e que variam de 8 – 10 m.s⁻¹ na região. Para este horário, o MG simula melhor o ciclone comparado com a imagem de satélite (Figura 4.1.1.4).

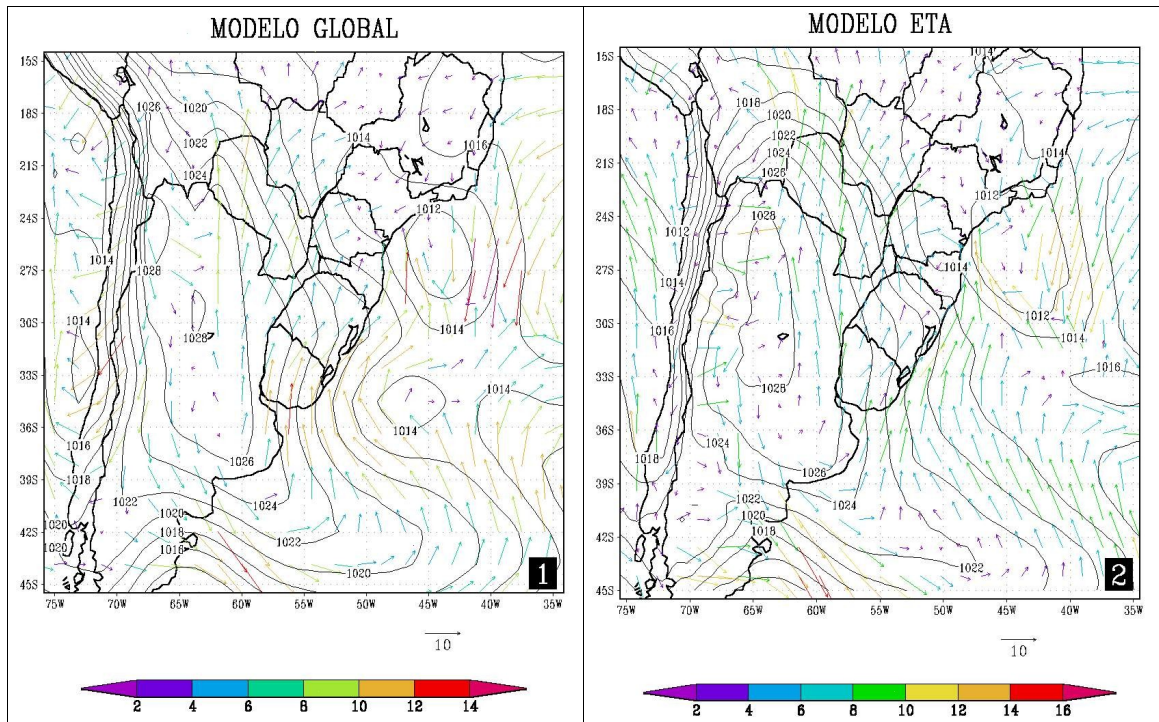


FIGURA 4.2.1.3 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 12 UTC do dia 04: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA.

No horário das 18 UTC do dia 04 (Figuras 4.2.1.4.1 e 4.2.1.4.2), o MG mostra que os dois ciclones existentes no litoral brasileiro se unem em 28°S – 48°W, mesmo lugar onde o ME mostra o mesmo ciclone. Em ambos modelos o ciclone se intensifica tendo em seu núcleo pressão de 1008 hPa. O MG mostra o anticiclone de 1026 hPa em 28°S – 62°W, enquanto que ME mostra um anticiclone de 1024 hPa em 33°S – 61°W. Já os ventos mais intensos associados à estes sistemas são de direção sul variando de 12 – 14 m.s⁻¹ segundo o MG, e de sudoeste superior a 16 m.s⁻¹, segundo ME.

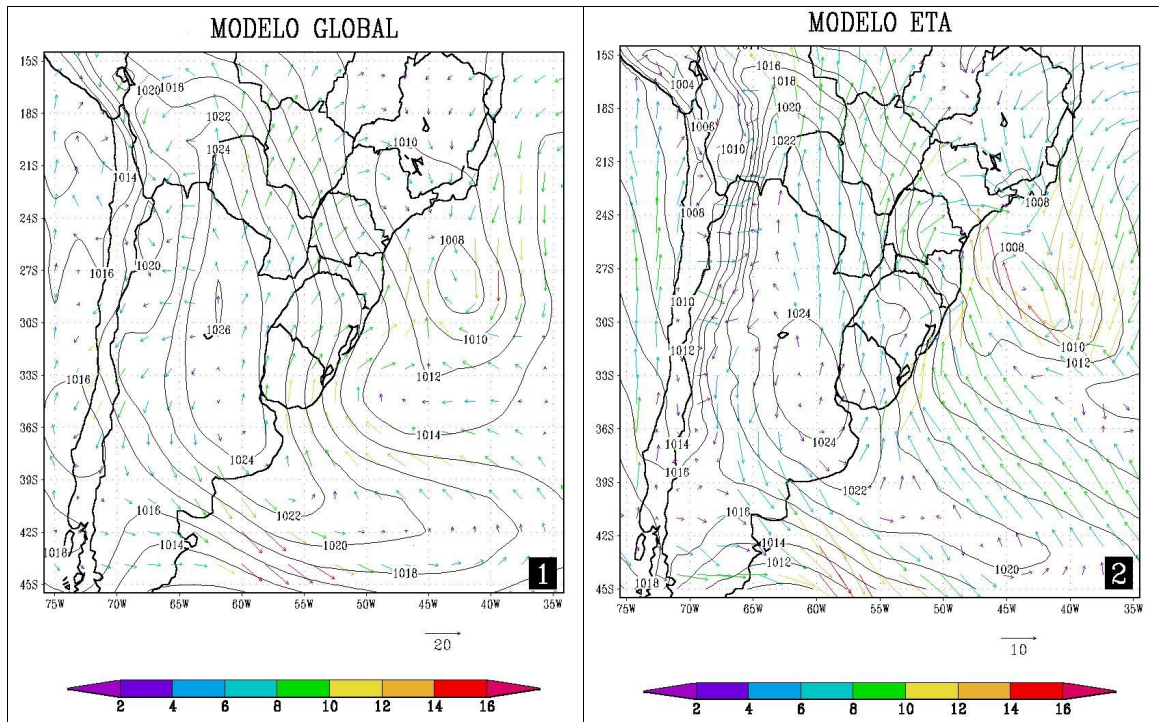


FIGURA 4.2.1.4 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 18 UTC do dia 04: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA.

Em superfície, às 00 UTC do dia 05 (Figuras 4.2.1.4.1 e 4.2.1.4.2), os dois modelos mostram que o ciclone no litoral se intensificou (1004 hPa em seu núcleo). O anticiclone tem a mesma intensidade (1024 hPa), porém localização diferente, sendo que no MG está situado em 28°S – 62°W e no ME em 33°S – 60°W. Segundo os dois modelos, é neste horário que se registram os ventos mais intensos, chegando a serem superiores à 18 m.s^{-1} de sudoeste na costa catarinense (28°S – 47°W). Neste horário, ambos os modelos simulam bem a localização do ciclone em superfície, ao comparar com a imagem de satélite referente ao mesmo horário (Figura 4.1.1.5).

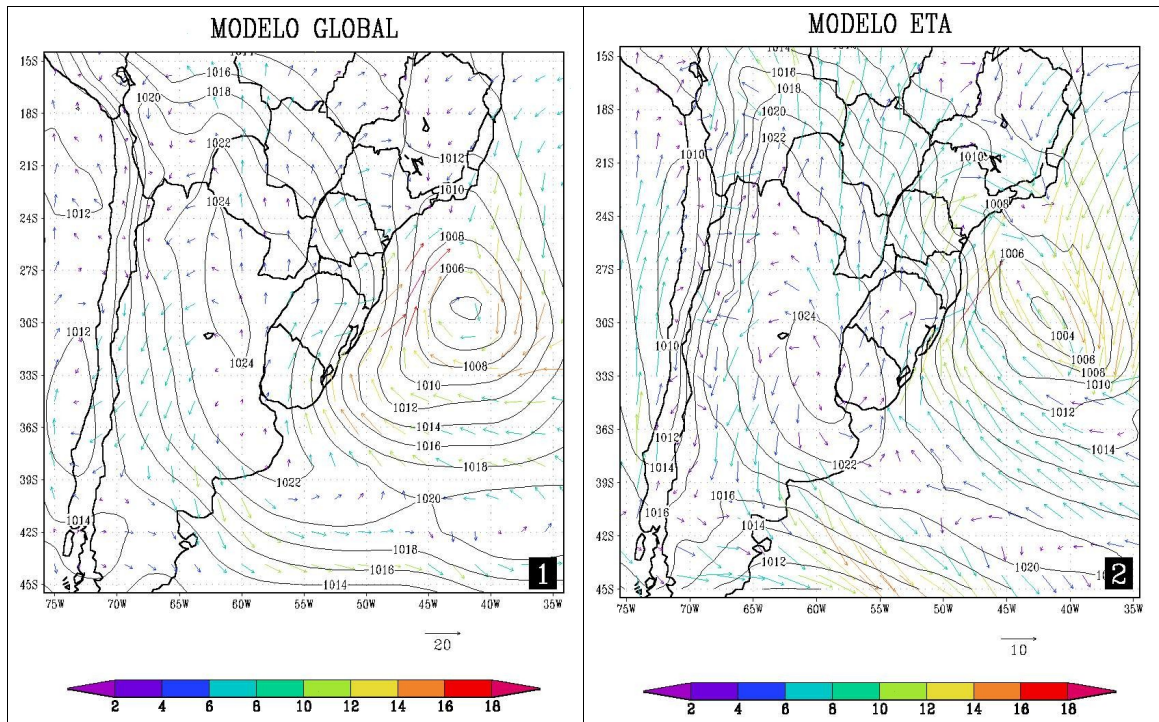


FIGURA 4.2.1.5 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 00 UTC do dia 05: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA.

No dia 05 às 06 UTC, em 1000 hPa, os modelos MG e ME mostram que o ciclone se intensifica ao se deslocar para sudeste, 998 hPa e 1002 hPa, respectivamente. Segundo MG, este ciclone gerou ventos de sudoeste superiores a 18 m.s^{-1} em $28^{\circ}\text{S} - 46^{\circ}\text{W}$. Na mesma localização, o ME apresenta também de sudoeste ventos que variaram de $16 - 18 \text{ m.s}^{-1}$, sendo que este modelo mostra ventos superiores a 18 m.s^{-1} de sudoeste no litoral paulista (Figura 4.2.1.6.1 e 4.2.1.6.2).

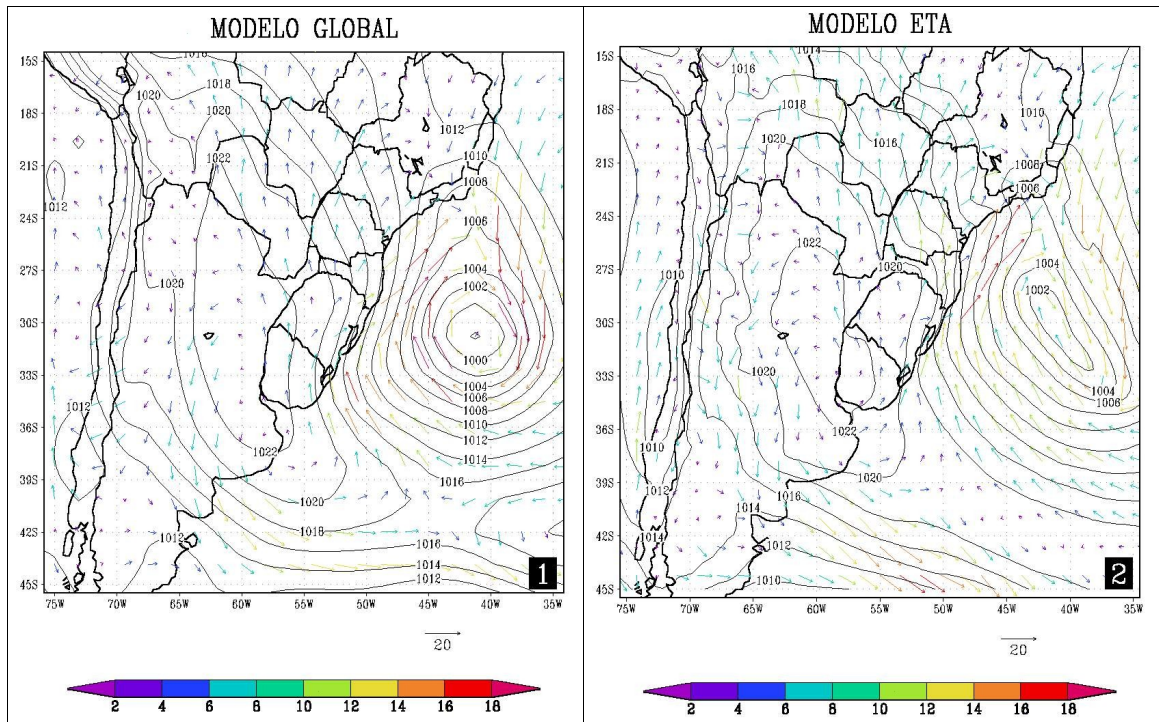


FIGURA 4.2.1.6 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 06 UTC do dia 05: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA.

Às 12 UTC do dia 05 em superfície (Figuras 4.2.1.7.1 e 4.2.1.7.2), os modelos Global e ETA mantêm o ciclone praticamente no mesmo lugar, porém com intensidades diferentes, 1000 hPa e 1002 hPa, respectivamente. Já o anticiclone, os modelos mostram com mesma intensidade, mas em localizações diferentes, 27°S – 60°W e 30°S – 58°W, respectivamente. Segundo os dois modelos, estes dois sistemas em conjunto, geram ventos de 10 – 14 m.s^{-1} paralelos à costa dos estados de São Paulo (SP) e Rio de Janeiro (RJ) com picos de 22 m.s^{-1} próximo ao ciclone. Neste horário, os dois modelos (Global e ETA) simularam bem a localização do ciclone em superfície, segundo a imagem de satélite (Figura 4.1.1.6) e a carta sinótica de superfície do DHN (Figura 4.1.2).

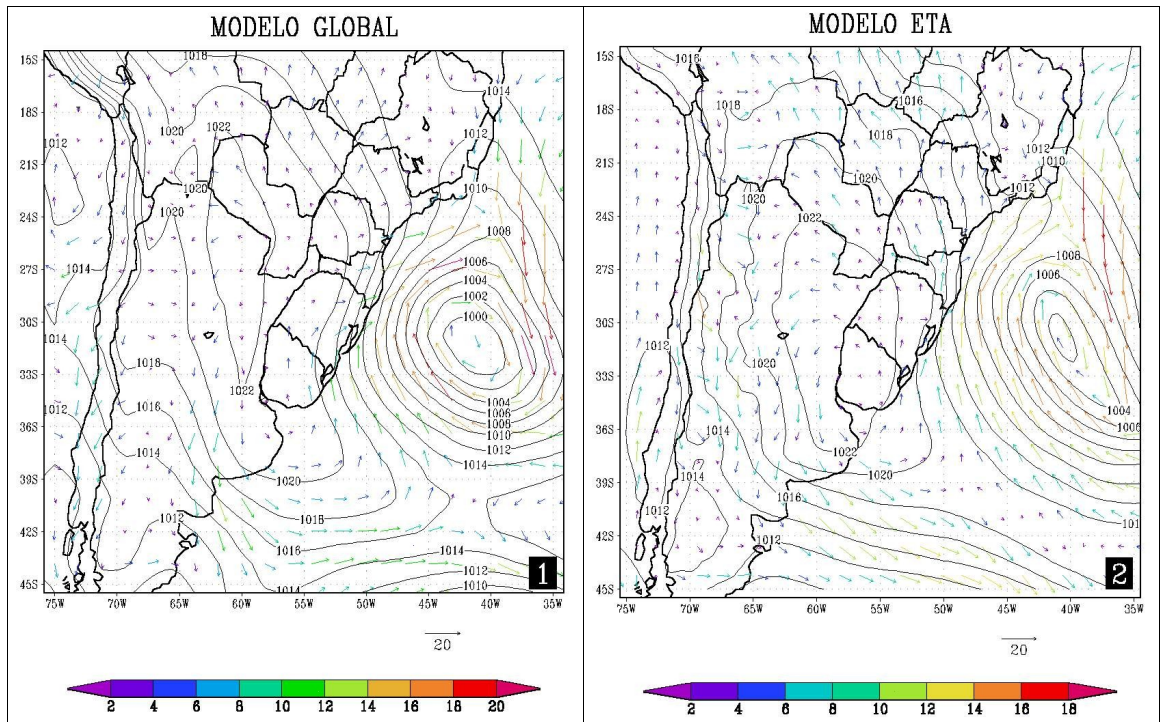


FIGURA 4.2.1.7 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 12 UTC do dia 05: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA.

As Figura 4.2.1.8.1 e 4.2.1.8.2 mostram que no horário das 18 UTC do dia 05, os modelos colocam o ciclone marítimo com intensidades e localizações diferentes. O MG simula o ciclone com 998 hPa em 31°S – 42°W, enquanto o ME localiza o mesmo em 31°S – 40°W com intensidade de 1000 hPa. Em 30°S – 47°W, os dois modelos indicam ventos de sul, porém de intensidades diferentes, de 20 – 22 m.s^{-1} , segundo o MG e de 12 – 14 m.s^{-1} segundo ME. Neste horário, o MG coloca o ciclone mais próximo da realidade, segundo a imagem de satélite (Figura 4.1.1.7).

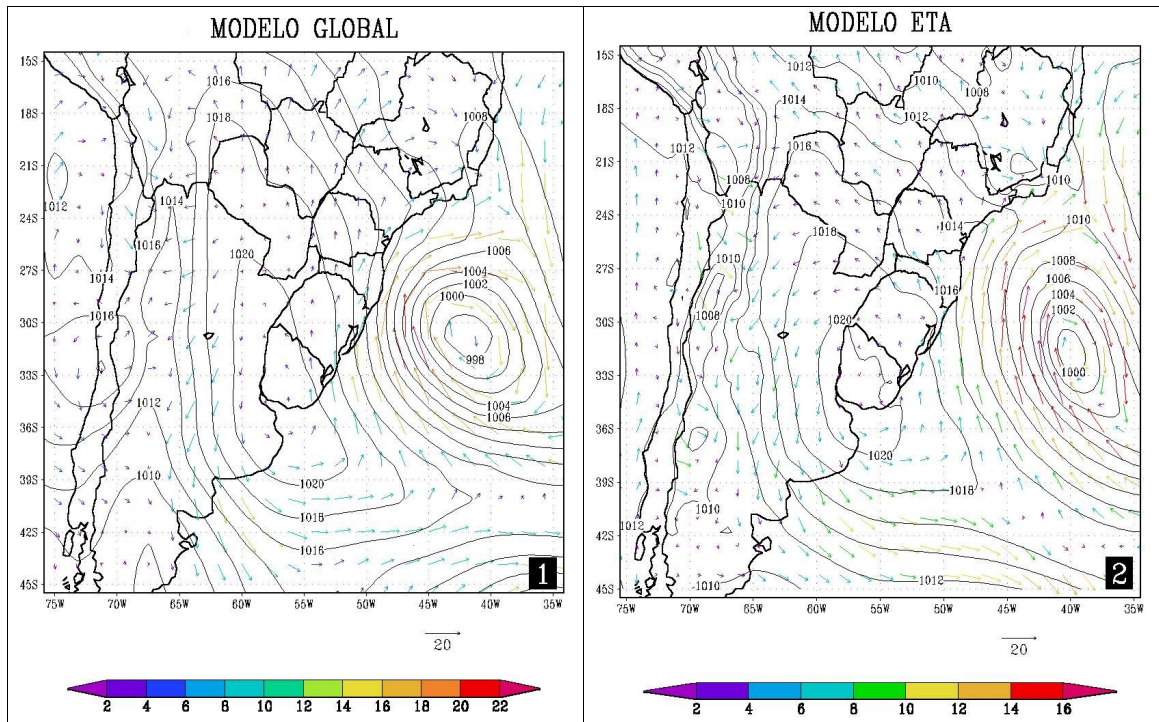


FIGURA 4.2.1.8 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 18 UTC do dia 05: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA.

As Figuras 4.2.1.9.1 e 4.2.1.9.2 mostram que os modelos simularam o ciclone marítimo com intensidades e localizações diferentes às 00 UTC do dia 06. O MG localiza o ciclone de 1000 hPa em 29°S – 41°W, enquanto o ME mostra o mesmo em 32°S – 39°W com intensidade de 1002 hPa. Com o anticiclone acontece a mesma coisa, pois no MG o anticiclone de 1022 hPa está localizado em 36°S – 54°W, e no ME, o anticiclone continental de 1020 hPa se localiza em 33°S – 55°W. Em 28°S – 47°W, os dois sistemas em conjunto geram ventos de sudoeste superiores à 22 m.s^{-1} , segundo o MG e também de sudoeste variando de 18 a 20 m.s^{-1} , segundo o ME. Novamente, para este horário, o MG simula melhor a localização do ciclone em superfície, do que o ME, como pode ser visto na Figura 4.1.1.8.

