

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-8498-TDI/781

**ESTUDO DE CASO SOBRE O PAPEL DOS FLUXOS DE CALOR
LATENTE E SENSÍVEL EM SUPERFÍCIE EM PROCESSOS DE
CICLOGÊNESE DE COSTA LESTE OCORRIDO NA COSTA DA
AMÉRICA DO SUL**

Everson Dal Piva

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada pelo Dr. Manoel Alonso Gan e
Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati, aprovada em 23 de fevereiro de 2001.

INPE
São José dos Campos
2001

551.515.1

PIVA, E. DAL

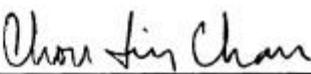
Estudo de caso sobre o papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície em processos de ciclogênese de costa leste ocorrido na costa da América do Sul / E.Dal Piva. – São José dos Campos: INPE, 2001.

162p. – (INPE-8498-TDI/781).

1.Fluxo de calor. 2.Ciclogênese. 3.Correntes costeiras. 4. América do Sul. 5.Calor latente. 6.Modelos atmosféricos. 7.Temperatura da superfície do mar. I.Título.

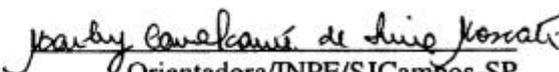
Aprovado pela Banca Examinadora em cumprimento a requisito exigido para a obtenção do Título de **Mestre** em **Meteorologia**.

Dr^a Chou Sin Chan



Presidente/INPE/CPaulista-SP

Dr^a Marley Cavalcante de Lima Moscati



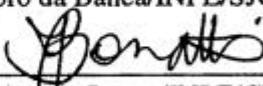
Orientadora/INPE/SJCampos-SP

Dr. Prakki Satyamurty



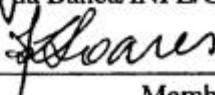
Membro da Banca/INPE/SJCampos-SP

Dr. José Paulo Bonatti



Membro da Banca/INPE/CPaulista-SP

Dr^a Jacyra Ramos Soares



Membro da Banca
Convidado/IAG-USP/São Paulo-SP

Candidato (a): Everson Dal Piva

São José dos Campos, 23 de fevereiro de 2001.

Previsão

O tempo se armou de fato, lá prá o lado do Uruguai
Vai chover barbaridade e sem poncho ninguém sai.
O tempo se armou de fato, lá prá o lado do Uruguai
Vai chover barbaridade e sem poncho ninguém sai.

E é por isso que o campeiro se agasalha
Porque sabe que não falha previsão de vaqueano
Mesmo aragano sabe que é dura a peleia
Quando o tempito se enfeia, pro lado dos castelhanos.

Isto é costume da gente lá da fronteira
Gente boa sem fronteira que observa a natureza
É sutileza do peão e está provado
Se armando prá aquele lado, chove chuva com certeza...

Milonga de Adair de Freitas

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores, Marley Moscati e Manoel Alonso Gan, pela dedicada orientação e pela grande paciência que tiveram comigo.

Aos membros da Banca Examinadora, pelas críticas e sugestões, em especial à professora Chou.

Ao CNPq, pela concessão da bolsa de estudo.

À FAPESP pelo financiamento do projeto “Dinâmica da Ciclogênese no Atlântico Sul” no qual este trabalho faz parte.

Aos colegas do projeto, Nivaldo e Rose, pelos esclarecimentos sobre o modelo.

Aos colegas do curso de pós-graduação em Meteorologia pela amizade e esclarecimentos, em especial aos amigos Alexandre Casseb e Paulo.

Às funcionárias da biblioteca, pela atenção.

À secretária Lilian pela atenção e dedicação.

À Mônica e Hélio do CPTEC, pelo fornecimento dos campos de TSM.

Aos professores, da pós-graduação e da graduação, pelos esclarecimentos e incentivos, em especial ao professor Vilson e a professora Natalia Fedorova.

Ao Luiz, da divisão de satélites ambientais, pelo fornecimento das imagens de satélite.

RESUMO

Foram realizadas simulações com o objetivo de estudar o impacto dos Fluxos de Calor Total (FCT) de Calor Latente (FCL) e de Calor Sensível (FCS) em superfície sobre o desenvolvimento de uma ciclogênese explosiva observada na costa leste da América do Sul ocorrida no período de 28 a 30 de maio de 1999. Também verificou-se o papel da Corrente do Brasil neste evento. Utilizou-se o modelo de área limitada da *Japan Meteorological Agency* (MAL-JAPA), o qual foi adaptado para a região da América Sul. Os dados utilizados foram as reanálises do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP - ex - National Meteorological Center - NMC), com resolução horizontal de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ e 17 níveis na vertical, e dados de TSM obtidos do NMC. Os resultados das simulações mostram que a ausência dos fluxos de calor em superfície e diminuiu a intensificação do ciclone e tiveram o maior impacto na fase de rápido desenvolvimento do ciclone. Os FCL contribuíram mais para os FCT do que os FCS. As principais diferenças obtidas nas simulações com e sem fluxos de calor em superfície foram que, nestas últimas, seus impactos foram aumentar a estabilidade estática e diminuir a disponibilidade de umidade, gerando assim, menor Liberação de Calor Latente (LCL). Inicialmente estas diferenças foram pequenas e localizadas em pequenas regiões mas, no decorrer das simulações, estas aumentaram em magnitude e em área. Com base nestes resultados, pode-se concluir que os fluxos de calor em superfície são mais importantes no período anterior à fase de rápido aprofundamento do ciclone, agindo no sentido de instabilizar e umedecer a atmosfera sobre o oceano próximo ao continente, facilitando o desenvolvimento de um sistema que se desloca do continente para o oceano. Os resultados da simulação realizada com a TSM climatológica sugere que os meandros associado às Correntes do Brasil e das Malvinas causaram pouco impacto no desenvolvimento dos ciclones estudados.

A CASE STUDY OF THE ROLE OF SURFACE LATENT AND SENSIBLE HEAT FLUXES IN SOUTH AMERICA EAST COAST CYCLOGENESIS

ABSTRACT

A cyclogenesis case observed over South America coast is simulated with the aim of verifying the impact of the surface latent (FCL), sensible (FCS) and total (FCT) heat fluxes. The Brazil current role is also explored. The limited-area model of *Japan Meteorological Agency* (MAL-JAPA) adapted to South America region is used in this work. The data used to initial and boundary conditions are the NCEP/NCAR reanalysis. This case is an explosive cyclogenesis event developed during May 28-30, 1999. The results of the simulations show that the surface heat fluxes had large contribution to the development of the extratropical cyclone. The FCL had more contribution to the FCT than the FCS. Simulations without surface heat flux show that the static stability is larger and the availability of humidity is less than in the simulation with FCT. In the beginning the differences were small and localized over small regions, but during the evolution of the simulations the differences grew in their magnitude and extension. Based in these results, it is possible conclude that the surface heat fluxes are more important in the early development phase of the cyclone and they also contribute for the atmosphere to become unstable and humid over the ocean adjoining the continent. These conditions are favorable to the development of a system moving over this region. The results of the simulation with the climatological sea surface temperature suggest that the meanders associated with the Brazil and Malvinas currents do not have much impact in the studied cyclone development.

SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SÍMBOLOS	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	27
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	31
2.1 - Critérios para Definir o Rápido Aprofundamento de Ciclonos Extratropicais ..	35
2.2 - Características dos Ciclonos de Costa Leste	37
2.3 - Mecanismos Forçantes para o Desenvolvimento de Ciclonos Extratropicais de Costa Leste	41
2.3.1 - Papel dos Processos Diabáticos	42
2.3.2 - Características Oceânicas	48
2.4 - Ciclogênese de Costa Leste sobre a América do Sul	52
CAPÍTULO 3 - DADOS E METODOLOGIA	57
3.1 - Dados	57
3.2 - Metodologia	58
3.2.1 - Descrição do Modelo	58
3.3.2 - Seleção do Caso de Ciclogênese de Costa Leste	58
3.2.3 - Experimentos Numéricos	60
CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	63

4.1 - Experimento de Controle	63
4.1.1 - Situação Sinótica	63
4.1.2 - Características Termodinâmicas	79
4.1.3 - Distribuição dos Fluxos de Calor em Superfície	89
4.2 - Diferenças entre o EXP CON99 e os Demais Experimentos	98
4.2.1 - Impactos dos Fluxos de Calor em Superfícies	99
4.2.2 - Impactos das Distribuições Espaciais de TSM	135
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	139
5.1 - Considerações Finais	141
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	143
Apêndice A.....	155

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Ilustração da mudança de inclinação da crista em altos níveis e do encurtamento do comprimento de onda como consequência da advecção de temperatura, FCS, fluxo de umidade e LCL	40
2.2 - Mínimo de pressão para as simulações F, F80, F100, F120 e M.....	43
2.3 - Circulação do nível superior do Oceano Atlântico Sul.....	49
2.4 - Distribuição espacial dos FCS ($W m^{-2}$) na superfície do Oceano Atlântico Sul.....	52
2.5 - Como na Figura 2.4, mas para os FCL ($W m^{-2}$)	52
3.1 - Imagens do canal infravermelho do satélite GOES-8, para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC, d) 30/05/99 as 00 UTC.....	60
3.2 - Campos de TSM média semanal observada no período de 26/05/99 a 01/06/99 (linhas cheias) e anomalias positivas (linhas tracejadas) e negativas (linhas pontilhadas) em relação a climatologia do mês de maio.....	62
4.1 - Campos de PNM (hPa) simulados pelo EXP CON99 para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC e d) 30/05/99 as 00 UTC; e campos de PNM (hPa) da reanálise para: e) 29/05/99 as 12 UTC e b) 30/05/99 as 00 UTC.....	65
4.2 - Campos de Z (em mgp) em 300 hPa simulados pelo EXP CON99 para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC e d) 30/05/99.....	67
4.3 - Campos de $adv\zeta$ ($s^{-1} dia^{-1}$) em 300 hPa simulados pelo EXP CON99 para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC, d) 30/05/99 as 00 UTC; e da reanálise, para: e) 28/05/99 as 12 UTC, f) 29/05/99 as 00 UTC, g) 29/05/99 as 12 UTC e h) 30/05/99 as 00 UTC.....	69

4.4 - Campos de divergência (s^{-1}) em 300 hPa simulados pelo EXP CON99, para: a) 28/05 as 12 UTC, b) 29/05 as 00 UTC, c) 29/05 as 12 UTC e d) 30/05 as 00 UTC.....	71
4.5 - Campos de ω ($Pa s^{-1}$) em 500 hPa simulados pelo EXP CON99 para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC e d) 30/05/99 as 00 UTC.....	73
4.6 - Campos de vento ($m s^{-1}$) simulados pelo EXP CON99, em 850 hPa, para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC, d) 30/05/99 as 12 UTC; e em 300 hPa, para: e) 28/05/99 as 12 UTC, f) 29/05/99 as 00 UTC, g) 29/05/99 as 12 UTC, e h) 30/05/99 as 12 UTC.....	75
4.7 - Campos de PAT ($mm 12 h^{-1}$) simulado pelo EXP CON99 para: a) 29/05/99 as 00 UTC, b) 29/05/99 as 12 UTC e c) 30/05/99 as 00 UTC. Contornos de 5, 15, 30, 50 e 80 $mm 12 h^{-1}$	77
4.8 - Campos de precipitação acumulada em 24 h ($mm 24 h^{-1}$), entre as 12 UTC do dia 28/05 e as 12 UTC do dia 29/05, simulada pelo modelo (a) e observada (b).....	78
4.9 - Campos de θ (K) simulados pelo EXP CON99 em 850 hPa, para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC, e d) 30/05/99 as 00 UTC; e da reanálise para: e) 30/05 as 00 UTC.....	81
4.10 - Campos de $adv\theta$ ($K dia^{-1}$) em 850 hPa, para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC, e d) 30/05/99 as 12 UTC.....	82
4.11 - Campos de q ($g kg^{-1}$) em 850 hPa, simulados pelo EXP CON99, para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC e d) 30/05/99 as 00 UTC.....	83
4.12 - Campos de fluxo de q (setas - em $gm kg^{-1} s^{-1}$) e divergência do fluxo de q (isolinhas - em $g kg^{-1} dia^{-1}$) em 850 hPa, simulados pelo EXP CON99, para: a) 28/05 as 12 UTC e b) 29/05 as 00 UTC.....	85