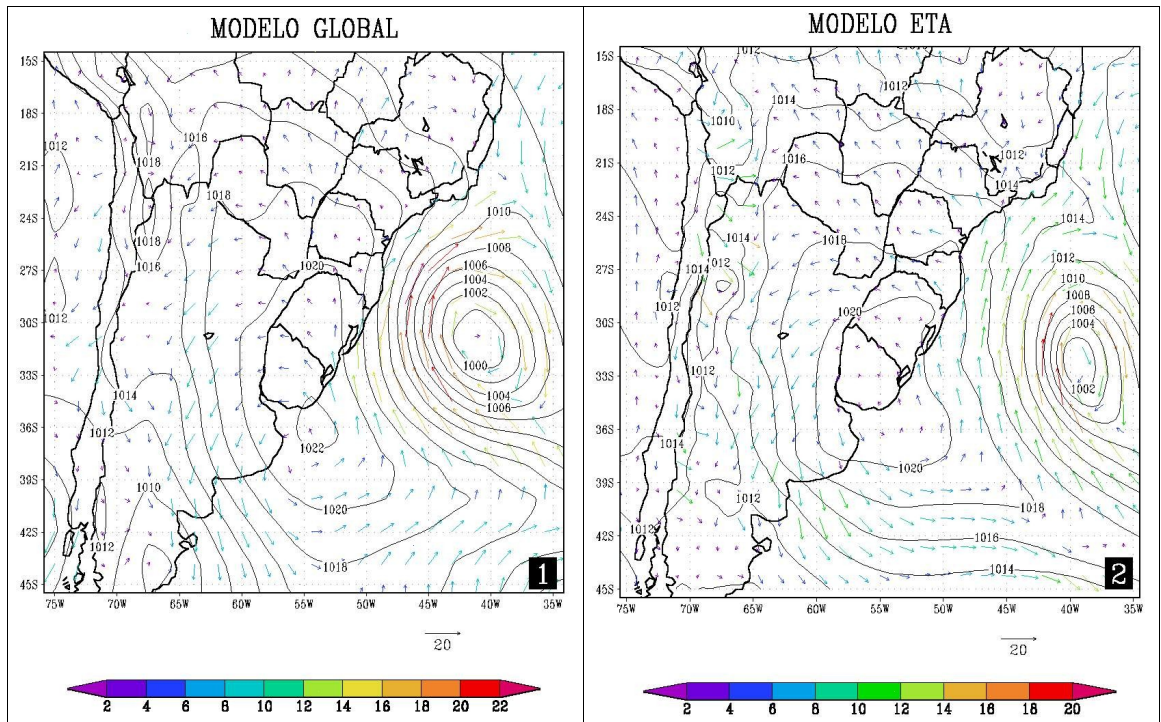


FIGURA 4.2.1.9 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 00 UTC do dia 06: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA.

As Figuras 4.2.1.10.1 e 4.2.1.10.2 mostram o deslocamento dos sistemas em superfície, de acordo os modelos Global e ETA. Em ambos os modelos, os sistemas de superfície têm seus deslocamentos muito parecidos, e que estes em um certo momento, ficam praticamente alinhados em torno do paralelo de 30°S, gerando os ventos mais intensos de quadrante sul, no período estudado.

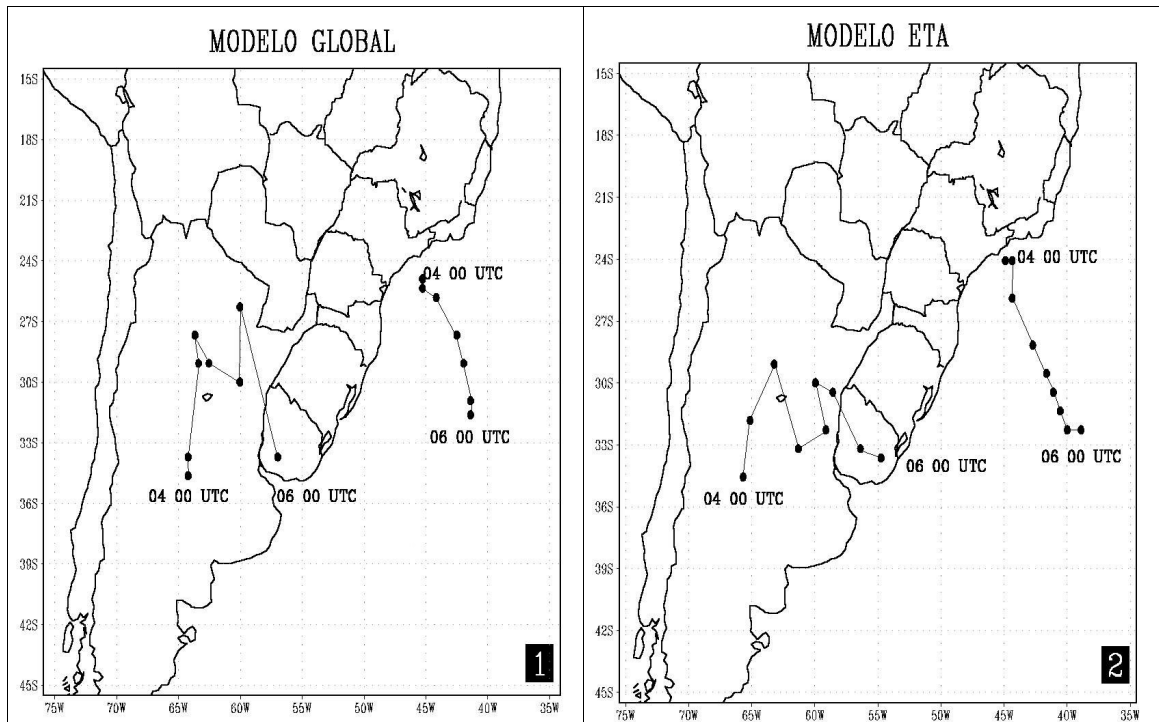


FIGURA 4.2.1.10 – Deslocamento dos sistemas de superfície desde às 00 UTC do dia 04 de maio até as 00 UTC do dia 06 de maio de 2001: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA.

4.2.2- Vorticidade em 500 hPa

A seguir será apresentado, para todos os horários a variável de vorticidade para o nível de 500 hPa.

Às 00 UTC do dia 04, tanto o MG como o ME mostram a mesma configuração no campo de vorticidade ciclônica, e que este tem seu máximo à oeste do Rio da Prata (9 e $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, respectivamente), sendo que o ME, neste horário já mostra, na região sudeste do Brasil, um núcleo de $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, o que indica que o sistema possa se desenvolver nesta região (Figuras 4.2.2.1.1 e 4.2.2.1.2).

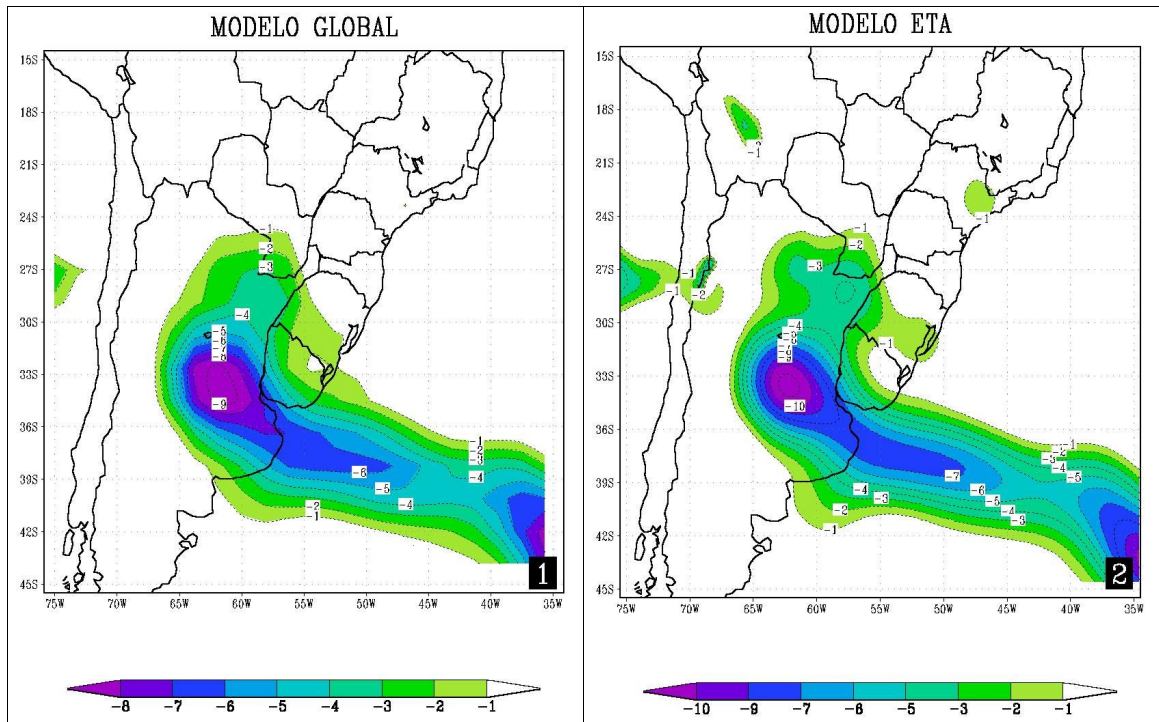


FIGURA 4.2.2.1 – Vorticidade em 500 hPa às 00 UTC do dia 04: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA.

Após 6 horas (06 UTC do dia 04), o MG e o ME mostram que a região de vorticidade ciclônica localizada a oeste do Uruguai se intensifica, 10 e $14 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, respectivamente. Os modelos também mostram que à leste de SP existe um núcleo de vorticidade ciclônica, porém de intensidades diferentes (Figuras 4.2.2.2.1 e 4.2.2.2.2).

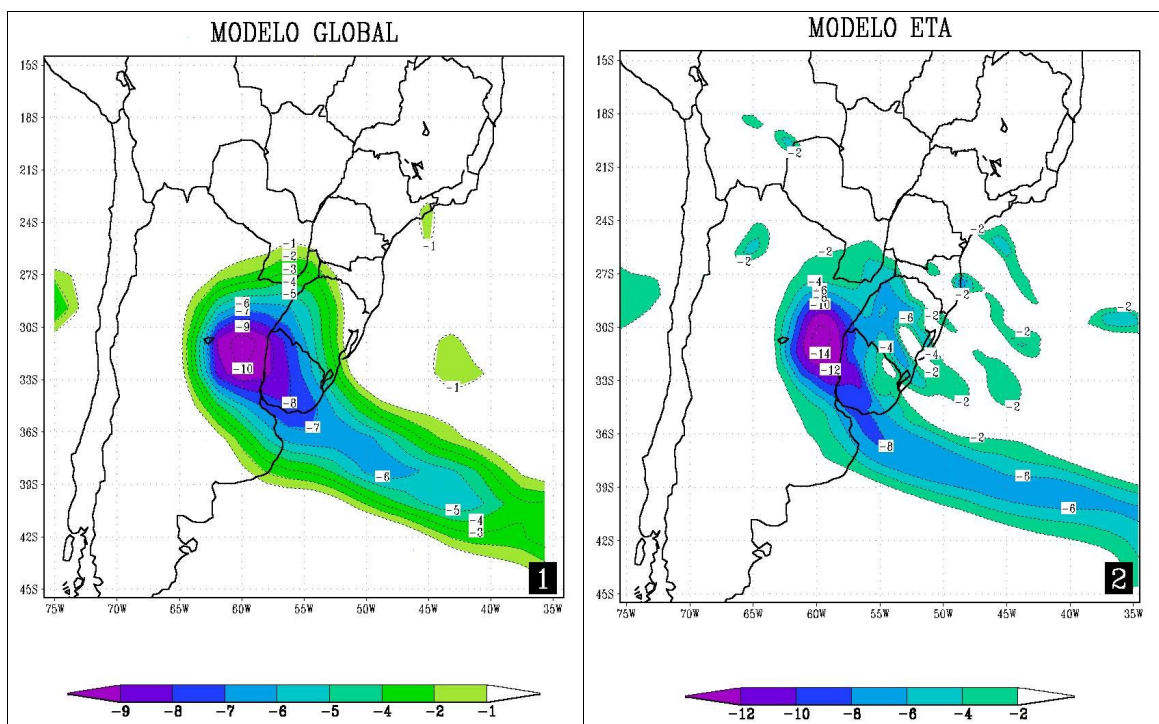


FIGURA 4.2.2.2 – Vorticidade em 500 hPa às 06 UTC do dia 04: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA.

Segundo o MG e o ME (às 12 UTC do dia 04), como mostrado nas Figuras 4.2.2.3.1 e 4.2.2.3.2, a vorticidade ciclônica continua se intensificando 13 e $18 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, respectivamente ao se deslocar para nordeste.

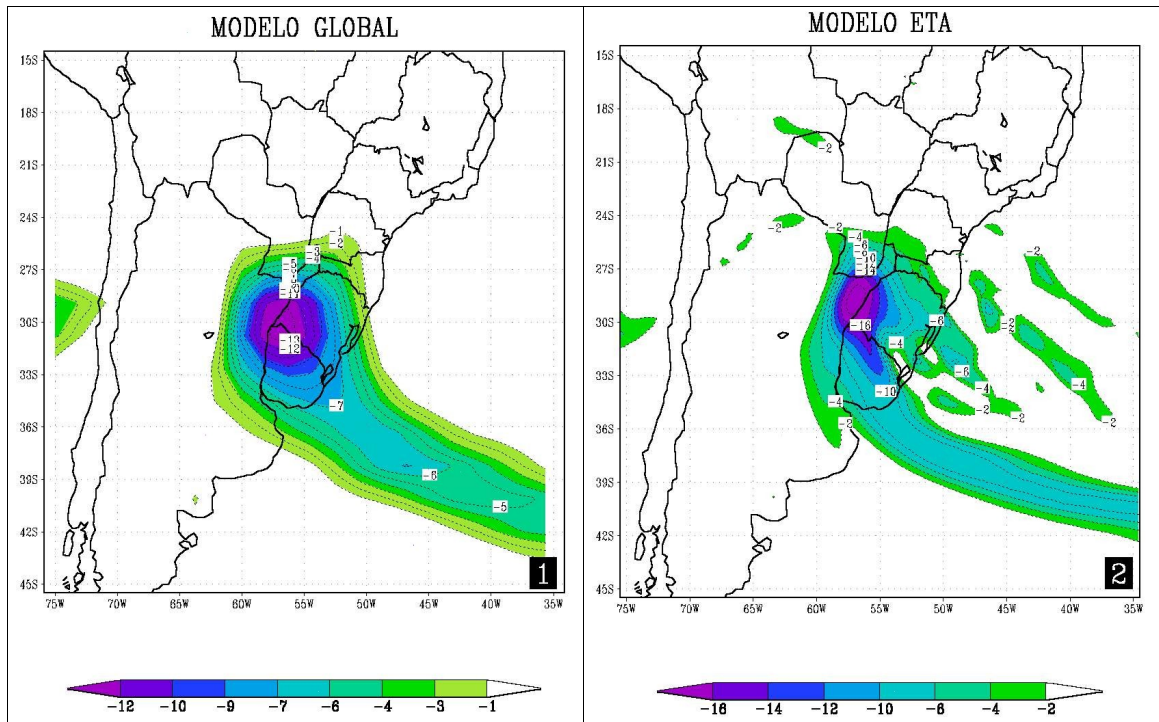
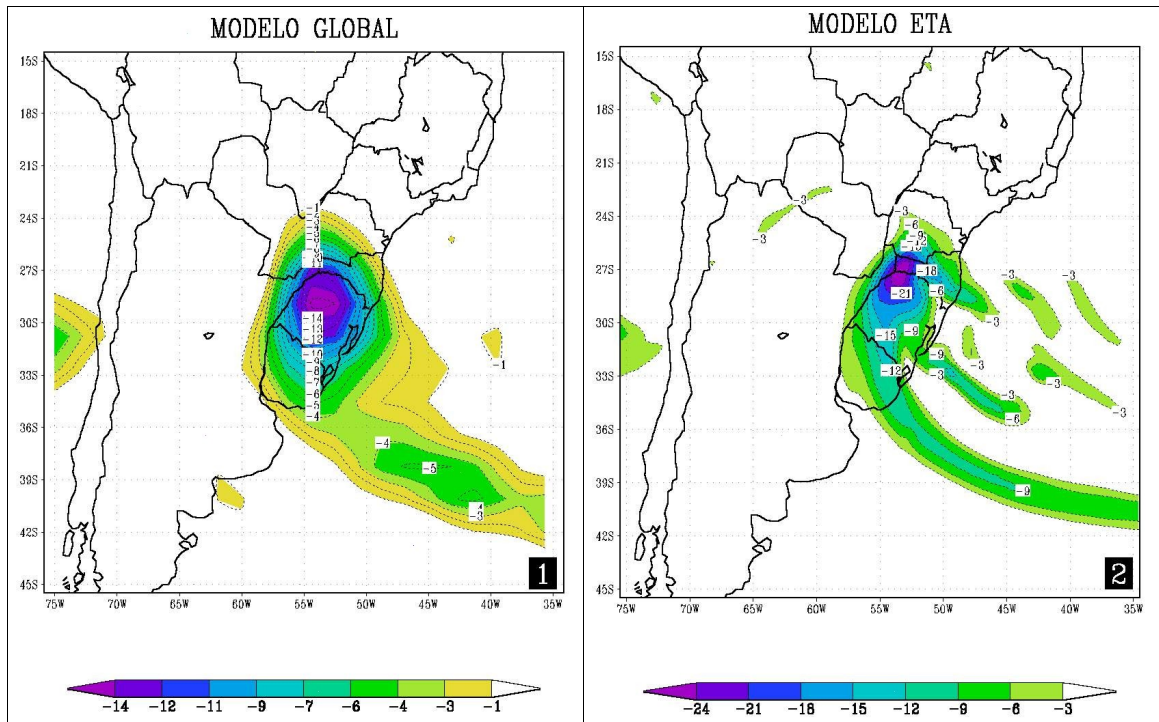
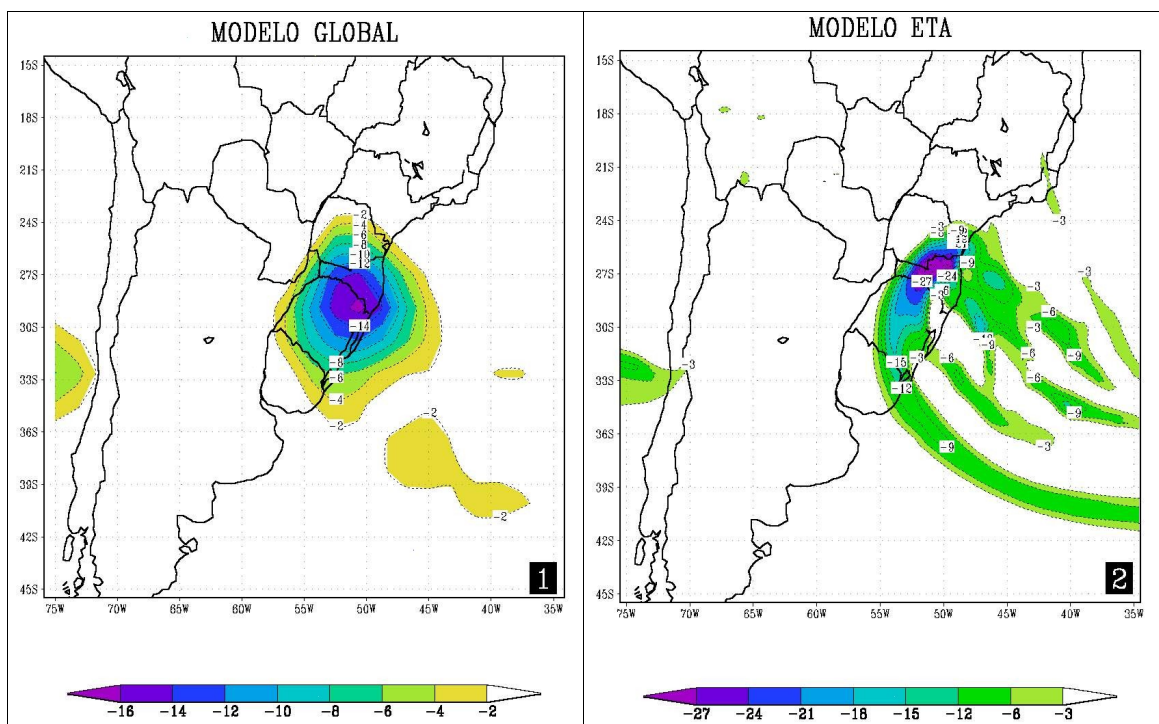


FIGURA 4.2.2.3 – Vorticidade em 500 hPa às 12 UTC do dia 04: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA.

De acordo com os dois modelos, às 18 UTC do dia 04, a vorticidade ciclônica continua se deslocando para nordeste e se intensificando 15 e $25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, respectivamente, como mostrado nas Figura 4.2.2.4.1 e 4.2.2.4.2. Esta grande diferença entre os modelos MG e ME, se deve ao fato que no ME, somente o primeiro horário se refere a análise e os seguintes, são previsões, ao contrário do MG que sempre são análises.