4.13 - Perfis verticais de q (g kg^{-1}) gerados pelo EXP CON99, para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC e d) 30/05/99 as 00 UTC.....	86
4.14 - Campos de σ ($\text{m}^2 \text{s}^{-2} \text{Pa}^{-2}$) em 925 hPa, para: a) 28/05 as 12 UTC, b) 29/05 as 00 UTC, c) 29/05 as 12 UTC, e d) 30/05 as 00 UTC.....	87
4.15 - Perfil vertical de σ ($\text{m}^2 \text{s}^{-2} \text{Pa}^{-2}$) em 925 hPa, para: a) 28/05 as 12 UTC, b) 29/05 as 00 UTC, c) 29/05 as 12 UTC, e d) 30/05 as 00 UTC.....	89
4.16 - Campos de FCT (W m^{-2}) simulados pelo EXP CON99, para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 28/05/99 as 18 UTC, c) 29/05/99 as 00 UTC d) 29/05/99 as 06 UTC, e) 29/05/99 as 12 UTC, f) 29/05/99 as 18 UTC e g) 30/05/99 as 00 UTC.....	901
4.17 - Campos de FCL (W m^{-2}) simulados pelo EXP CON99 para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 28/05/99 as 18 UTC, c) 29/05/99 as 00 UTC, d) 29/05/99 as 06 UTC, e) 29/05/99 as 12 UTC, f) 29/05/99 as 18 UTC e g) 30/05/99 as 00 UTC, e de FCS, para: h) 28/05/99 as 12 UTC, i) 28/05/99 as 18 UTC, j) 29/05/99 as 00 UTC, k) 29/05/99 as 06 UTC, l) 29/05/99 as 12 UTC, m) 29/05/99 as 18 UTC e n) 30/05/99 as 00 UTC.	93
4.18 - Campos médios diários da reanálise do NCP para FCL (W m^{-2}) para os dias: a) 28/05/99, b) 29/05/99, c) 30/05/99, e de FCS (W m^{-2}), para os dias: d) 28/05/99, e) 29/05/99 e f) 30/05/99.....	97
4.19 - Campos de PNM (hPa) simulados pelo EXP SFCT99 para: a) 29/05/99 as 12 UTC; b) 30/05/99 as 00 UTC.....	100
4.20 - Campos de diferença de PNM (hPa) para 29/05 as 12 UTC entre: a) EXP CON99 e SFCT99, b) EXP CON99 e SFCL99, c) EXP CON99 e SFCS99 e para o dia 30/05 as 00 UTC entre: d) EXP CON99 e SFCT99, e) EXP CON99 e SFCL99, f) EXP CON99 e SFCS99.....	101
4.21 - Campos de diferença de Z (mgp) em 850 hPa para 30/05 as 00 UTC entre: a) EXP CON99 e SFCT99, b) EXP CON99 e SFCL99 e c) EXP CON99 e SFCS99.....	104