Ainda às 00 UTC do dia 05, a vorticidade ciclônica segue se intensificando ($16 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) e se deslocando para nordeste, segundo o MG (Figura 4.2.2.4.1). De acordo com o ME, este campo também se intensifica ($30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) ao se deslocar zonalmente para leste (Figura 4.2.2.4.2).



A partir do horário das 06 UTC do dia 05, de acordo com nos modelos Global e ETA, o centro de vorticidade ciclônica começa a se enfraquecer, 15 e $25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, respectivamente, ao se deslocar para nordeste, como mostrado nas Figuras 4.2.2.6.1 e 4.2.2.6.2, mostrando desintensificação do ciclone.

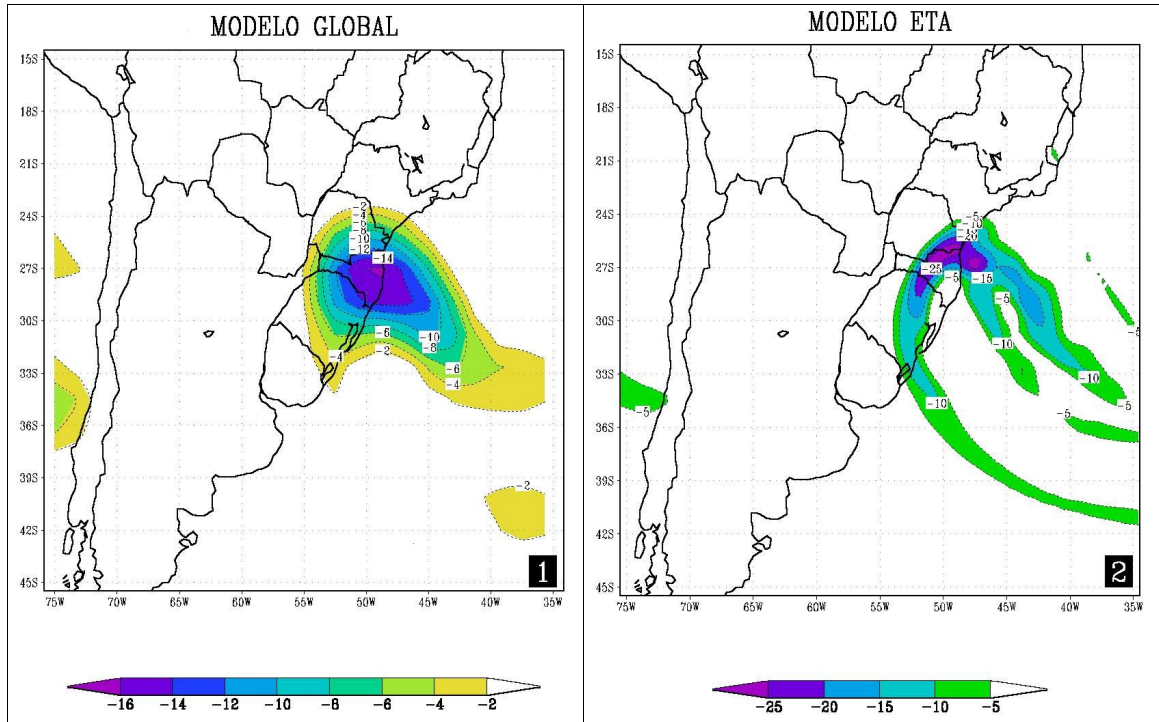


FIGURA 4.2.2.6 – Vorticidade em 500 hPa às 06 UTC do dia 05: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA.

Às 12 UTC do dia 05, segundo o MG, (Figuras 4.2.2.7.1) o núcleo de vorticidade desloca-se zonalmente para leste (28°S e 47°W) com mesma intensidade ($15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). De acordo com o ME (Figura 4.2.2.7.2), a vorticidade ciclônica também se desloca para leste ($27,5^{\circ}\text{S} - 43^{\circ}\text{W}$) enfraquecendo-se ($24 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$).

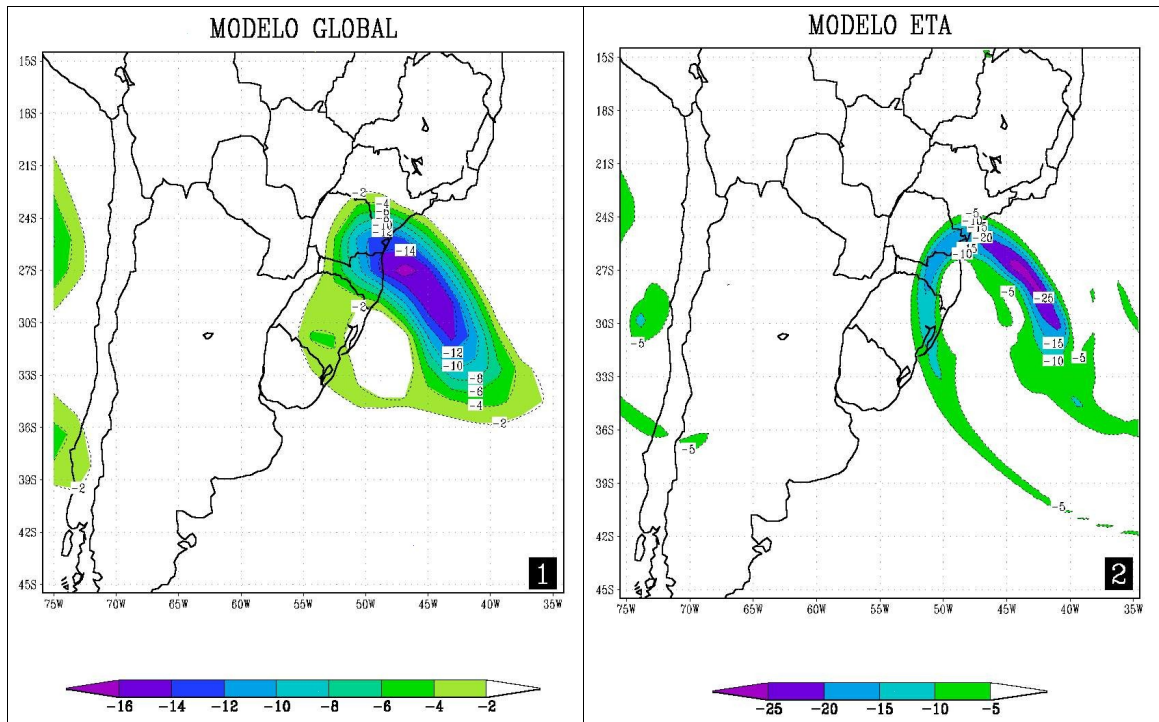


FIGURA 4.2.2.7 – Vorticidade em 500 hPa às 12 UTC do dia 05: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA.

Segundo os modelos, às 18 UTC do dia 05, o centro de vorticidade ciclônica segue se deslocando para nordeste mantendo a mesma configuração e diminuindo de intensidade, 14 e $21 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, respectivamente, como mostrado nas Figuras 4.2.2.8.1 e 4.2.2.8.2.

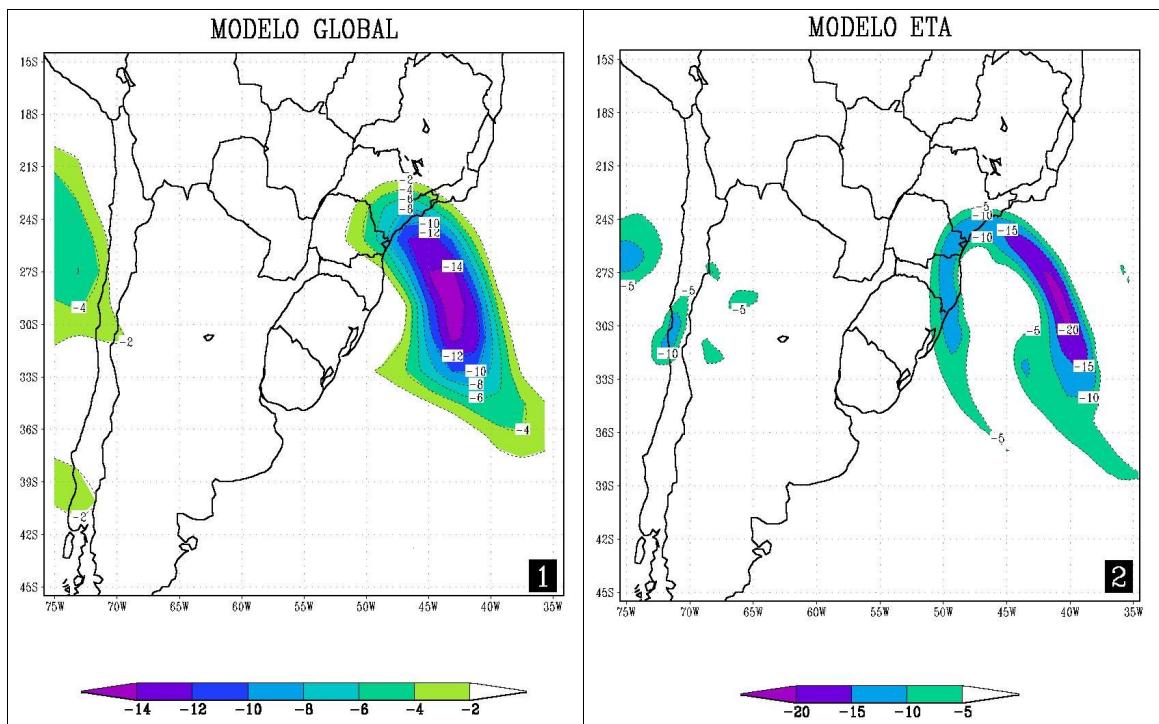


FIGURA 4.2.2.8 – Vorticidade em 500 hPa às 18 UTC do dia 05: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA.

Nas Figuras 4.2.2.9.1 e 4.2.2.9.2 (às 00 UTC do dia 06), o centro de vorticidade ciclônica se desloca para sudeste mantendo mesma configuração e diminuindo intensidade, 14 e $15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, respectivamente em ambos modelos.

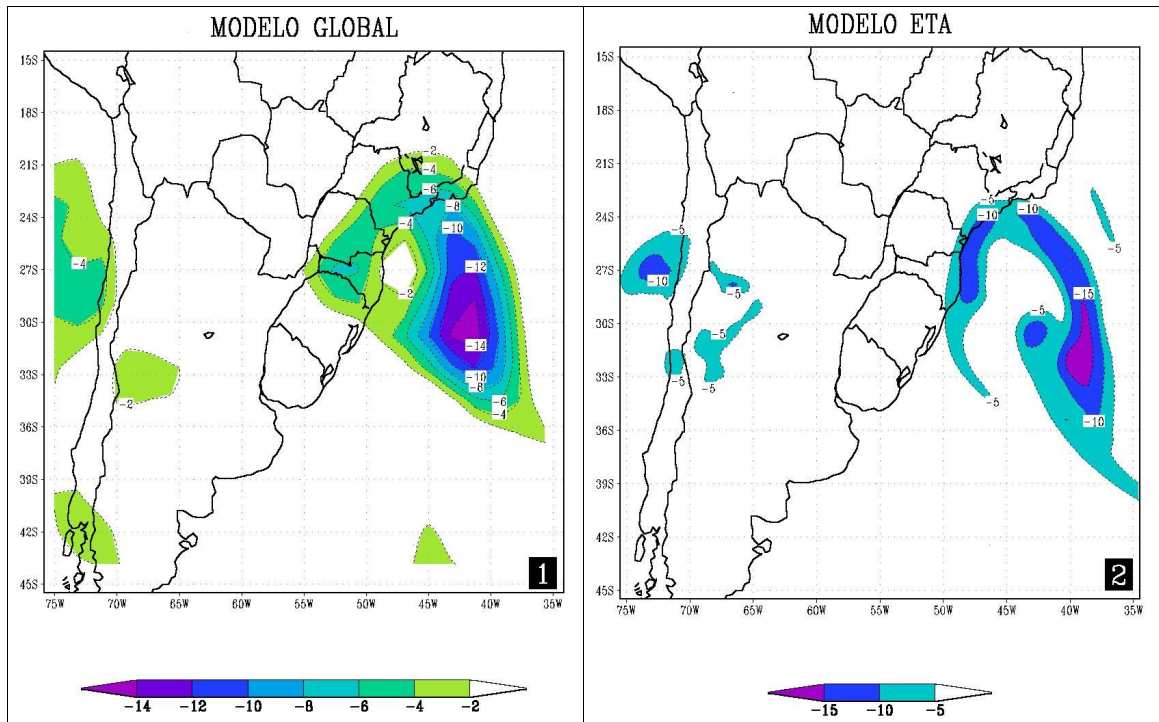


FIGURA 4.2.2.9 – Vorticidade em 500 hPa às 00 UTC do dia 06: 1) Modelo Global e 2) Modelo ETA.

MODELO RAMS/GLOBAL X RAMS/ETA

4.3 – ANÁLISE SINÓTICA

Neste capítulo foi feita uma comparação direta entre os resultados dos experimentos usando o RAMS, afim de sabermos qual dois dados (modelos) de entrada, representou melhor o evento estudado. O primeiro experimento (E1) foi assimilado com as análises do Modelo Global e o segundo experimento (E2) com a análise do dia 04 e as previsões de 48 h do Modelo ETA, ambos disponibilizados pelo CPTEC/INPE.

A seqüência de figuras a seguir mostra as saídas dos experimentos, do dia 04 de maio às 00 UTC até dia 06 de maio às 00 UTC a cada seis horas, para os níveis de 1000 hPa (pressão e ventos) e 500 hPa (vorticidade).

4.3.1- Pressão e Vento em 1000 hPa

A seguir será apresentado, para todos os horários as variáveis Pressão e Vento para o nível de 1000 hPa.

A análise do campo de pressão em superfície (1000 hPa), para o dia 04 às 00 UTC, mostram que os dois experimentos (E1 e E2) colocaram um anticiclone de 1028 hPa praticamente na mesma localização, assim como um cavado de 1014 hPa em 25°S – 45°W. Estes sistemas geraram ventos de sul-sudoeste ($12 - 14 \text{ m.s}^{-1}$) na costa do Uruguai, de $6 - 10 \text{ m.s}^{-1}$ paralelo à costa do Rio Grande do Sul (RS), ventos de sul a sudeste, variando de $8 - 12 \text{ m.s}^{-1}$ na costa de Santa Catarina (SC), tornando-se praticamente de leste e menos intenso em São Paulo (SP), segundo os experimentos (Figuras 4.3.1.1.1 e 4.3.1.1.2). Neste horário, ambos os experimentos simularam bem a localização do ciclone em formação a leste de região sudeste do Brasil, como pode ser visto na Figura 4.1.1.3.

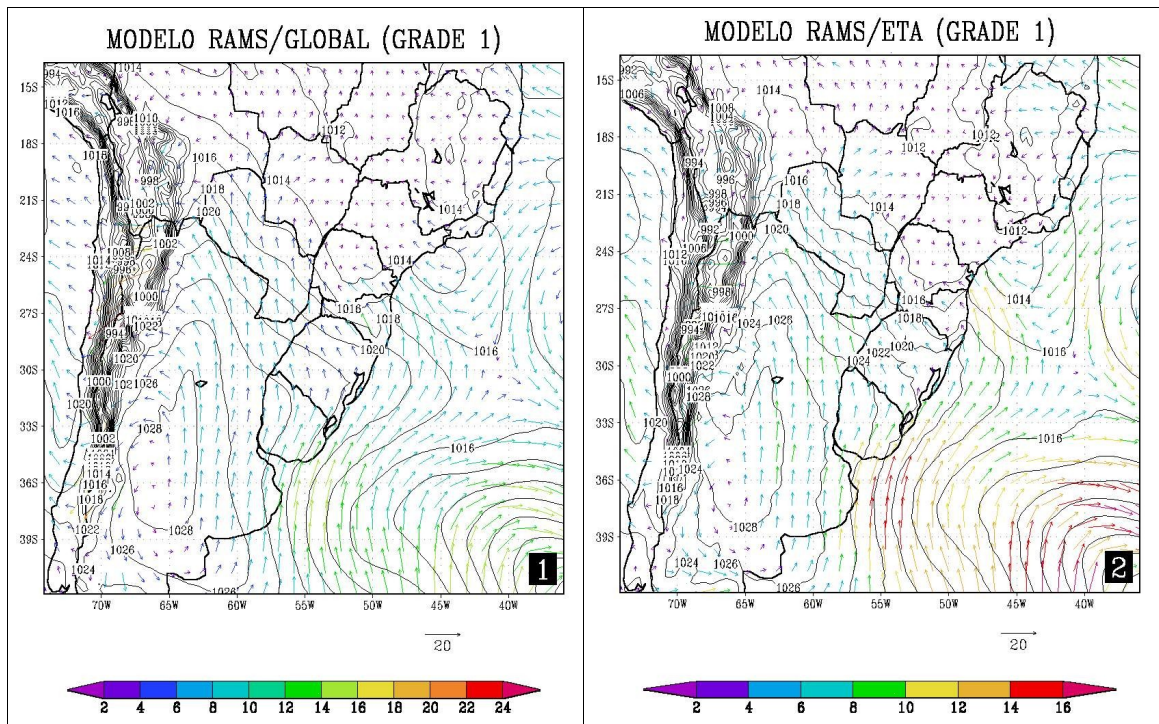


FIGURA 4.3.1.1 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 00 UTC do dia 04: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

Às 06 UTC do dia 04 (Figuras 4.3.1.2.1 e 4.3.1.2.2), em superfície, os experimentos simularam um anticiclone continental praticamente na mesma localização, porém de intensidade diferentes, de 1030 hPa segundo E1, e 1028 hPa segundo E2. Neste horário, na região sudeste do Brasil começou a se formar um ciclone, que no E1, mostrava uma isóbara fechada de 1010 hPa, e no E2, um cavado com isóbara de 1010 hPa. Os ventos em superfície variaram de 6 – 12 m.s⁻¹ soprando paralelamente ao RS, tendo rajadas que variaram de 12 à 14 m.s⁻¹ no litoral de SC, segundo os dois experimentos.

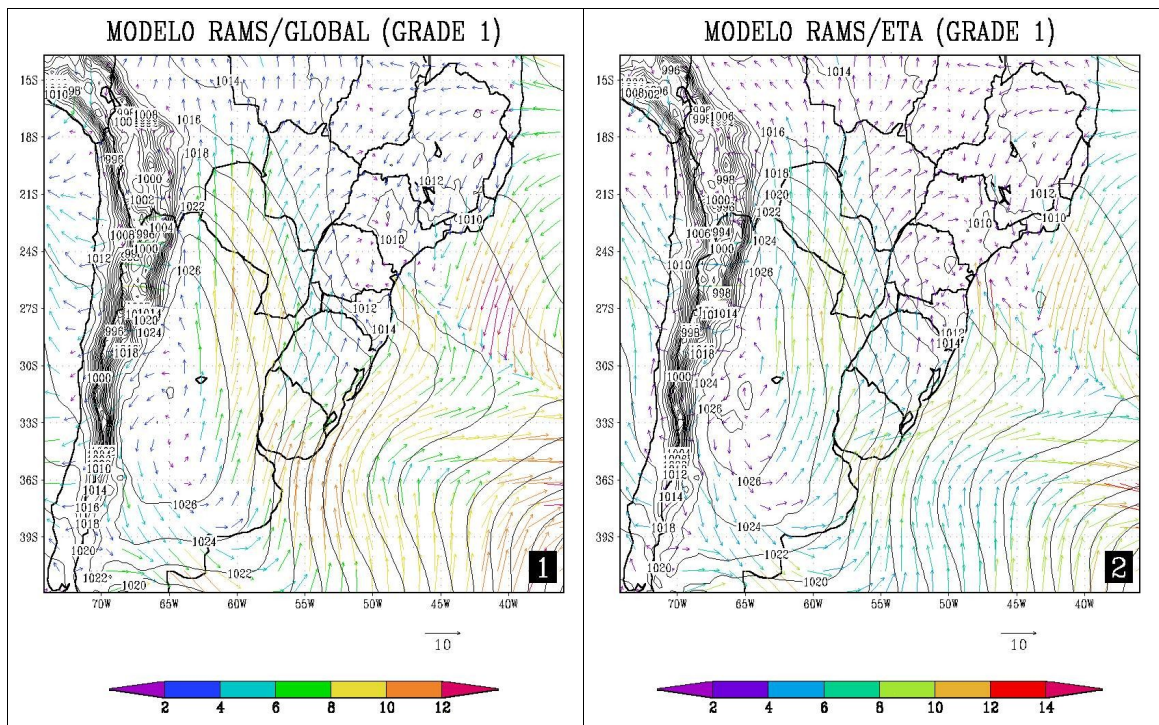


FIGURA 4.3.1.2 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 06 UTC do dia 04: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

Às 12 UTC do dia 04 (Figuras 4.3.1.3.1 e 4.3.1.3.2), os experimentos mostraram que o ciclone do Atlântico intensificou-se, 1008 hPa, já os anticiclones continentais se enfraqueceram ao se deslocar levemente para nordeste. Conforme os modelos, estes sistemas geraram ventos de sudoeste na costa do RS que variaram de 8 – 12 m.s⁻¹ e ventos praticamente de sul que variaram de 10 – 12 m.s⁻¹ em 28°S e 47°W. Novamente, ambos os experimentos simularam bem a localização do ciclone marítimo, segunda a imagem de satélite deste horário, como pode ser visto na Figura 4.1.1.4.

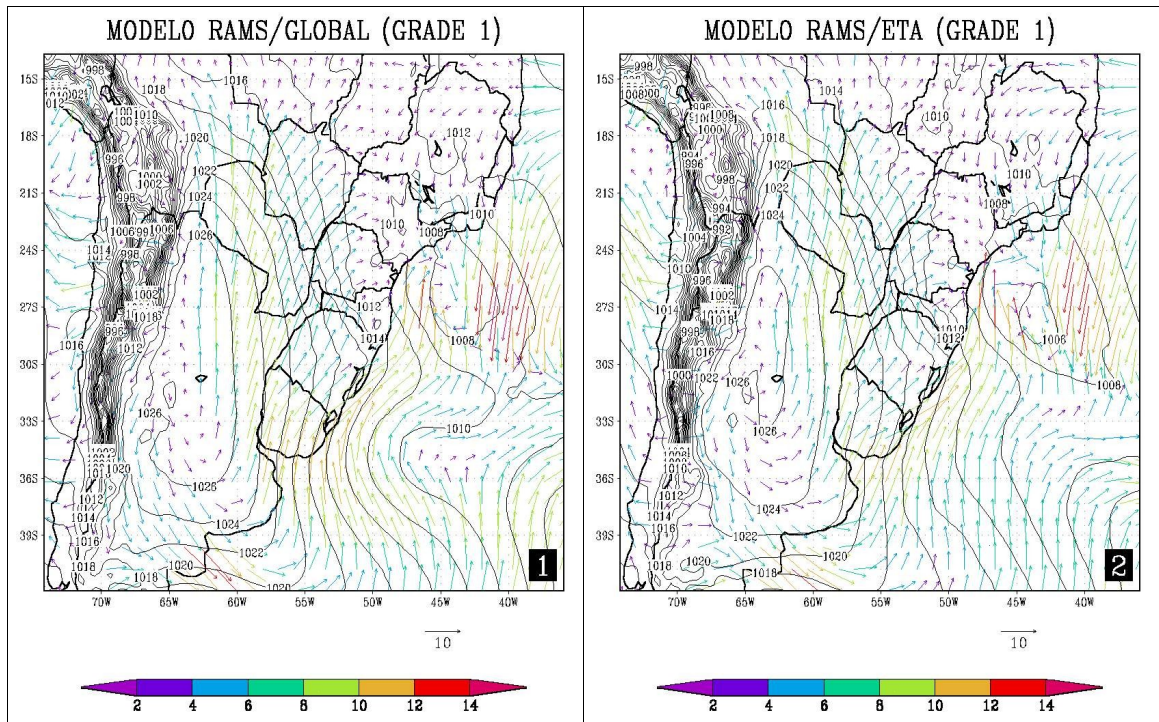


FIGURA 4.3.1.3 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 12 UTC do dia 04: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

No horário das 18 UTC do dia 04, os experimentos E1 e E2 (Figuras 4.3.1.4.1 e 4.3.1.4.2) mostram que o anticiclone continental continuava avançando em direção ao RS enfraquecendo-se, e que o ciclone oceânico deslocou-se para sul aumentando sua intensidade, 1006 e 1004 hPa respectivamente. De acordo com os experimentos, estes dois sistemas em superfície geraram ventos de sudoeste que variaram de 10 – 12 m.s⁻¹ na costa do RS, de 12 – 14 m.s⁻¹ na costa de SC, segundo o E2.

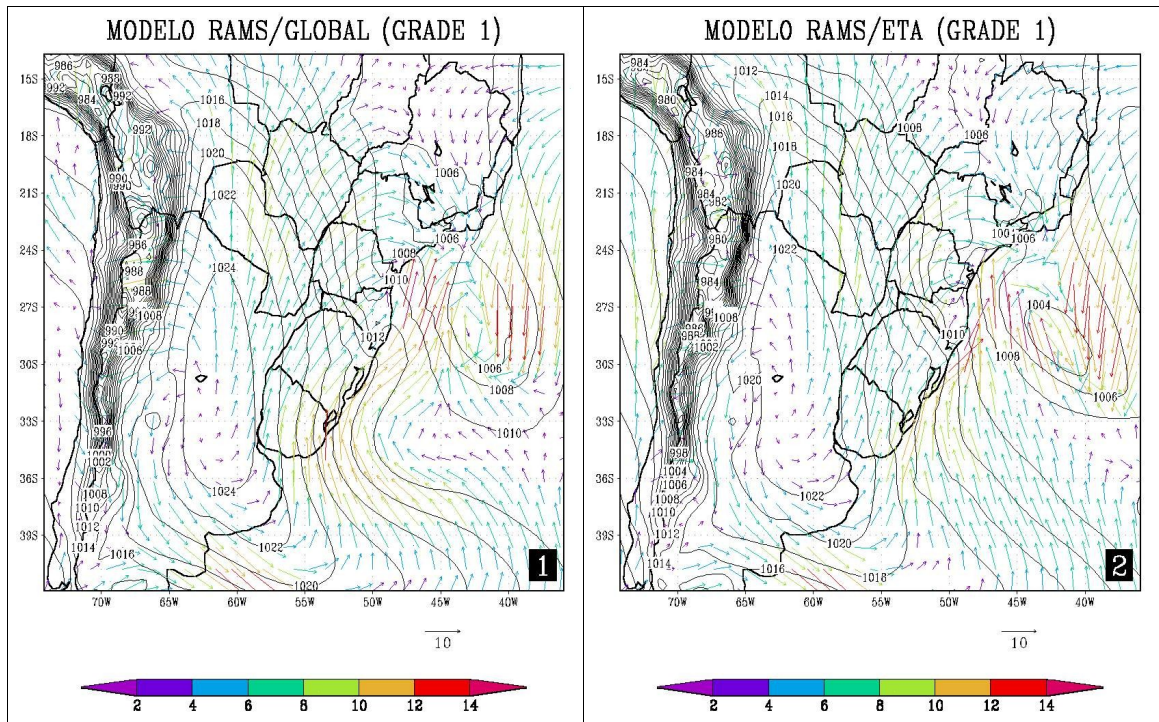


FIGURA 4.3.1.4 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 18 UTC do dia 04: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

As Figuras 4.3.1.5.1 e 4.3.1.5.2 mostram que para o dia 05 às 00 UTC os experimentos simularam o ciclone marítimo de intensidades diferentes (1004 e 1002 hPa, respectivamente), porém praticamente a mesma localização (31°S – 42°W). Já com o anticiclone não aconteceu a mesma coisa, pois segundo os experimentos, a alta de 1024 hPa estava em 30°S – 61°W no experimento E1, enquanto que no experimento E2, estava mais para o sul (32°S – 61°W). Também nestas figuras pode-se notar que os ventos gerados por estes sistemas foram de sudoeste superiores à 16 e 18 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, respectivamente, em 28°S – 47°W. Neste horário, a localização do ciclone marítimo não foi bem simulada por ambos os experimentos, como pode ser visto na imagem de satélite das 00 UTC do dia 05 (Figura 4.1.1.5).

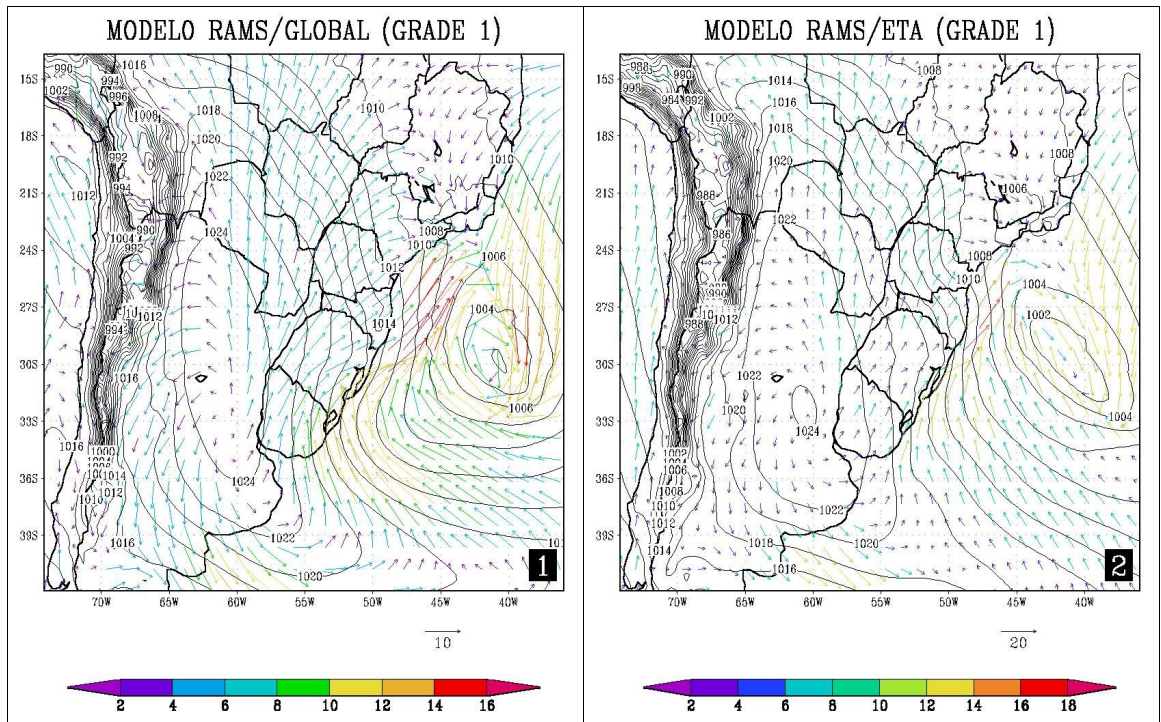


FIGURA 4.3.1.5 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 00 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

Às 06 UTC do dia 05 (Figuras 4.3.1.6.1 e 4.3.1.6.2), nota-se que segundo os experimentos, o anticiclone do continente se deslocava para norte, enquanto que o ciclone marítimo deslocava-se para o sul. Estes dois sistemas geraram, em conjunto, uma pista de vento de quadrante sul-sudoeste, variando de 12 à 16 m.s^{-1} no litoral da região sul do Brasil, segundo os experimentos. De acordo com o E2, ocorreu rajadas de sudoeste superior 20 m.s^{-1} em 28°S e 47°W.

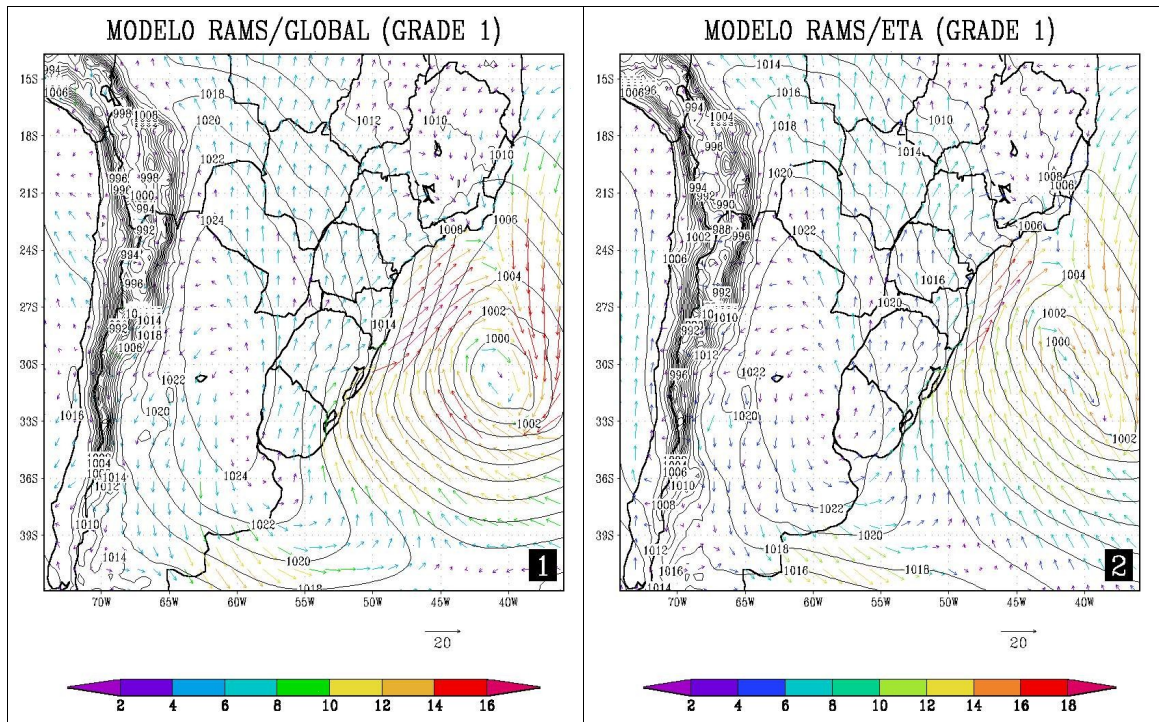


FIGURA 4.3.1.6 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 06 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

Às 12 UTC do dia 05 (Figuras 4.3.1.7.1 e 4.3.1.7.2), os experimentos simularam o anticiclone continental de mesma intensidade (1024 hPa), porém em localizações diferentes, 28°S – 60°W, segundo E1 e 32°S – 58°W, segundo E2. O ciclone marítimo, foi simulado pelos experimentos, praticamente na mesma localização, mas com intensidades diferentes, 998 e 1000 hPa, respectivamente. Os ventos gerados por estes sistemas foram de sudoeste superiores à 16 m.s⁻¹ em 27°S e 47°W, segundo os experimentos. Ao analisar e comparar com a imagem de satélite (Figura 4.1.1.6) com as saídas dos experimentos, para as 12 UTC do dia 05, nota-se que o E1 simulou melhor a localização do ciclone marítimo do que o E2 (Figuras 4.3.1.7.1 e 4.3.1.7.2), o que era de se esperar, já que o dados de E1 são as análises e no E2 são as previsões, que neste horário é de 36 horas.

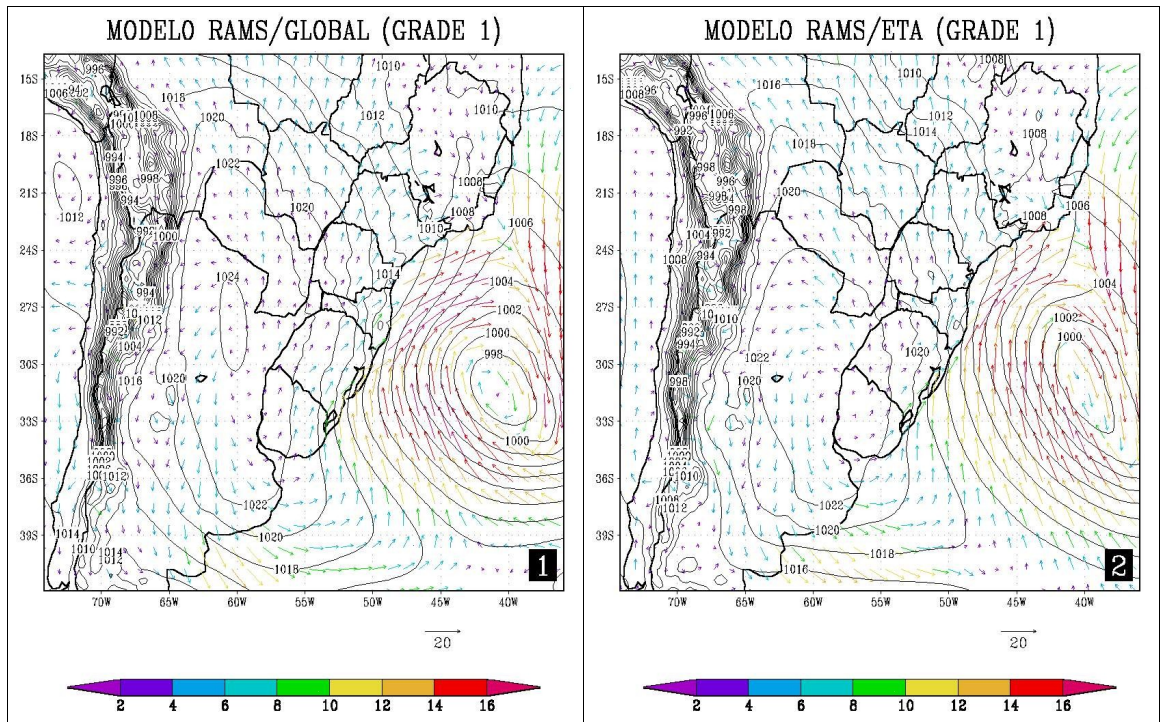


FIGURA 4.3.1.7 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 12 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

As Figuras 4.3.1.8.1 e 4.3.1.8.2 (18 UTC do dia 05), mostram que dos sistemas em superfície, o anticiclone se enfraqueceu (1020 hPa) e que o ciclone do Atlântico se intensificou 998 hPa, de acordo com os experimentos. Também pode ser visto nestas figuras, que os sistemas de superfície ainda geraram ventos de sudoeste superiores à 18 m.s^{-1} , segundo E1 e de 14 a 16 m.s^{-1} , segundo E2, na costa de SC. Neste horário, segundo a imagem de satélite (Figura 4.1.1.7) a localização do ciclone marítimo coincide mais com a saída do E1, que coloca este mais a oeste do que no E2.

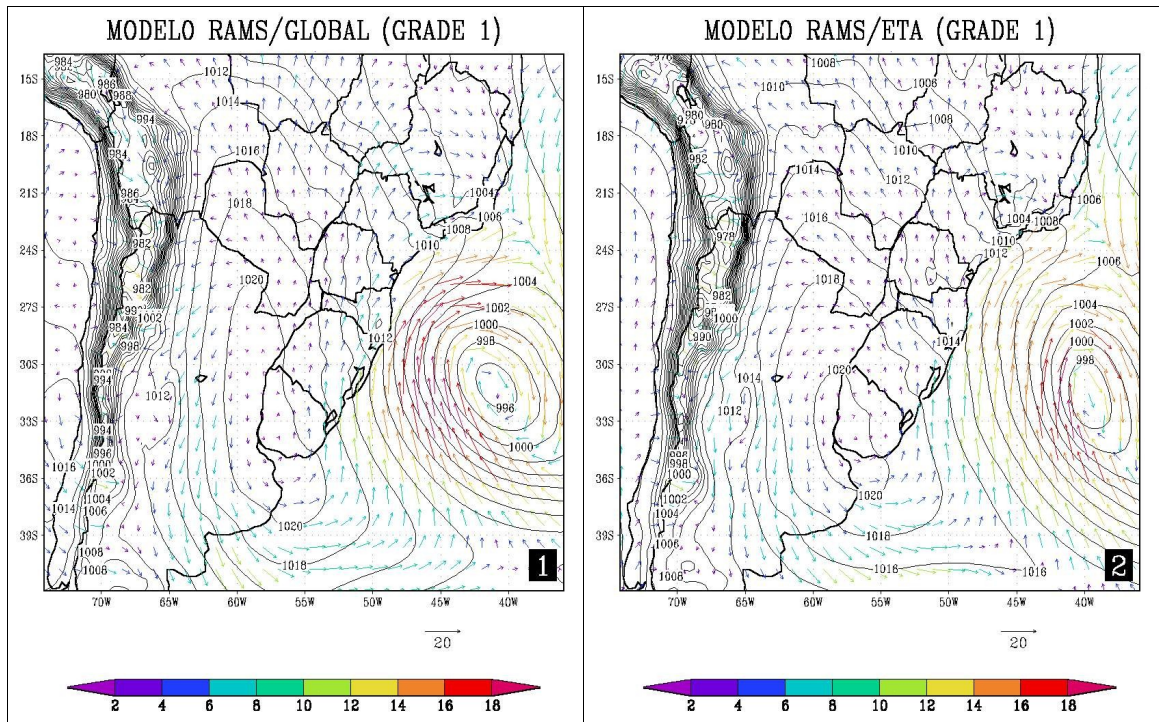


FIGURA 4.3.1.8 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 18 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

A Figura 4.3.1.9 (00 UTC do dia 06) mostra que segundo os experimentos, os sistemas em superfície se deslocaram para leste com a mesma intensidade, anticiclone de 1020 hPa e ciclone de 998 hPa. Estes sistemas em conjunto ainda geraram ventos de componente sul (sudeste) que variaram de 10 a 16 m.s^{-1} no litoral norte de SC e Paraná (PR) e no litoral do RJ, segundo E1 e de sudoeste que variaram de 10 à 12 m.s^{-1} no litoral carioca, segundo E2. Ao comparar as saídas dos experimentos com a imagem de satélite (Figura 4.1.1.8), nota-se que tanto o E1, como o E2, não conseguiram prever com exatidão a localização do ciclone, porém o que mais se assemelhou com a realidade foi o E1.