- 4.22 - Campos de diferença de Z (mgp) em 300 hPa para 29/05 as 12 UTC entre: a) EXP CON99 e SFCT99, b) EXP CON99 e SFCL99; para o dia 30/05 as 00 UTC entre: c) EXP CON99 e SFCT99, d) EXP CON99 e SFCL99, e) EXP CON99 e SFCS99..... 105
- 4.23 - Campos de diferença de Z (mgp) para 29/05 as 12 UTC entre: a) EXP CON99 e SFCT99, b) EXP CON99 e SFCL99, c) EXP CON99 e SFCS99 e para o dia 30/05 as 00 UTC entre: d) EXP CON99 e SFCT99, e) EXP CON99 e SFCL99, f) EXP CON99 e SFCS99..... 107
- 4.24 - Campos de diferença de ω (Pa s^{-1}) em 500 hPa, para 29/05 as 12 UTC entre: a) EXP CON99 e SFCT99, b) EXP CON99 e SFCL99, c) EXP CON99 e SFCS99 e para o dia 30/05 as 00 UTC entre: d) EXP CON99 e SFCT99, e) EXP CON99 e SFCL99, f) EXP CON99 e SFCS99..... 109
- 4.25 - Campos de diferença de vento (m s^{-1}) em 850 hPa, para 29/05 as 12 UTC entre: a) EXP CON99 e SFCT99, b) EXP CON99 e SFCL99, c) EXP CON99 e SFCS99, e para o dia 30/05 as 00 UTC, entre: d) EXP CON99 e SFCT99, e) EXP CON99 e SFCL99, f) EXP CON99 e SFCS99..... 111
- 4.26 - Campos de diferença de precipitação acumulada (mm 12 h^{-1}) entre os EXP CON99 e EXP SFCT99: PAT para: a) 29/05/99 as 12 UTC e d) 30/05/99 as 00 UTC. PAC para: b) 29/05/99 as 12 UTC, e) 30/05/99 as 00 UTC. PAGE para: c) 29/05/99 as 12 UTC, f) 30/05/99 as 00 UTC... 113
- 4.27 - Campos de diferença de precipitação acumulada (mm 12 h^{-1}) entre os EXP CON99 e EXP SFCL99: PAT para: a) 29/05/99 as 12 UTC e d) 30/05/99 as 00 UTC. PAC para: b) 29/05/99 as 12 UTC, e) 30/05/99 as 00 UTC. PAGE para: c) 29/05/99 as 12 UTC, f) 30/05/99 as 00 UTC..... 115
- 4.28 - Campos de diferença de precipitação acumulada (mm 12 h^{-1}) entre os EXP CON99 e EXP SFCS99: PAT para: a) 29/05/99 as 12 UTC e d) 30/05/99 as 00 UTC. PAC para: b) 29/05/99 as 12 UTC, e) 30/05/99 as 00 UTC. PAGE para: c) 29/05/99 as 12 UTC, f) 30/05/99 as 00 UTC... 117