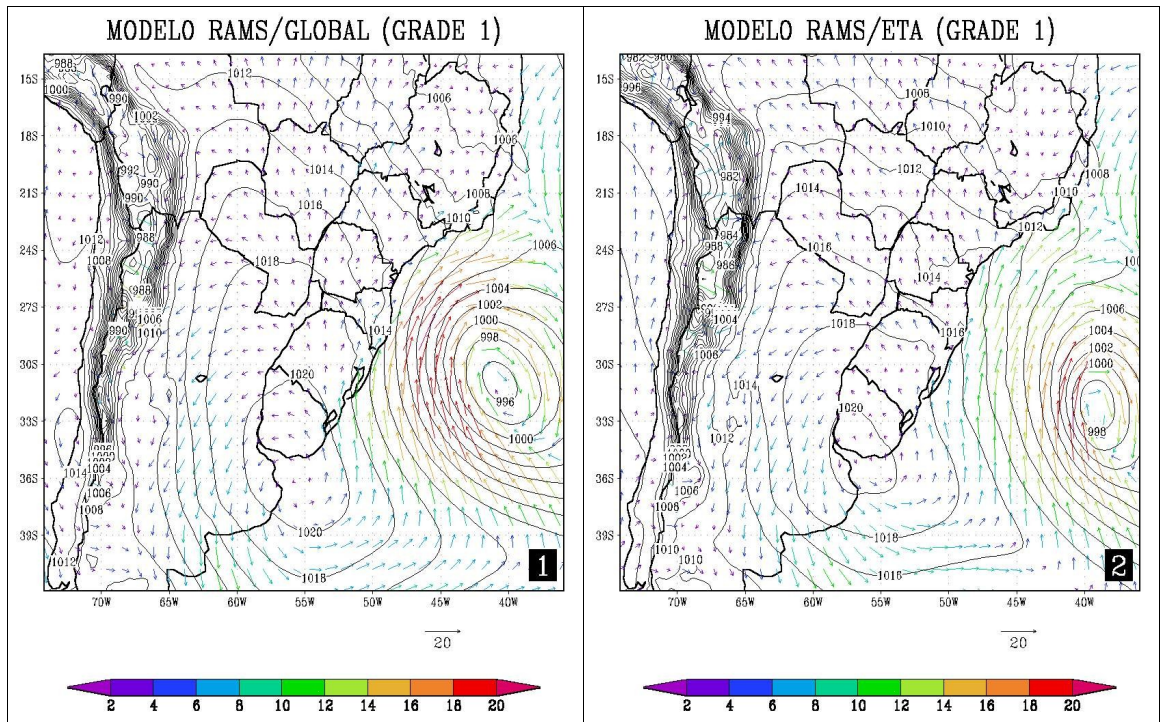


FIGURA 4.3.1.9 – Pressão e Vento em 1000 hPa às 00 UTC do dia 06: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

A Figura 4.3.1.10 mostra que segundo os experimentos, os sistemas em superfície tiveram um deslocamento muito parecido. O anticiclone sobre o continente, primeiramente se desloca para nordeste e depois para sudeste. Já o ciclone marítimo teve um deslocamento preferencialmente para sudeste, sendo que no segundo dia de assimilação, estes sistemas praticamente se alinham na latitude de 30°S, formando condições perfeitas para a ocorrência de intensos ventos de sul, na costa das regiões sul e sudeste do Brasil, para o período estudado.

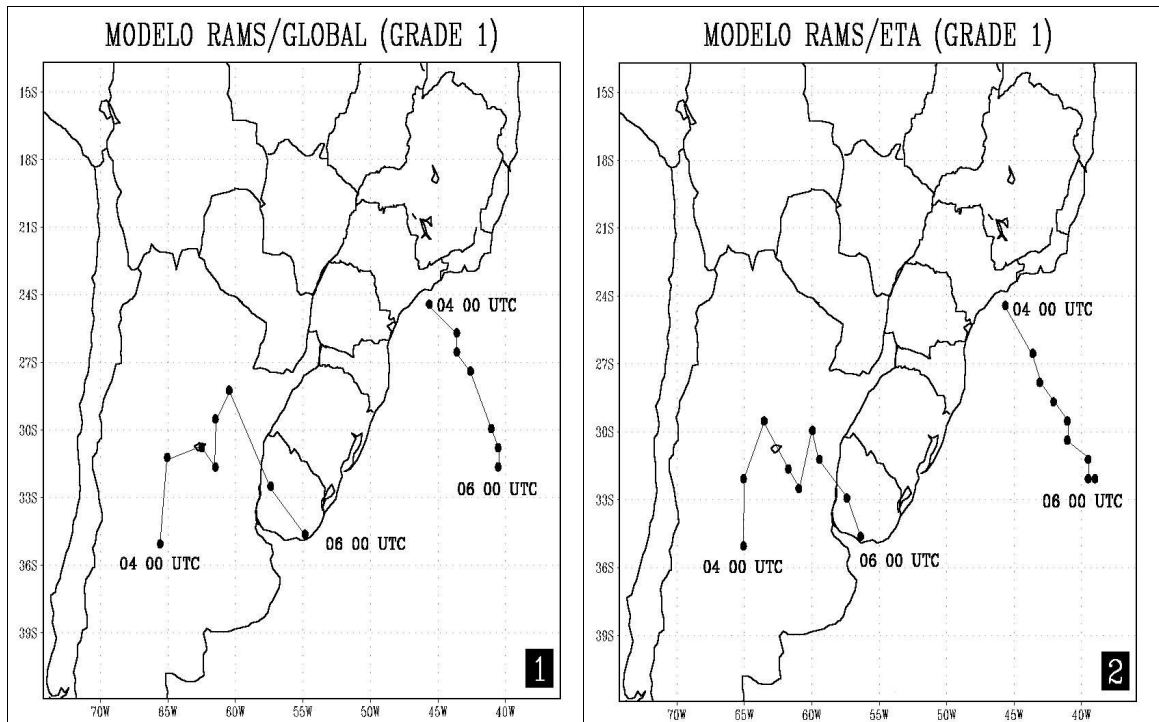


FIGURA 4.3.1.10 – Deslocamento dos sistemas de superfície desde às 00 UTC do dia 04 de maio até as 00 UTC do dia 06 de maio de 2001: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

4.3.2- Vorticidade em 500 hPa

A seguir será apresentado, para todos os horários a variável vorticidade para o nível de 500 hPa.

Às 00 UTC do dia 04 (Figuras 4.3.2.1.1 e 4.3.2.1.2), existe uma região de vorticidade ciclônica mais intensa à oeste do Uruguai (10 e $11 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), e outra bem mais fraca na região leste de São Paulo ($1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), segundo os experimentos, o que indica possível desenvolvimento de um novo sistema na região, já que os ventos em superfície também sopravam para a região sudeste do Brasil, como mostrado na Figura 4.3.1.1.

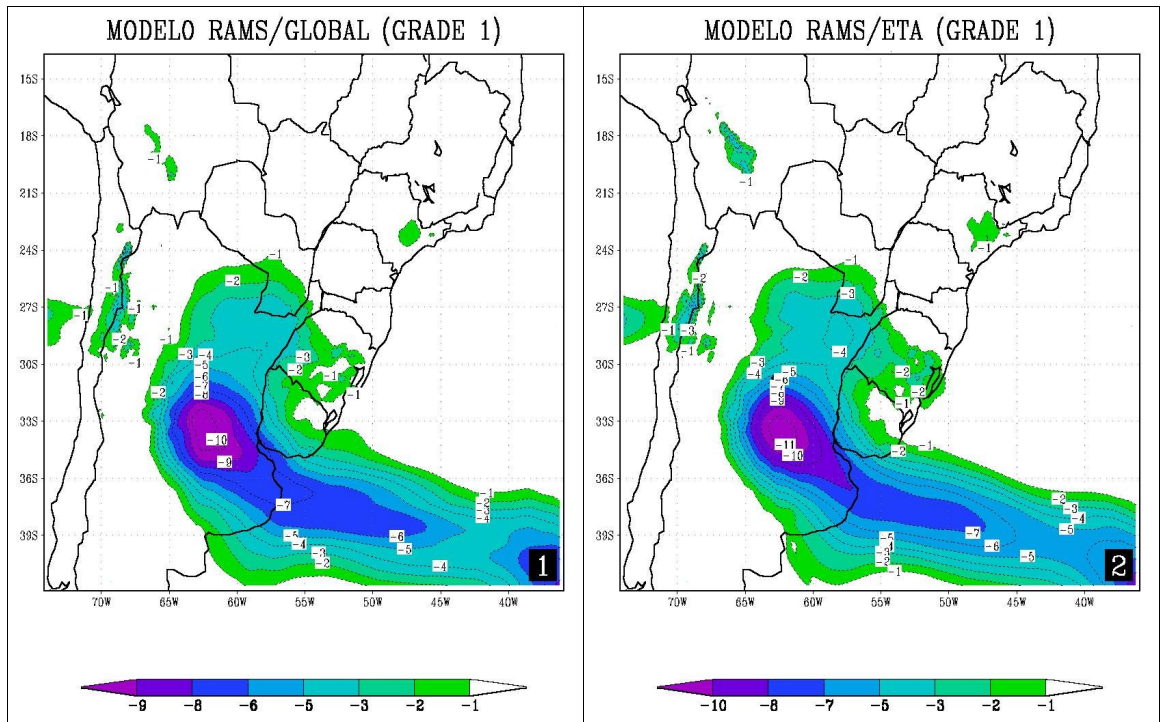


FIGURA 4.3.2.1 – Vorticidade em 500 hPa às 00 UTC do dia 04: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

Às 06 UTC do dia 04, como pode ser visto nas Figuras 4.3.2.2.1 e 4.3.2.2.2, segundo o E1 a vorticidade ciclônica se manteve, $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, e que segundo E2 se intensificou ao se deslocar em direção ao RS, o mesmo acontecendo na região sudeste segundo o E2. Neste horário também observou-se que o sistema estava se desenvolvendo na região sudeste do Brasil, pois os ventos em superfície sopravam para a região, acompanhado de um giro ciclônico, como pode ser visto na Figura 4.3.1.2.

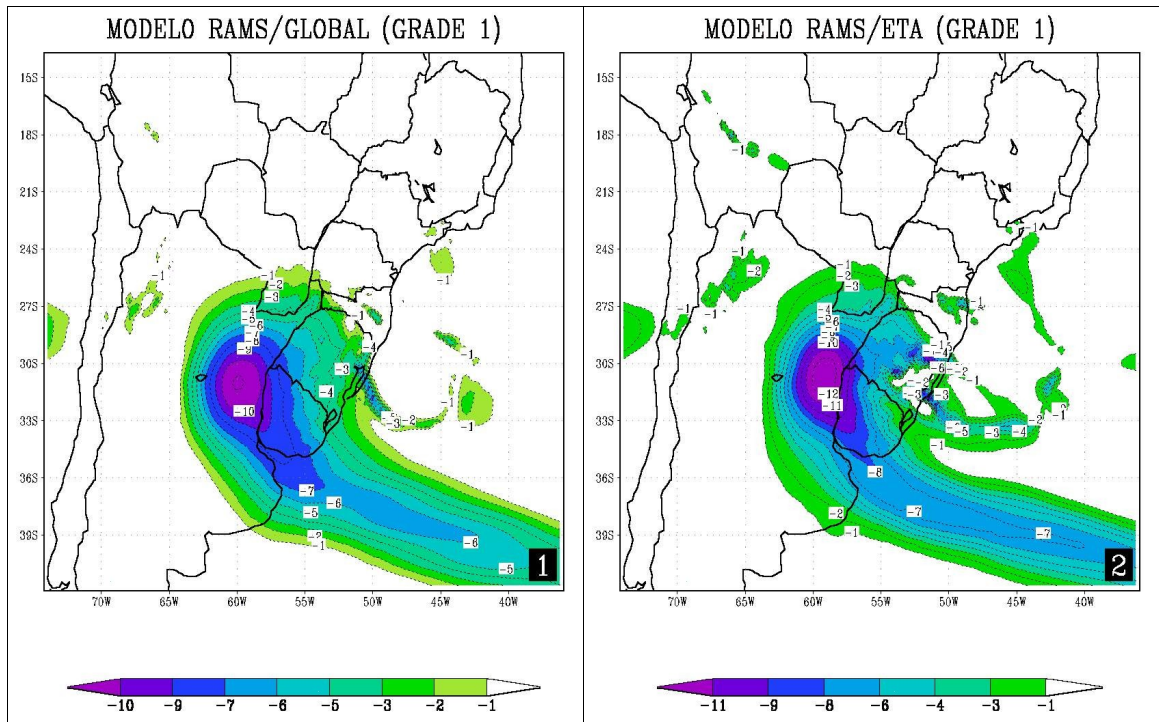


FIGURA 4.3.2.2 – Vorticidade em 500 hPa às 06 UTC do dia 04: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

Às 12 UTC do dia 04, pode-se ver nas Figuras 4.3.2.3.1 e 4.3.2.3.2 que a vorticidade ciclônica sobre a região oeste do RS se intensificou, tendo seus máximos valores (12 e $15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, respectivamente) praticamente na mesma localização 29°S e 57°W . Como os ventos em superfície (Figura 4.3.1.3), convergiam em torno de 27°S e 45°W , significa que esta variável será advectada para o litoral da região sudeste do Brasil, região onde provavelmente o sistema se intensificaria, segundo os experimentos.

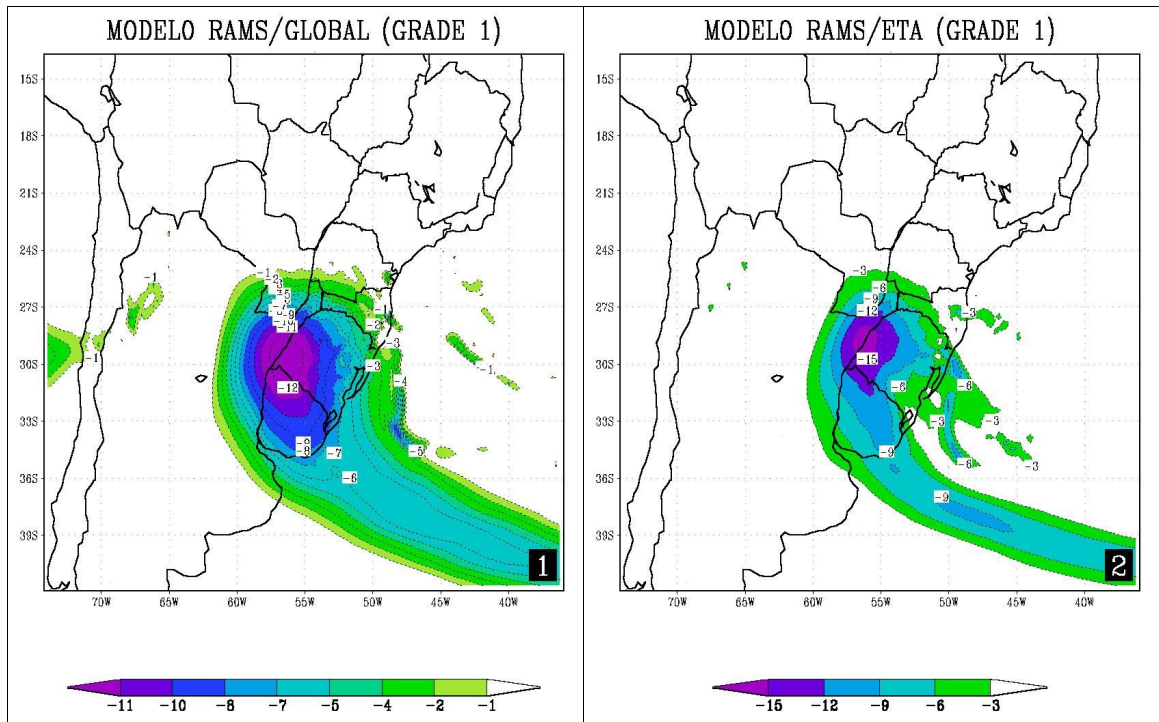


FIGURA 4.3.2.3 – Vorticidade em 500 hPa às 12 UTC do dia 04: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

Nas Figuras 4.3.2.4.1 e 4.3.2.4.2 (18 UTC do dia 04), pode-se notar que a grande região com vorticidade ciclônica, como um todo, se deslocou para nordeste intensificando-se, 15 e $18 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, respectivamente de acordo com os experimentos. Neste horário, a convergência em superfície ocorreu em torno de 28°S e 43°W (Figura 4.3.1.4), região onde a vorticidade ciclônica era de $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, segundo o E2.

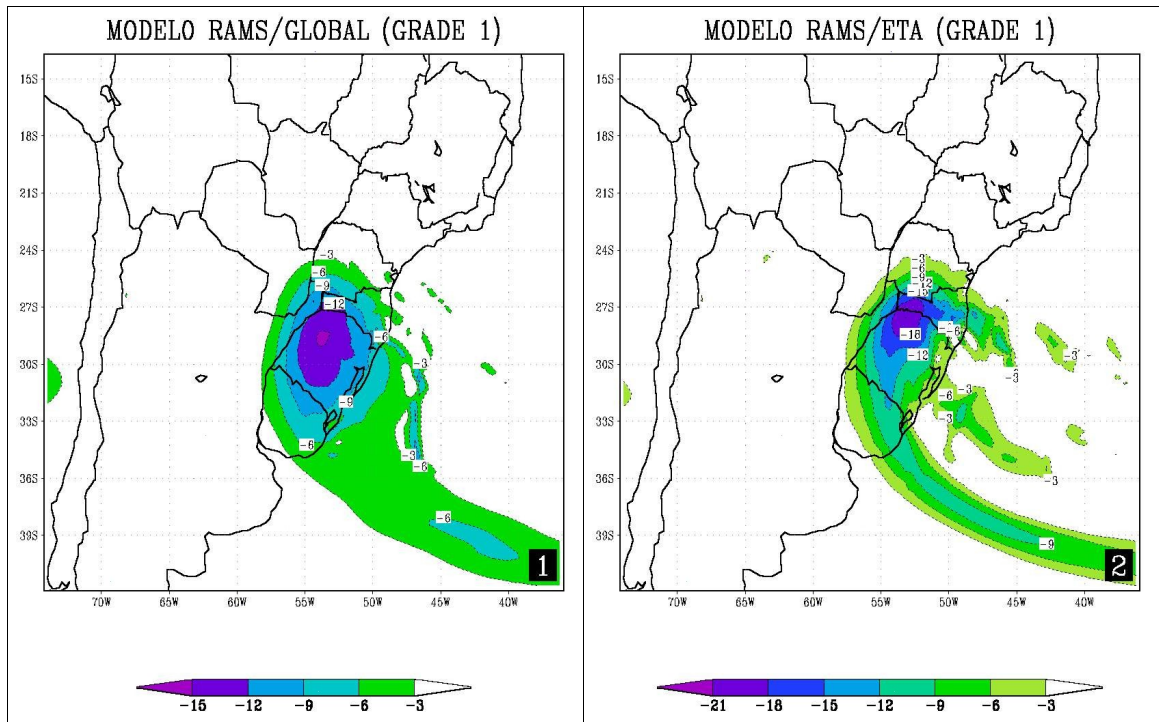


FIGURA 4.3.2.4 – Vorticidade em 500 hPa às 18 UTC do dia 04: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

Às 00 UTC do dia 05 o centro da vorticidade ciclônica estava deslocando-se para o norte em ambos os experimentos. Conforme o E1 (Figura 4.3.2.5.1) a vorticidade seguia com a mesma intensidade ($15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) e conforme o E2 (Figura 4.3.2.5.2) a vorticidade se intensificou ($25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). Novamente, segundo os dois experimentos, os ventos em superfície (Figura 4.3.1.5), convergiam para um ponto ($31^{\circ}\text{S} - 40^{\circ}\text{W}$) bem à leste do continente, significando que o ciclone iria se intensificar nesta região.

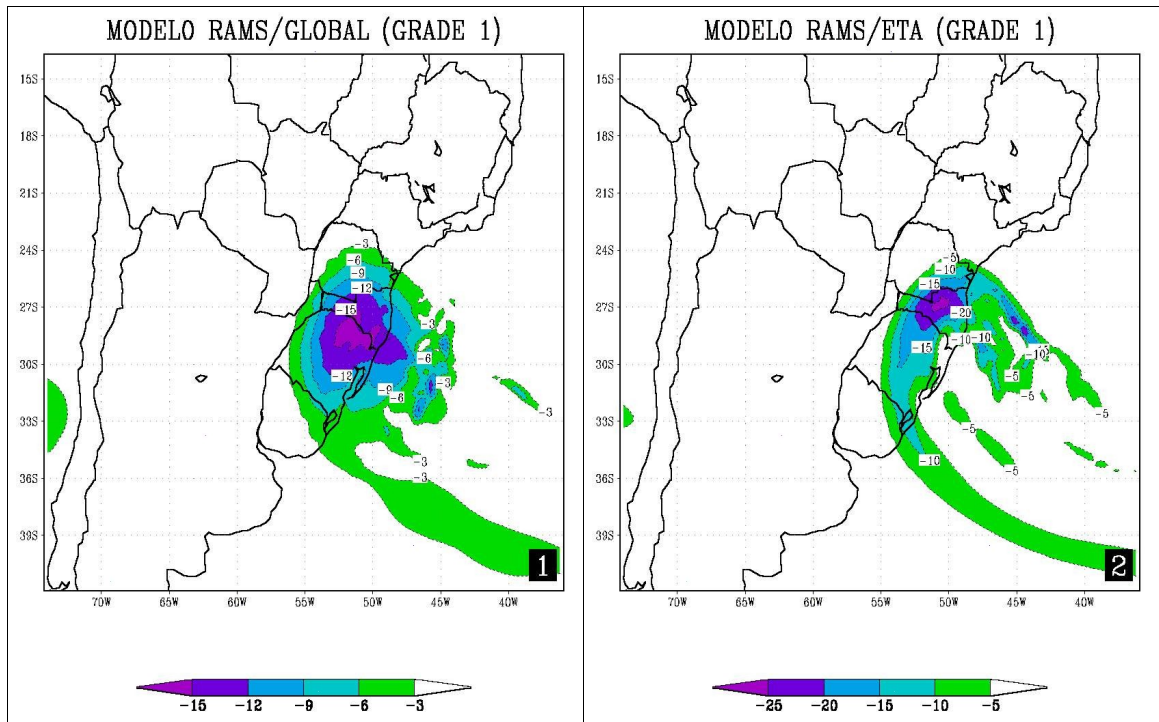


FIGURA 4.3.2.5 – Vorticidade em 500 hPa às 00 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

Às 06 UTC do dia 05, segundo os experimentos E1 e E2 (Figuras 4.3.2.6.1 e 4.3.2.6.2), a vorticidade ciclônica se deslocou para leste com mesma intensidade.

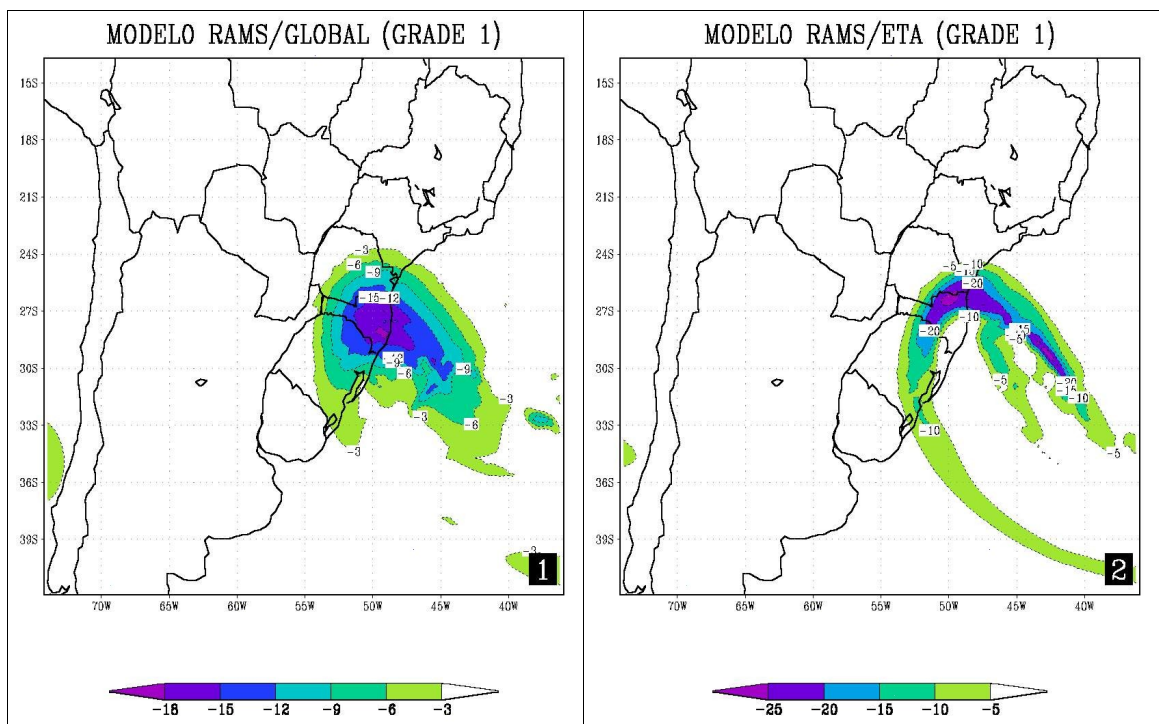


FIGURA 4.3.2.6 – Vorticidade em 500 hPa às 06 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

No dia 05 às 12 UTC, de acordo com os experimentos, a região de vorticidade ciclônica deslocou-se para sudeste, sendo que no E1 (Figura 4.3.2.7.1), manteve a mesma intensidade ($15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) e no E2 (Figura 4.3.2.7.2), se enfraqueceu ($20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$).

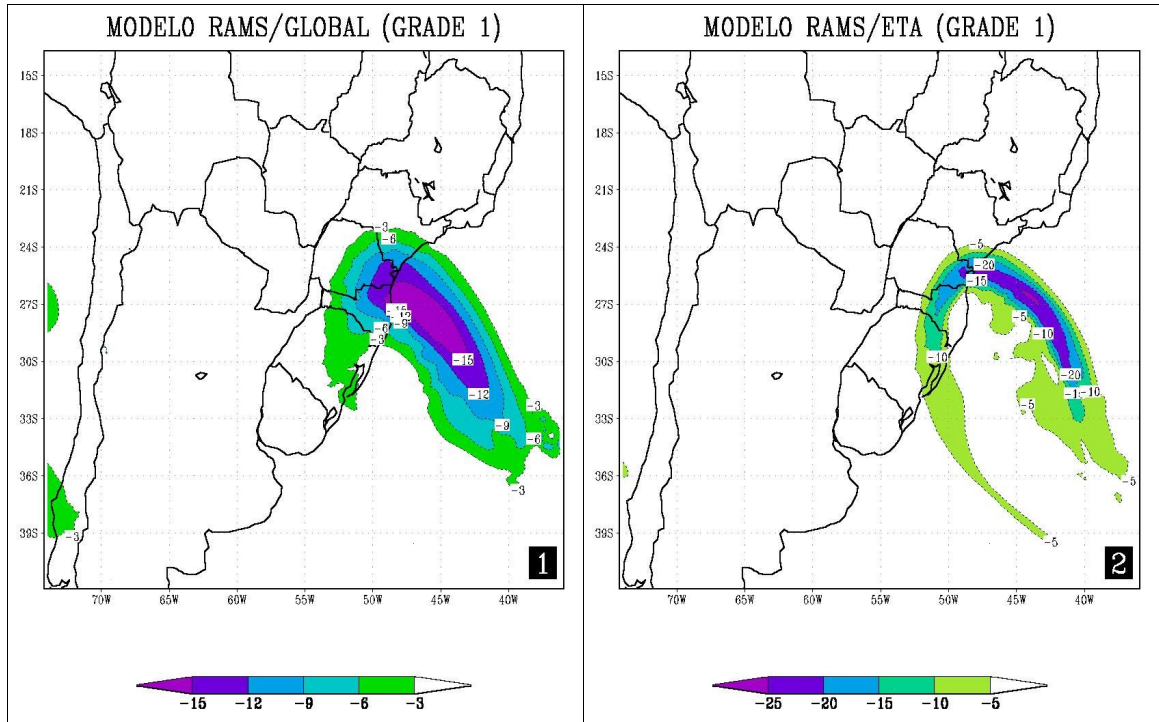


FIGURA 4.3.2.7 – Vorticidade em 500 hPa às 12 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

Às 18 UTC do dia 05, a região de máxima vorticidade ciclônica em 500 hPa se deslocou para leste segundo os experimentos, sendo que no E1 (Figura 4.3.2.8.1) se manteve com mesma intensidade, e de acordo com o E2 (Figura 4.3.2.8.2) continuava desintensificando.

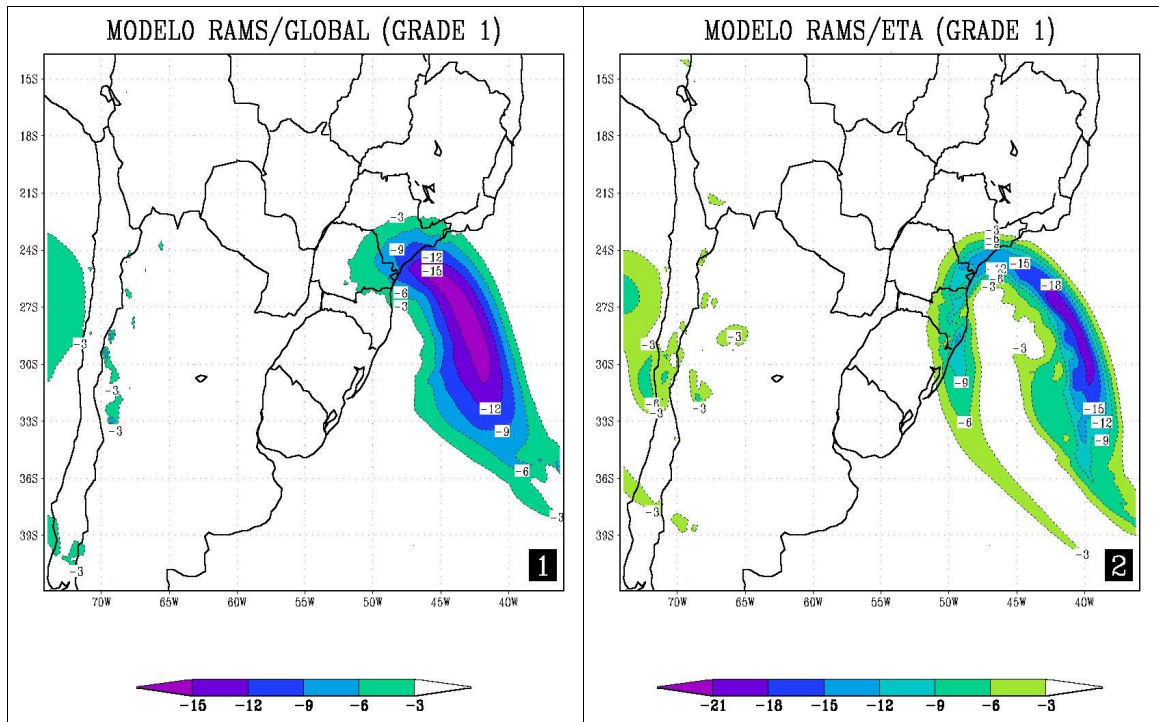


FIGURA 4.3.2.8 – Vorticidade em 500 hPa às 18 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

No dia 06 às 00 UTC, segundo o E1 (Figura 4.3.2.9.1) a localização do máximo de vorticidade seguia se deslocando para sudeste, mantendo mesma intensidade, e segundo o E2 (Figura 4.3.2.9.2), a região de máxima vorticidade ciclônica também se deslocava para sudeste, mantendo o padrão de desintensificação ($15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). Somente neste horário é que os ventos em superfície convergiam para o ponto de maior vorticidade ciclônica, o que indica fase final do sistema.

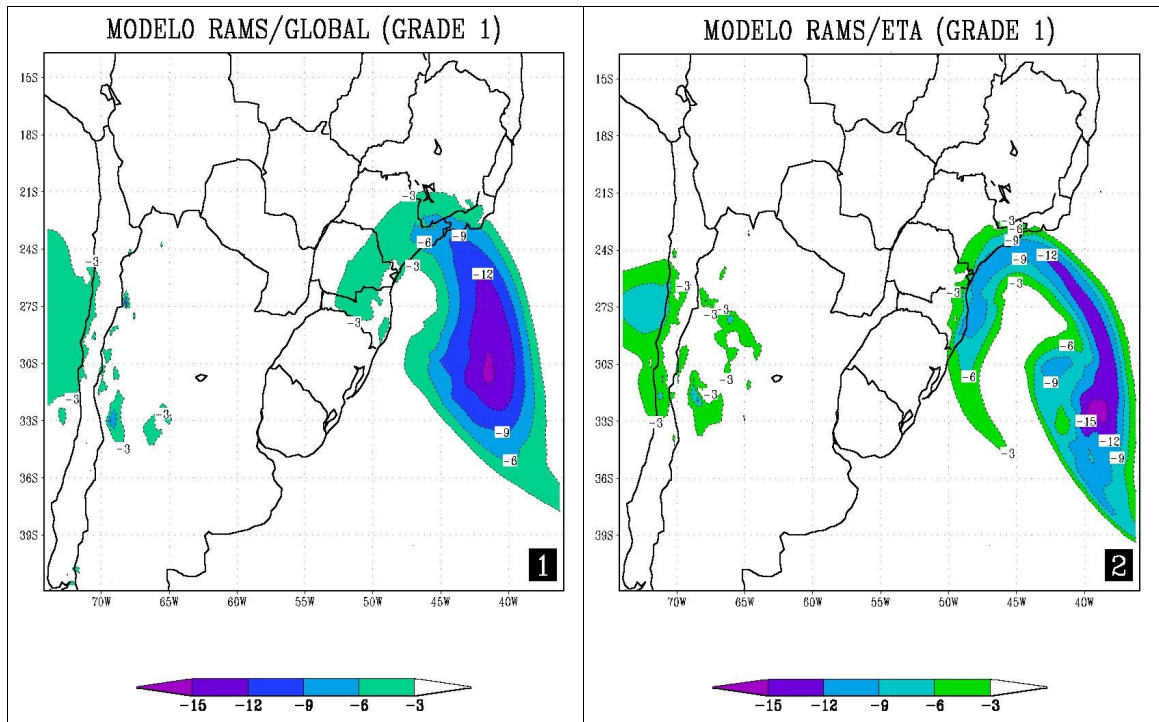


FIGURA 4.3.2.9 – Vorticidade em 500 hPa às 00 UTC do dia 06: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

Para ambos experimentos (E1 e E2), desde o início da integração, a vorticidade ciclônica mais intensa em 500 hPa estava localizada sempre a sudoeste do ciclone em superfície, formando entre eles um eixo bastante inclinado, indicando que o sistema estava em pleno desenvolvimento. Somente nas últimas 06 horas desta integração é que o centro da vorticidade ciclônica se localizava próximo ao ciclone em superfície.

4.4 – ANÁLISE DE MESOESCALA

Na análise de mesoescala, foi utilizada a grade 2 dos experimentos, que possui melhor resolução espacial (16Km), como pode ser visto na Figura 3.3.

A Figura 4.4.1 mostra um corte feito na latitude de 28°S região onde se registram os ventos mais intensos. Na Figura 4.4.2 podemos ver a variação temporal das variáveis, pressão (linha contínua) e vento (setas) em 1000 hPa. Pode-se notar que os ventos mais intensos ocorriam onde existia maior gradiente de pressão, isto é, região onde as isóbaras estavam mais próximas em ambos experimentos. É visível para os dois experimentos, que durante todo o período estudado, os ventos tinham uma componente de sul na costa da região de estudo (48°W de longitude), e que esta componente de sul

foi a principal causadora do aumento do nível do mar por transporte de Ekman. Segundo o E1 (Figura 4.4.2.1), os ventos mais intensos foram de sudoeste (SW) e variavam de $16 - 18 \text{ m.s}^{-1}$ em dois horários, às 03 e às 12 UTC do dia 05, com rajadas superiores a 18 m.s^{-1} também de SW, às 21 UTC do dia 05. De acordo com o E2 (Figura 4.4.2.2), os ventos também sopravam de SW a partir das 03 UTC do dia 05, porém mais intensos de que no E1 ($18 - 20 \text{ m.s}^{-1}$), às 03 e às 12 UTC do dia 05, assim como no E1.

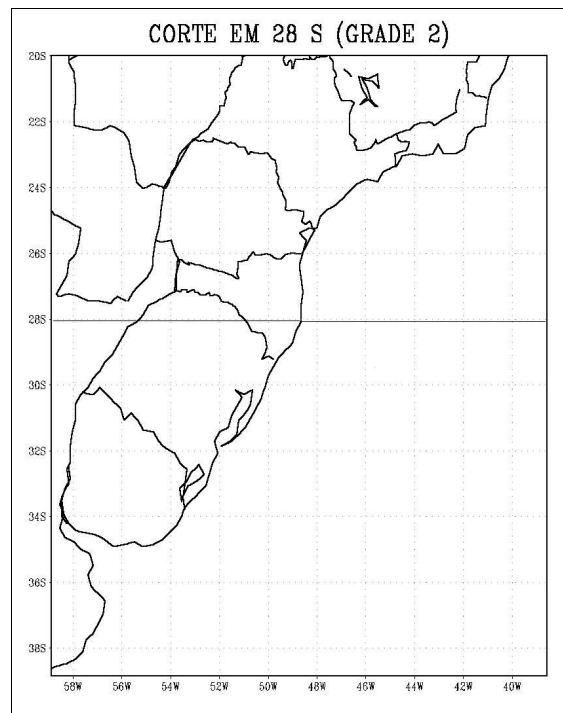


FIGURA 4.4.1 – Corte feito na latitude de 28°S de latitude

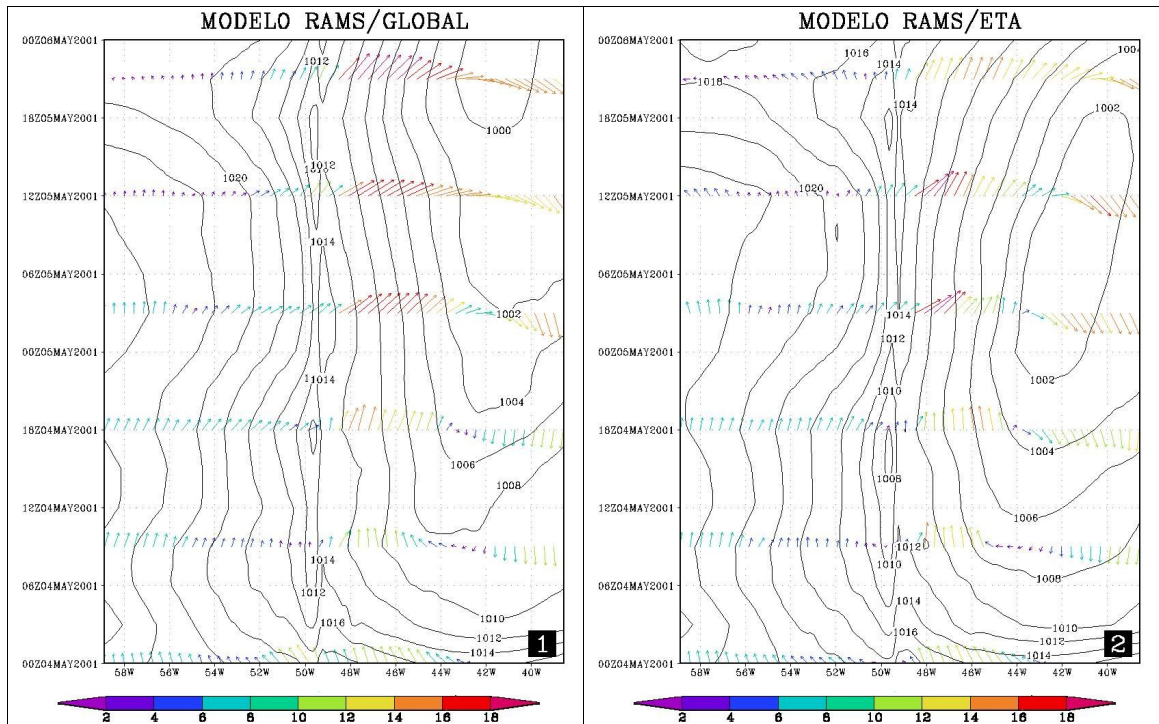


FIGURA 4.4.2- Variação Temporal da Pressão e do Vento em 1000 hPa para a latitude de 28°S: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

Bem como no aprofundamento dos ciclones marítimos e no desenvolvimento de ciclones explosivos, a análise dos fluxos superficiais de calor sensível e latente, são muito importantes, segundo vários autores, entre eles: Sanders e Gyakun, 1980; Neiman e Shapiro, 1993 e outros.

A Figura 4.4.3 mostra a variação temporal do fluxo de calor sensível (hachurado) e do vento zonal (linhas contínuas) na latitude de 28°S. Nesta figura, para ambos os experimentos, à oeste de 48°W (sobre o continente), existia dois pontos de máximo fluxo de calor sensível (FCS), que correspondiam ao ciclo diurno. O máximo FCS sobre o mar (200 e $250 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, respectivamente), segundo os dois experimentos, aconteceu às 06 UTC do dia 05, coincidindo com o horário do vento zonal (positivo) mais intenso, sendo que no E1 o vento era igual à $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e no E2 igual à $16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, como mostrado nas Figuras 4.4.3.1 e 4.4.3.2, respectivamente, o que justifica o valor superior do fluxo no E2.