- 4.29 - Campos de diferença de θ (em K) em 850 hPa, para 29/05 as 12 UTC entre: a) EXP CON99 e SFCT99, b) EXP CON99 e SFCL99, c) EXP CON99 e SFCS99, e para o dia 30/05 as 00 UTC, entre: d) EXP CON99 e SFCT99, e) EXP CON99 e SFCL99, f) EXP CON99 e SFCS99..... 119
- 4.30 - Perfil vertical da diferença de θ (em K) entre os EXP CON99 e EXP SFCT99, para: a) 29/05/99 as 00 UTC, b) 29/05/99 as 12 UTC, c) 30/05/99 as 00 UTC..... 121
- 4.31 - Perfil vertical de diferença de θ (em K) entre os EXP CON99 e EXP SFCL99, para: a) 29/05/99 as 00 UTC, b) 29/05/99 as 12 UTC c) 30/05/99 as 00 UTC; e entre os EXP CON99 e EXP SFCS99, para: d) 29/05/99 as 00 UTC, e) 29/05/99 as 12 UTC, f) 30/05/99 as 00 UTC.... 122
- 4.32 - Campos de diferença de q (g kg^{-1}) em 850 hPa, para dia 29/05 as 12 UTC entre: a) EXP CON99 e SFCT99, b) EXP CON99 e SFCL99, c) EXP CON99 e SFCS99, e para o dia 30/05 as 00 UTC, entre: d) EXP CON99 e SFCT99, e) EXP CON99 e SFCL99, f) EXP CON99 e SFCS99..... 124
- 4.33 - Perfil vertical da diferença de q (em g kg^{-1}) entre os EXP CON99 e EXP SFCT99, para: a) 29/05/99 as 00 UTC, b) 29/05/99 as 12 UTC, c) 30/05/99 as 00 UTC..... 126
- 4.34 - Perfil vertical da diferença de q (g kg^{-1}) entre os EXP CON99 e EXP SFCL99 para: a) 29/05 as 00 UTC, b) 29/05 as 12 UTC e c) 30/05/99 as 00 UTC; e entre os EXP CON99 e EXP SFCS99 para: e) 29/05 as 00 UTC, f) 29/05 as 12 UTC e g) 30/05/99 as 00 UTC..... 127
- 4.35 - Campos de diferença de σ ($\text{m}^2 \text{s}^{-2} \text{Pa}^{-2}$) em 925 hPa, para o dia 29/05 as 12 UTC entre: a) EXP CON99 e EXP SFCT99, b) EXP CON e EXP SFCL99, c) EXP CON99 e EXP SFCS99, e para o dia 30/05 as 00 UTC, entre: d) EXP CON99 e EXP SFCT99, e) EXP CON99 e EXP SFCL99, f) EXP CON99 e EXP SFCS99..... 129

4.36 - Perfis verticais da diferença de σ (em $\text{m}^2 \text{s}^{-2} \text{Pa}^{-2}$), entre os EXP CON99 e EXP SFCT99, para: a) 29/05 as 00 UTC, b) 29/05 as 12 UTC e c) 30/05 as 00 UTC.....	131
4.37 - Perfis verticais da diferença de σ (em $\text{m}^2 \text{s}^{-2} \text{Pa}^{-2}$), entre os EXP CON99 e EXP SFCL99, para: a) 29/05 as 00 UTC, b) 29/05 as 12 UTC, c) 30/05 as 00 UTC; e entre os EXP CON99 e EXP SFCS99, para: d) 29/05 as 00 UTC, e) 29/05 as 12 UTC e f) 30/05 as 00 UTC.....	132
4.38 - Campos de diferença de PNM (hPa) entre os EXP CON99 e EXP TSMC99, para: a) 29/05 as 00 UTC, b) 29/05 as 12 UTC, c) 30/05 as 00 UTC.....	135
4.39 - Como na Figura 4.38, mas para os FCS (W m^{-2}).....	137
4.40 - Como na Figura 4.39, mas para os FCL (W m^{-2}).....	138
A.1 - Distribuição vertical dos níveis σ_v	156
A.2 - Estrutura da grade horizontal do Tipo B de Arakawa.....	157
A.3 - Área de domínio e distribuição da grade horizontal do MAL-JAPA.....	157
A.4 - Topografia utilizada no MAL-JAPA.....	158

LISTA DE TABELAS

	Pág.
3.1 - Cronologia do aprofundamento do ciclone em 36 h	59
3.2 - Características dos experimentos realizados	61
4.1 - Efeitos gerados pela ausência dos FCT, FCL e FCS.....	134