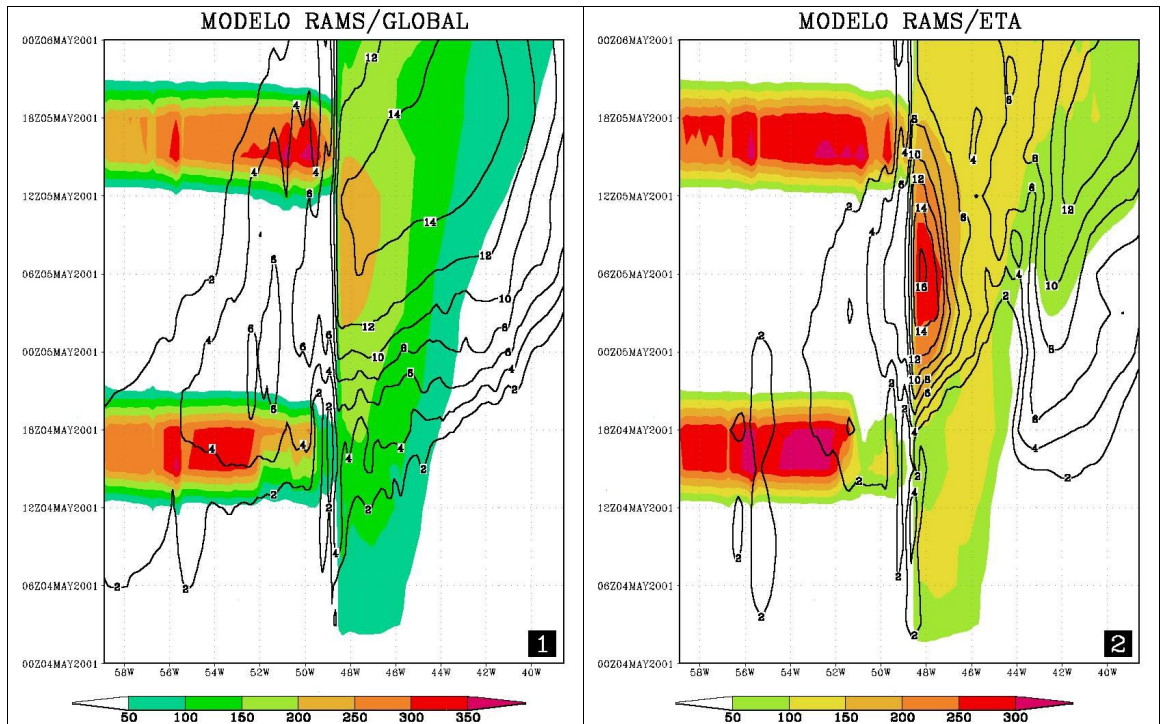


FIGURA 4.4.3- Variação Temporal do FCS (hachurado) e Vento Zonal (linhas contínuas) em 28°S: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

Esta relação entre o máximo FCS e o vento zonal mais intenso (de oeste), ocorreu, provavelmente, causado pelo ar frio vindo do continente, que quando sobre a água quente do oceano, criou um intenso gradiente vertical de temperatura, conseqüentemente aumentando o fluxo turbulento em superfície, onde este (fluxo) se intensificou, como pode ser visto na Figura 4.4.4.

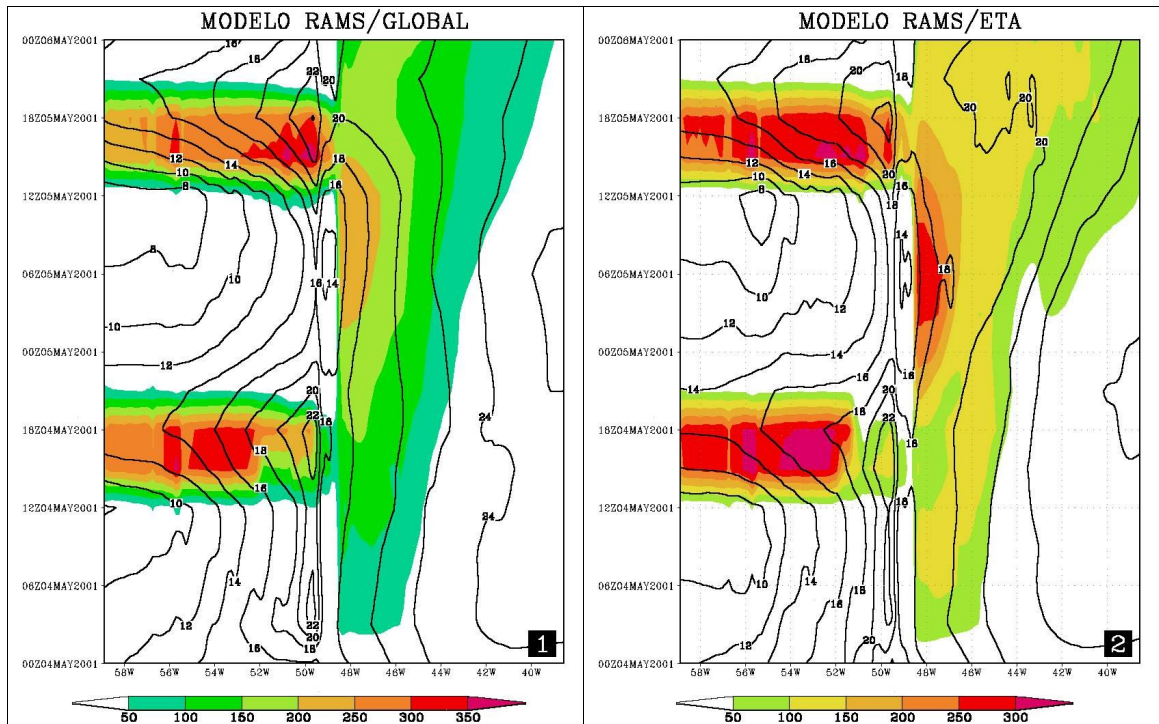


FIGURA 4.4.4- Variação Temporal do FCS (hachurado) e da Temperatura (linhas contínuas) em 28°S: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

A Figura 4.4.5 apresenta um corte feito num ponto de grade (28°S – 48°W). As Figuras 4.4.6.1 e 4.4.6.2 mostram as variáveis dos FCS (linha contínua) e as temperaturas do ar em superfície (linha tracejada) para ambos os experimentos. Os maiores valores de FCS coincidem com as menores temperaturas, como pode ser visto no horário das 06 UTC do dia 05. As baixas temperaturas são advectadas pelo vento de oeste (Figura 4.4.3). Os ventos de oeste por serem de continentais, neste evento, são mais frios.

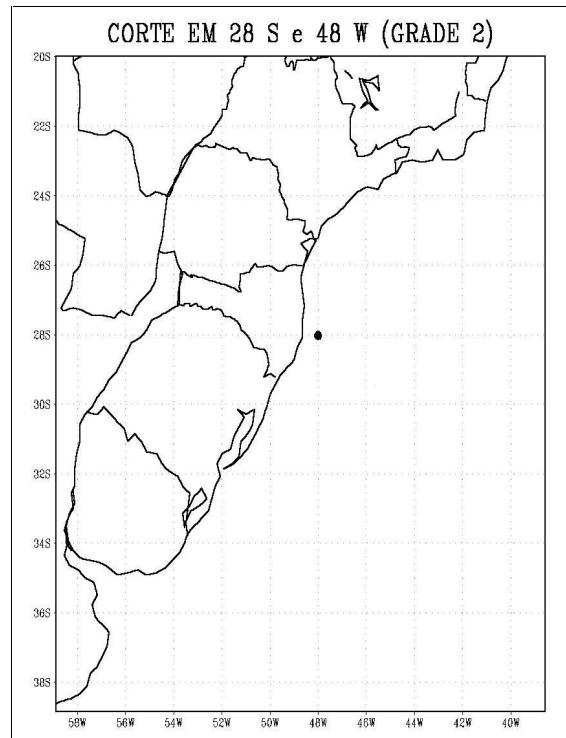


FIGURA 4.4.5 – Corte feito no ponto de 28°S e 48°W.

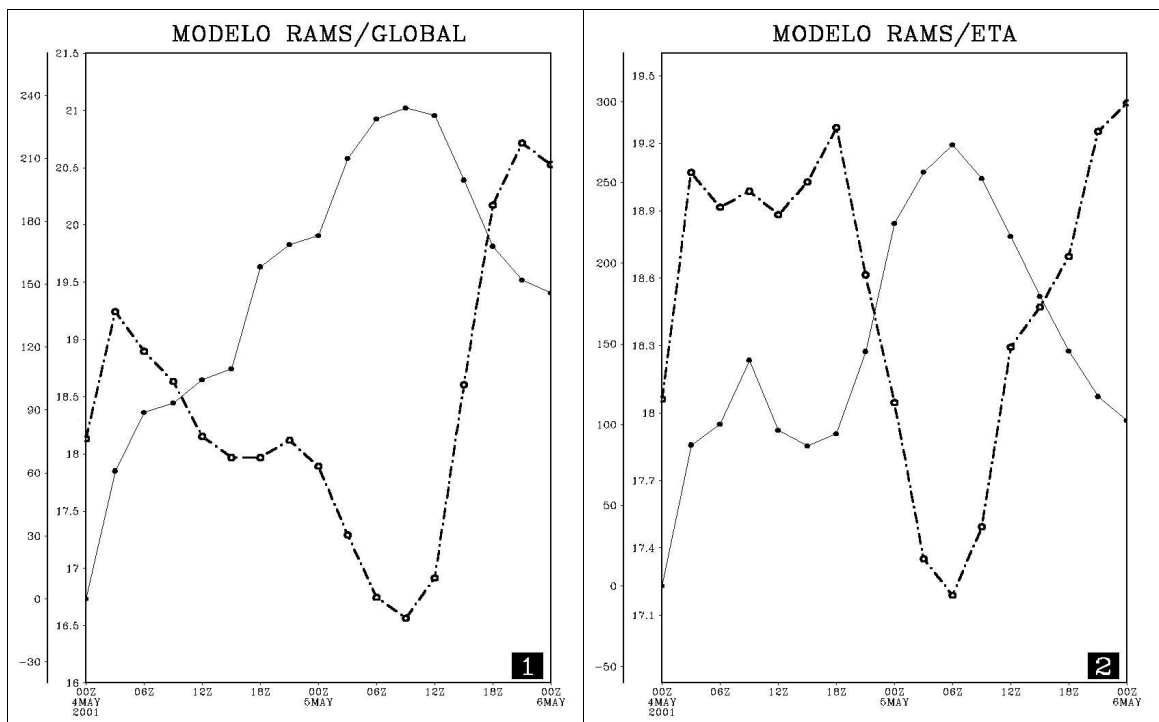


FIGURA 4.4.6- Variação Local do FCS (linha contínua) e da Temperatura (linha tracejada) em 28°S e 48°W: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

As Figuras 4.4.7.1 e 4.4.7.2 apresentam os FCS (linhas contínuas) em conjunto com a distribuição de TSM (hachurado) na grade 2 do modelo (Figura 4.3). A figura apresentada é das 06 UTC do dia 05, onde ocorreu o máximo fluxo de calor sensível, tanto para o E1 com para o E2.

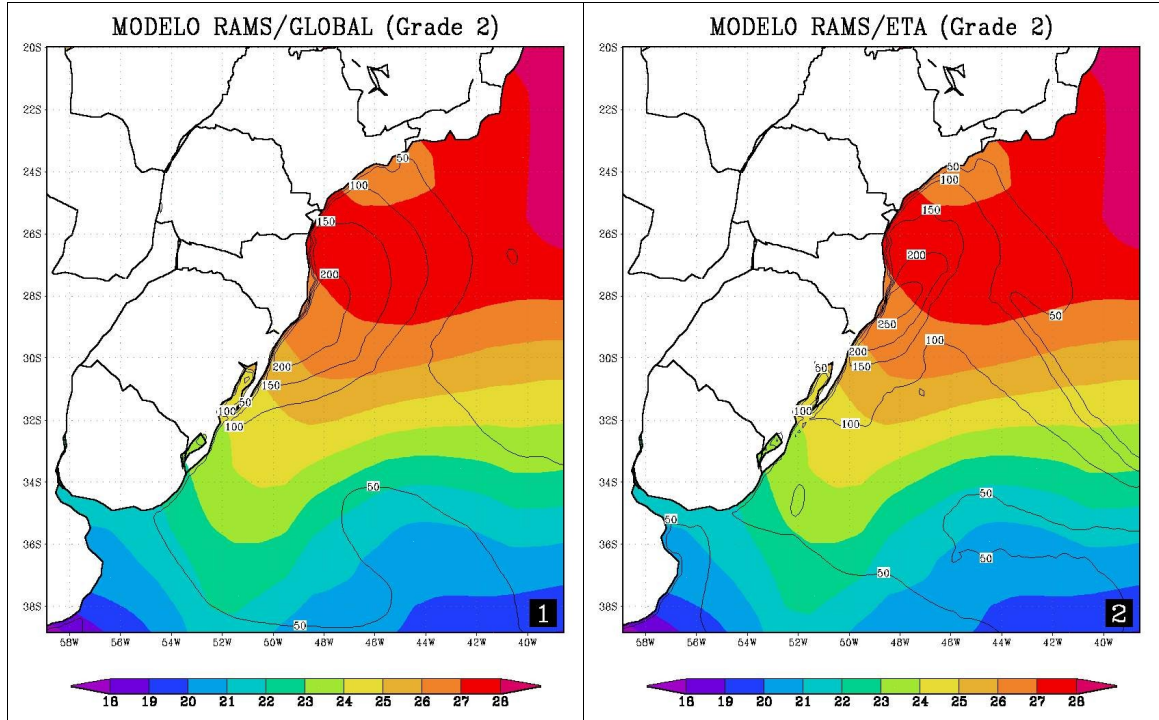


FIGURA 4.4.7- TSM (hachurado) e FCS (linhas contínuas) às 06 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

A Figura 4.4.8, mostra a variação temporal das variáveis fluxo de calor latente (hachurado) e vento zonal (linhas contínuas) em 28°S. Segundo os experimentos, às 06 UTC do dia 05 na região de 28°S e em torno de 48°W é que ocorreram os maiores fluxos de calor latente (FCL), assim como os ventos zonais mais intensos de oeste, de 14 m.s^{-1} no E1 (Figura 4.4.8.1) e de 16 m.s^{-1} (Figura 4.4.8.1) no E2.

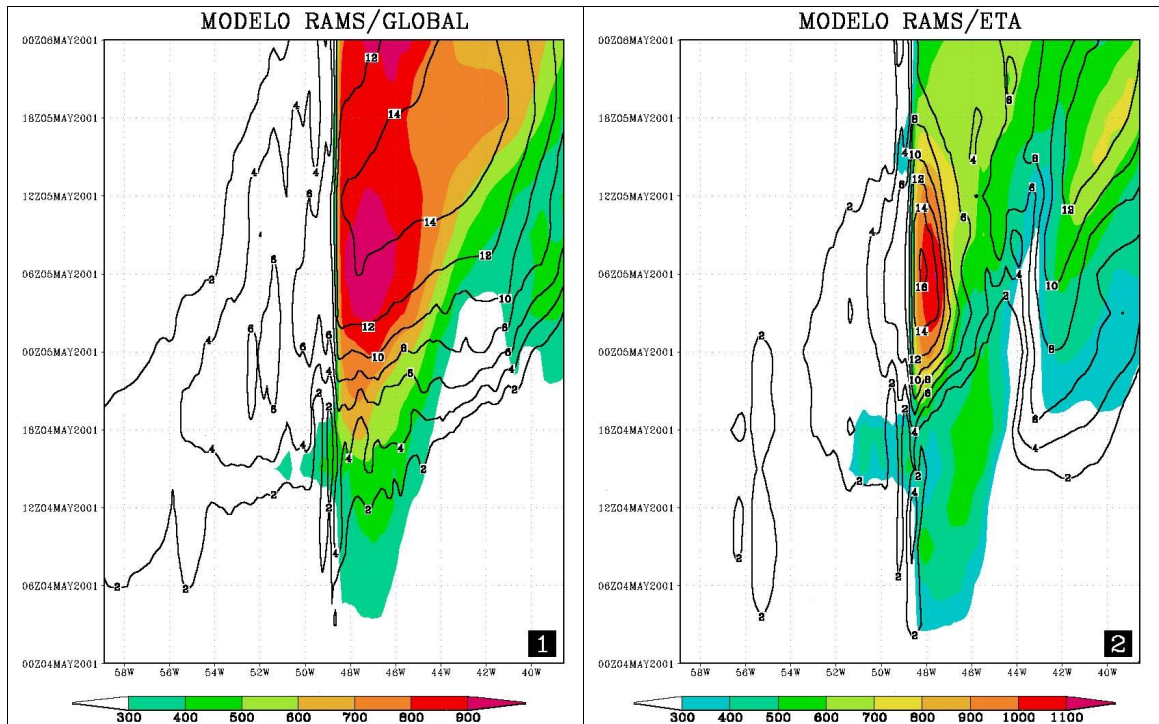


FIGURA 4.4.8- Variação Temporal do FCL e Vento Zonal: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

Uma possível explicação para fluxos de calor latente se intensificarem sobre o mar, deve-se ao fato dos ventos de oeste, por serem mais secos (origem continental), permitirem maior evaporação quando passam sobre a água quente do mar, isto é, o ar frio seco vindo do continente, favorece a intensificação do fluxo turbulento de umidade, conseqüentemente, aumentando o FCL.

Esta relação inversa entre o FCL (linha contínua) e a umidade relativa (linha tracejada), pode ser vista na Figura 4.4.9, pois quando ocorreu o máximo FCL, às 06 UTC do dia 05, para ambos os experimentos, foi quando se verificou a umidade relativa do ar mais baixa, segundo E1 (Figura 4.4.9.1). No experimento E2 (Figura 4.4.9.2) esta relação teve um atraso, provavelmente causado pelos erros acumulados das previsões, já que foram usados as previsões do modelo ETA como entrada de dados do RAMS.

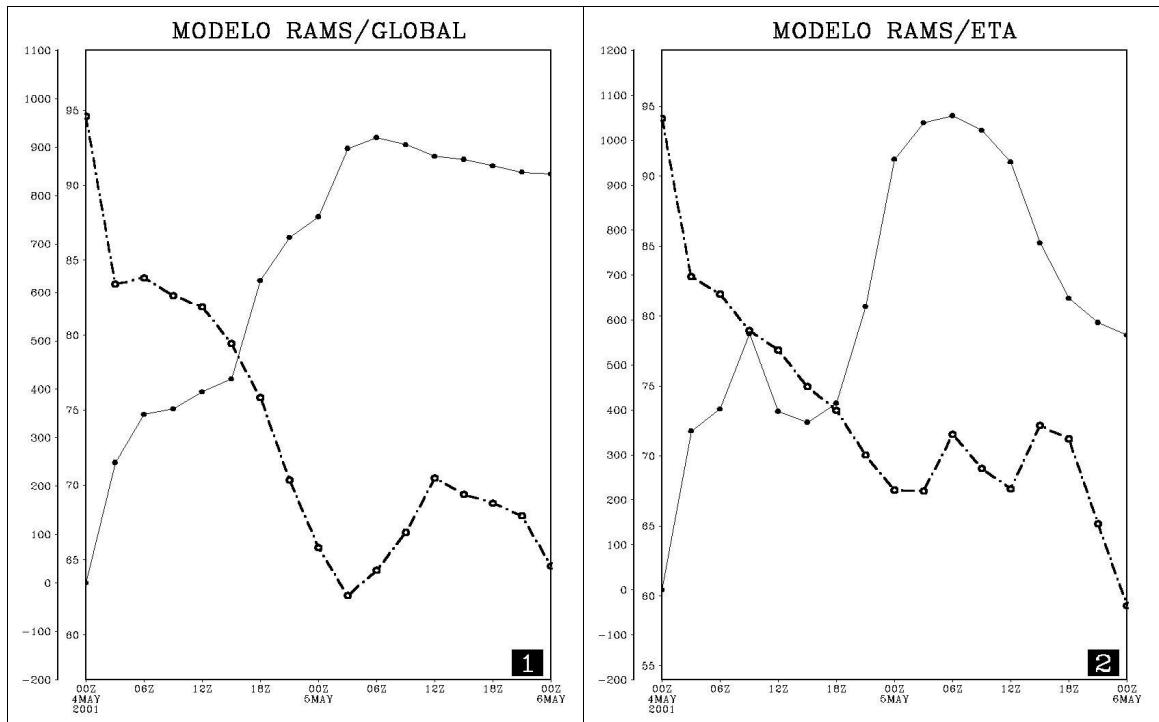


FIGURA 4.4.9- Variação Local do FCL (linha contínua) e da Umidade Relativa do Ar (linha tracejada) em 28°S e 48°W: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

Assim como no FCS (Figura 4.4.7), o máximo fluxo de calor latente, também ocorreu sobre as mais altas temperaturas da superfície do mar, no dia 05 às 06 UTC, de acordo com ambos experimentos (Figura 4.4.10).

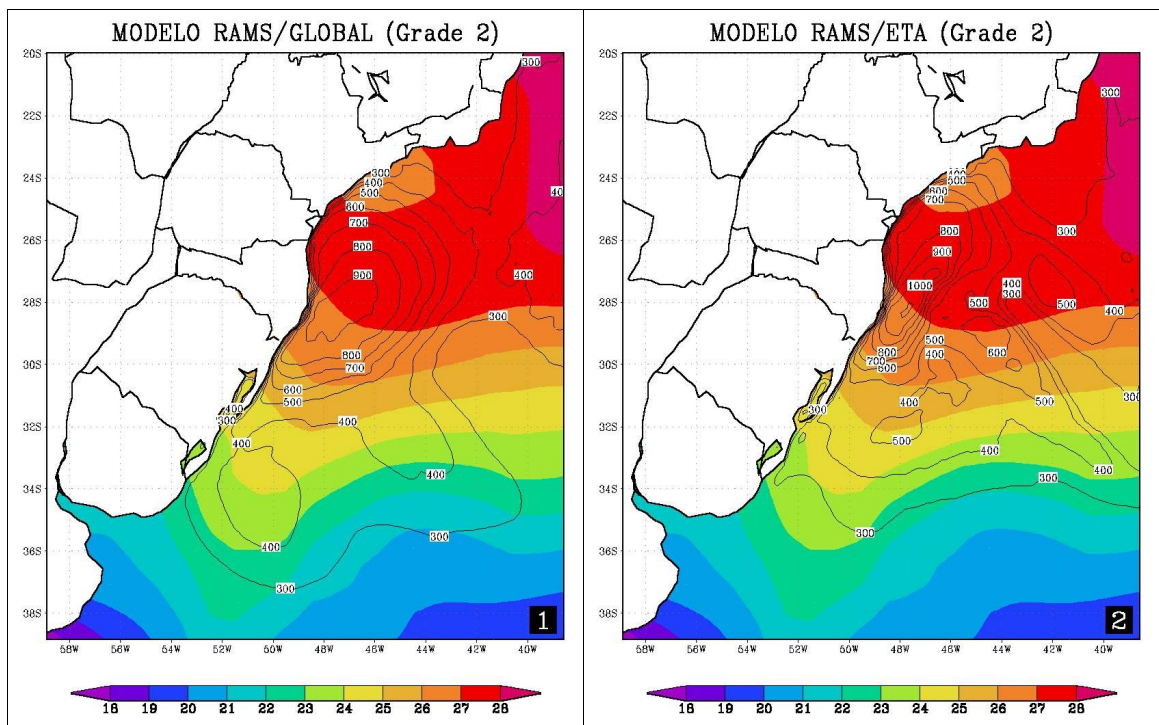


FIGURA 4.4.10- TSM e FCL às 06 UTC do dia 05: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

A Figura 4.4.11 apresenta os FCS e os FCL no ponto 28°S e 48°W. Em ambos os experimentos, o aumento significativo dos fluxos ocorrem a partir das 24 horas de simulação. O aumento dos fluxos superficiais de calor sensível (linha tracejada) e latente (linha contínua) com o tempo, encontrados neste trabalho, concordam, em parte, com as observações de Neiman e Shapiro (1993) que, usando dados do Experimento de Rápida Intensificação dos Ciclones sobre o Atlântico (ERICA), encontram os maiores valores de fluxo superficial total, nos últimos estágios do ciclone.

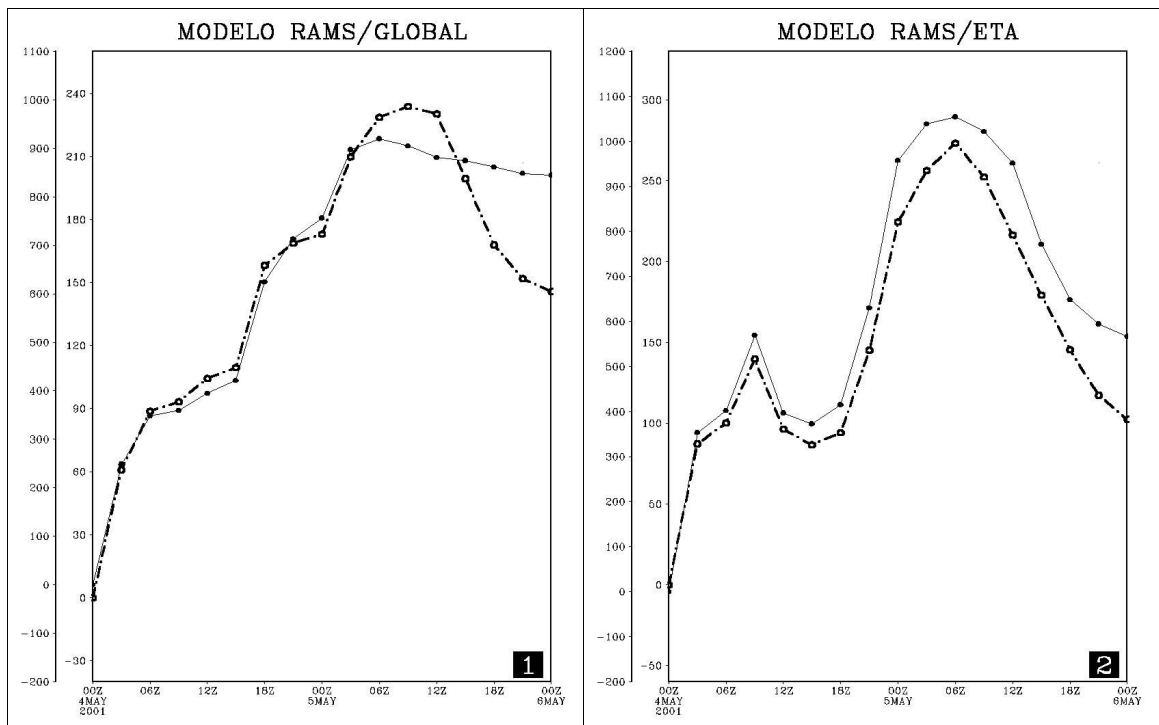


FIGURA 4.4.11- Variação Temporal do FCS (linha tracejada) e do FCL (linha contínua) em 28°S e 48°W: 1) Modelo RAMS/Global (E1) e 2) Modelo RAMS/ETA (E2).

CAPÍTULO V

5 - CONCLUSÕES

As análises sinóticas, nos permitem concluir que dia 03 de maio já existia uma pista de ventos de orientação SW/NE na costa sul da América do Sul causada pelo ciclone marítimo em conjunto com anticiclone do continente. No dia 04, outro ciclone marítimo se formou no litoral paulista intensificando esta pista de vento preexistente.

Tanto o modelo Global como o modelo ETA, concordam com as observações da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). O Modelo Global apresentou um índice de acerto um pouco maior, o que era de se esperar, pois deste foram usadas somente as análises.

O modelo de mesoescala (RAMS) foi inicializado pelas saídas dos modelos Global e ETA. Para o evento estudado, a inicialização com o modelo ETA se mostrou mais eficiente, pois mesmo sendo usadas somente suas previsões, o modelo de mesoescala simulou o ciclone dos dias 04 e 05 de maio.

O RAMS, por ser um modelo numérico de mesoescala, mostra uma certa vantagem sobre os modelos Global e ETA, principalmente pelo fato de no RAMS poder-se usar o aninhamento de grades, o que facilita o estudo da importância dos fluxos superficiais de calor no desenvolvimento e intensificação dos ciclones marítimos.

As simulações mostraram que o ciclone do dia 04, se formou no litoral paulista, intensificou-se ao deslocar para sudeste, ficando praticamente na mesma latitude do anticiclone do continente. A região entre estes dois sistemas (28°S – 48°W), foi onde ocorreram os ventos mais intensos, como consequência dos maiores gradientes de pressão. Esta região apresentou também os maiores fluxos de calor sensível e de calor latente, o que deve-se, possivelmente, às altas temperaturas da superfície do mar verificadas nesta região.

Ao verificar a evolução dos fluxos no tempo, tanto os fluxos de calor sensível, como os fluxos de calor latente, se tornaram intensos, a partir das 24 horas de integração.

Os altos valores de fluxo de calor sensível observado sobre o oceano foi consequência dos ventos frios de oeste que sopravam do continente em direção ao oceano, isto gerou uma diferença de temperatura entre a superfície do oceano e a atmosfera aumentando os fluxos de calor sensível.

O mesmo aconteceu com os fluxos de calor latente sobre o oceano, os ventos continentais de oeste, neste evento, são ventos secos, ao passar sobre a superfície do oceano mais quente, aumenta a evaporação sobre o mesmo, aumentando com isso os fluxos de calor latente.

CAPÍTULO 6

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARAGÃO, M. R. S. :The dynamic effects of the Andes Cordilheira on the Atmospheric flow: a channel model study. (Tese de Doutorado) - Universidade de Miami, Miami, 1987, p.187.

AVISSAR, R., PIELK, R. A. A Parameterization of Heterogeneous Land Surface for Atmospheric Numerical Models and its Impact on Regional Meteorology. *Mon. Wea. Rev.*, 117, pp.2113-2136, 1989.

BEDRAN, Carolina Ramos. Marés Meteorológicas no Balneário Cassino: verificação e análise de seus processos atmosféricos condicionantes, no período de janeiro a julho de 1999. Monografia de Graduação, Fundação Universidade Federal do Rio Grande. Rio Grande – RS, 85p, 2000.

CALLIARI, L. J.; TOZZI, H. A. M.; KLEIN, A. H. F. Erosão Associada a Marés Meteorológicas na Costa Sul – Riograndense (COMENIR/OSNLR) Anais, 34º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. SBG. 4: 431-433, 1996.

CALLIARI, L. J.; TOZZI, H. M.; KLEIN, A. H. F. Erosão Associada a Marés Meteorológicas na costa Sul-Rio Grandense. Congresso Brasileiro de Geologia, (COMEMIR/OSNLR), 39, Salvador, Anais 4 do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia – Simpósios – pp. 430-434, 1996

CALLIARI, Lauro Julio. Geomorphological setting. In: *Subtropical Convergence Enviroments: The coast and sea in Southwestern Atlantic*; (6.1) Seeliger, U.; Odebrecht, Castello, J. P. (Eds.). Springer-Verlag, p. 91-94, 1997.

CARLSON, T. N. *Mid~latitude Weather Systems*. London:Haper Collins. p.507, 1994.

CARNEIRO, C. P., SARAIVA, J. M. B. Comparação entre dois casos de ciclones no litoral do Rio Grande do Sul (RS) e sua relação com o aumento do nível do mar na área de estudo. X Congresso Brasileiro de Meteorologia/VII Congresso da FLISMET. Brasília – DF, 1998.

CARNEIRO, C. P.; SARAIVA, J. M. B. Comparação entre dois casos de ciclones no litoral do Rio Grande do Sul (RS) e sua relação com o aumento do nível do mar na área

de estudo. Congresso Brasileiro de Meteorologia/VII Congresso da FLISMET, 10, Brasília, Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia, CD-ROM, 1998

CARNEIRO, C. P.; SARAIVA, J. M. B. Monitoramento de Ciclogêneses e Ciclones no Litoral do Rio Grande do Sul. VII Simpósio de Geografia Física Aplicada, Anais - vol.I, Curitiba – PR, 1997.

CAVALCANTI, Iracema Fonseca de Albuquerque. Sistemas Frontais e Ciclones Extratropicais. Curso de Interpretação de Imagens e Análises Meteorológicas, 4, São José dos Campos CPTEC/INPE, 1995

CHEN, C., COTTON, W.R. A One-Dimensional Simulation of the Stratocumulus-Capped Mixed Layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 25, pp. 289-321, 1983.

CHEN, T.-C., Y.-H., ZHANG, P.-Z.; BAI, Q.-F. Climatology of explosive cyclones off the east Asian Coast. *Monthly Weather Review*, v.120, n. 12 p. 3029-3035.

CLARK, T. L. A Small Scale Dynamic Model using a Terrain Following Coordinate Transformation. *J. Comput. Phys.*, 24, p 186 – 216, 1977.

CLARK, T. L.; FARLEY, R. D. Severe downslope windstorm calculation in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting: A possible mechanism for gustiness. *Journal Atmospheric Science*, v. 41, p. 329 – 350, 1984.

CLARK, T. L.; HALL, W. D. Multi-domain simulations of the time dependent Navier-Stokes equations: benchmark error analysis of some nesting procedures. *Journal Computing Physics*, v. 92, p. 456 – 481, 1991.

COTTON, W. R., TRIPOLI, G. J.: Cumulus convection in shear flow – three-dimensional numerical experiments. *Journal Atmospheric Science*, v. 35, p. 1503 – 1521, 1978.

DOLAN, R.; DAVIS, R. E. Coastal Storm Hazards: *Journal of Coastal Research Special Issue N°12*, chapter 8, p.103-114, 1994.

GAN, Manoel Alonso. Ciclogêneses e Ciclones sobre a América do Sul. Tese de Doutorado em Meteorologia, INPE. São José dos Campos – SP, 1992.

GAN, M. A., RAO, V. B. Case studies of cyclogenesis over South America. *Meteorology Applied*, v.3, n., p. 359 – 368, 1996.

GAL-CHEN, SOMERVILLE, R. C. J. On the use of coordinate transformation of the Solution of the Navier-Stokes equations *J. Comput. Phys.*, 17, p 209 – 228, 1975.

GRASSO, COTTON: Tornadogenesis in a Simulated Supercell Thunderstorm: 17th Conference of Severe Local Storms, 4-8 October 1993, St. Louis, MO.

HECKMAN, COTTON, FLATAU: Mesoscale numerical simulation of cirrus clouds-FIRE case study Publication: 9th Conference on Numerical Weather Prediction, 14-18 October 1991, AMS, Boston, MA.

INNOCENTINI, V.; CAETANO NETO, E. S. A Case Study of the 9 August 1988 South Atlantic Storm: Numerical Simulation of the Wave Activity. *Water and Forecasting*, vol. 11, pp. 131-145, 1996.

JONES, D. A.; SIRNMONDS, L. A Climatology of Southern Hemisphere Extratropical Cyclones. *Climate Dynamics*, Vol.9; pp. 131 - 145, 1993

LEE, T.J., R.A. PIELKE: Estimating the soil surface specific humidity: *J. Appl. Met.*, 31, 480-484, 1992.

KLEMP, J. B., DURRAN, D. R. An Upper Boundary Condition Permitting Internal Gravity Wave Radiation in Numerical Mesoscale Models. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 430 – 444, 1983.

KLEMP, J. B. WILHELMSON, R. B. The simulation of three-dimensional convective storm dynamic. *J. Atmos. Sci.* Vol. 35, p 1070 – 1096, 1978.

KUO, L. H. Further studies of the parameterization of the influence of the cumulus convection on large-scale flow, *J. Atmos. Sci.* 31, p. 1231 – 1240, 1974.

LOUIS, J. F., A Parametric Model of Vertical Eddy Fluxes in the Atmosphere. *Boundary-Layer Meteorol.*, 17, 187-202, 1979.

MAGLIOCA, A. Glossário de Oceanografia. Editora da Universidade de São Paulo, pp. 335, 1987.

MAHRER, Y., PIELKE, R. A. A Numerical Study of the Airflow over Irregular Terrain. *Beitrag zur Physik der Atmosphere*, 50, p. 98 – 113, 1977.

MARONE, E.; CAMARGO, R. Marés Meteorológicas no Litoral do Estado do Paraná (PR): O Evento de 18 de Agosto de 1993. *Nerítica*, nº 8, pp. 73 – 85, 1994.

MESINGER, F., ARAKAWA, A. Numerical Methods used in Atmospheric Models. *GARP Publications Series*, nº 14, WMO/ICSU Joint Organizing Committee, p.64, 1976.

MILLER, J.E. Cyclogenesis in the Atlantic coastal region of the United States. *Journal of Meteorology*, v.3, n., p.31-44, Jun. 1946.

MOLINARI, J., T. CORSETTI: Incorporation of cloud-scale and mesoscale downdrafts into a cumulus parameterization: results of one- and three-dimensional integrations *Publication: Mon. Wea. Rev.*, 113, 485-501, 1985.

NECCO, G. V. Comportamiento de Vortices Ciclonicos en el Area Sudamericana Durante el FGGE: Ciclogenesi. *Meteorologica*, vol. XIII, nº 1, pp. 7 – 19, 1982.

NECCO, G. V. Comportamiento de Vortices Ciclonicos en el Area Sudamericana Durante el FGGE: Trayectoria e Desarrollos. *Meteorologica*, vol. XIII, nº 1, pp. 21 – 34, 1989.

NICHOLLS, PIELKE, COTTON: A two-dimensional numerical investigation of the interaction between sea breezes and deep convection over the Florida peninsula. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 298 – 323, 1991.

NIELSEN, J. W., DOLE, R. M. A survey of extratropical characteristics during GALE. *Monthly Weather Review*, v. 120, n. 7, pp. 1156-1167, Jun. 1992.

NOBRE, C. A., CAVALCANTI, I. F. A., GAN, M. A., NOBRE, P., KAYANO, M. T., RAO, V. B., BONATTI, J., SATYAMURTI, P., UVO, C. B., COHEN, J. C., SILVA, J. F., MARSCHAL, C., MOURA, A. D. Aspectos da climatologia dinâmica do Brasil. *Climanálise*, número especial, p. 1 – 124, 1986.

OLSON, D. B., PODESTÁ, G. P., EVANS, R. H., BROWN, O. B.: Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas currents. *Deep-Sea Research*, v. 35, n. 12 p. 1971 – 1990 (1988).

ORLANSKI, I., A Simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. Comput. Phys.*, vol. 21, pp. 251-269, 1976.

PIELKE R. A., COTTON, W. R., WALKO, R. L., TREMBACK, C. J., LYONS, W. A., GRASSO, L. D., NICHOLLS, M. E., MORAN, M. D., WESLEY, D. A., LEE, T. J., COPELAND, J. H., A Comprehensive Meteorological Modeling System – RAMS. *Meteorol. Atmos. Phys*, pp. 69-90, 1992.

SANDERS F.; GYAKUM, J. R. Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”. *Monthly Weather Review*, v. 108, n. 10, p. 1589-1606, 1980.

SARAIVA, Jaci M. B. Previsão de tempo na região sul: efeitos locais e influência da LCL. São Paulo. 205p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Departamento de Ciências Atmosféricas – IAG – USP, 1996.

SARAIVA, Jaci. M. B. Previsão de Tempo na Região Sul do Brasil: Efeitos Locais e da Liberação de Calor Latente. Tese de Doutorado em Meteorologia, IAG-USP. São Paulo – SP, 1996.

SATYAMURTY, P.; FERREIRRA, C. C.; GAM, M. A. Cyclonic Vórtices over South America. *Tellus*, 42A (1):194 – 201, 1990.

SATYAMURTY, P.; MATTOS, L. F. Climatological Lower Tropospheric Frontogenesis in the Midlatitudes Due to Horizontal Deformation and Divergence, vol. 117, nº 6, pp. 1355 – 1364, 1989.

SAULO, A. C.; NICOLINI, M.; CHOU, S. C. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-1998 spring-summer season. *Climate Dynamics*, v. 16, n. 10-11, p. 867-881, 2000.

SELUCHI, Marcelo. Diagnóstico y Prognóstico de Situaciones Sinópticas conducentes a Ciclogénesis sobre el este de Sudamérica. *Geofísica Internacional*, vol. 34 nº 2, pp. 171 – 186, 1995.

SINCLAIR, M. R. Na Objective cyclone climatology fou the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, v.122, p.2239-2256, 1994.

STRETEN, N. A.; TROUP, A. J. A Synoptic Climatology of Satellite observed cloud Vortices over the southern Hemisphere. *Quart. Journal Meteorol. Soc.* Vol. 99, p. 56 – 72, 1973.

TALJAARD, J. J. Synotic Meteorology of Southern Hemisphere. Boston, American Meteorological Society. p. 139 – 214. (Meteorological Monographs, v.13, nº 35), 1972.

TOZZI, H. M. Morfodinâmica da Praia do Cassino, Rio Grande, RS. Trabalho de Graduação em Oceanografia, Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG), 1995.

TREMBACK, C. J. et al. A regional scale atmospheric numerical model including explicit moist physics and a hidrostatic time-split scheme. Preprints, 7 th AMS Conference on Numerical Weather Prediction, June 17 – 20, Montreal, Quebec, Canada, American Meteorology Society, Boston, 433 – 434, 1985.

TREMBACK, C. J. et al. The forward in time upstream advection scheme: extencion to higher orders. *Monthly Weather Review*, n. 115, p 540 – 555, 1987.

TREMBACK, C. J., KESSLER, R., A Surface Temperature and Moisture Parameterization for in Mesoscale Numerical Models. Preprints, 7th Conference on Numerical Weather Prediction, Montreal, Canada, MAS, 1985.

TREMBACK, C. J., Numerical Simulation of a Mesoscale Convective Complex: Model Developmente and Numerical Results. Departament of Atmospheric Science. Colorado State University.

TREMBACK, C. J.: Numerical simulation of a mesoscale convective complex model development and numerical results. Ph.D. dissertation, Atmos. Sci. Paper No. 465, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, FortCollins, CO 80523, 247pp, 1990.

TRIPOLI, G. J.; COTTON, W. R. A numerical investigation of several factors leading to the observed variable intensity of deep convection over South Florida. *Journal of Applied Meteorology*, 19, p. 1037 – 1063, 1980.

TRIPOLI, G. J.; COTTON, W. R. The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model – 1982 Part I: general theoretical framework and sensitive experiments. *Journal de Recherches Atmosphériques*, v.16, n. 03, p.185 – 220, 1982.

WACH, C. H. HALO, R. A., DABOS, P. H.; WRIGHT, E. J. Study of explosive and nonexplosive cyclogenesis during FGGE. *Monthly Weather Review*, v.120 n. p. 40-51, Jan. 1992.

WALKO, R. L. et al. An interactive nesting algorithm for stretched grids and variable nesting ratios. *Journal of Applied Meteorology*, 34, p. 994 – 999, 1993.

WESLEY, D.A.: An investigation of the effects of topography on Colorado Front Range winter storms Publication: Atmospheric Science Paper #489, Colorado State University, Dept. of Atmospheric Science, Fort Collins, CO, 1991.

XIAN, Z., R.A. PIELKE: The effects of width of landmasses on the development of sea breezes Publication: J. Appl. Met., 30, 1280-1304, 1991.