LISTA DE SÍMBOLOS

CN	-	Coefficiente de arrasto
C_p	-	Calor específico a pressão constante ($\text{J K}^{-1} \text{kg}^{-1}$)
E	-	Fluxo vertical de umidade ($\text{g m kg}^{-1} \text{s}^{-1}$)
H	-	Fluxo vertical de calor sensível (K m s^{-1})
K_m	-	Coefficiente de difusão turbulenta para o momentum
K_n	-	Coefficiente de difusão turbulenta para o calor e umidade
L	-	Comprimento de Monin-Obukhov (m)
L_c	-	Calor latente de condensação (J kg^{-1})
l	-	Escala de comprimento de mistura (m)
l_o	-	Comprimento de mistura (m)
P_{sup}	-	Pressão na superfície (hPa)
P_{top}	-	Pressão no topo da atmosfera (hPa)
q	-	Umidade específica (g kg^{-1})
q^*	-	Escala de q (g kg^{-1})
q_a	-	q no nível Z_a (g kg^{-1})
q_s	-	q na superfície (g kg^{-1})
R_c	-	Razão entre os coeficientes de difusividade turbulenta
R	-	Constante dos gases para o ar seco ($\text{J K}^{-1} \text{kg}^{-1}$)
T	-	Temperatura (K)
u	-	Componente zonal do vento (m s^{-1})
u^*	-	Velocidade de fricção (m s^{-1})
UR	-	Umidade relativa
v	-	Componente meridional do vento (m s^{-1})
Z	-	Altura geopotencial (m)
Z_a	-	Altura do nível mais baixo do modelo (m)
u_a	-	Velocidade do vento no nível mais baixo do modelo (m s^{-1})
k	-	Constante de Von Karman
π	-	Diferença entre a pressão na superfície e no topo do modelo (hPa)

ω	Velocidade vertical (Pa s^{-1})
ρ	Densidade (kg m^{-3})
σ	Estabilidade estática ($\text{m}^2 \text{s}^{-2} \text{Pa}^{-2}$)
σ_v	Coordenada vertical
$\dot{\sigma}_v$	Velocidade vertical em coordenada sigma
$\dot{\sigma}_v^*$	Fluxo de massa na vertical (kg m s^{-1})
$\overline{w'u'}$	Fluxos turbulentos de momento ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$)
$\overline{w'q'}$	Fluxos turbulentos de calor sensível (K m s^{-1})
$\overline{w'q'}$	Fluxos turbulentos de umidade ($\text{g m kg}^{-1} \text{s}^{-1}$)
δ	Divergência (s^{-1})
ζ	Vorticidade relativa (s^{-1})
ζ_g	Vorticidade relativa geostrófica (s^{-1})
θ	Temperatura Potencial (K)
θ_v	Temperatura potencial virtual (K)
θ_a	θ na altura Z_a (K)
θ_s	θ_v na superfície (K)
θ^*	Escala de θ_v (K)
$\bar{\tau}$	Fluxo vertical de momentum ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$)
ϕ	Latitude do meio da trajetória percorrida pelo ciclone durante as 24 horas do mais rápido aprofundamento
q_{ss}	Umidade específica de saturação (g kg^{-1})
e_s	Pressão de saturação do vapor (hPa)
β_s	Parâmetro relativo à umidade no solo
T_s	Temperatura do solo (K)
ρ_s	Densidade do solo (kg m^{-3})
c_{ps}	Calor específico do solo ($\text{JK}^{-1} \text{kg}^{-1}$)
v_s	Difusividade térmica do solo ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
T_g	Temperatura do solo à profundidade constante (K)
V_H	Vento real (m s^{-1})

V_g	Vento geostrófico (m s^{-1})
V_{ag}	Vento ageostrófico (m s^{-1})
f	Parâmetro de Coriolis (s^{-1})
Q	Vetor Q ($\text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{kg}^{-1}$)
u_g	Componente zonal do vento geostrófico (m s^{-1})
v_g	Componente meridional do vento geostrófico (m s^{-1})
H_f -	Balço radiativo na superfície

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

B	- Bergeron
CLP	- Camada Limite Planetária
CON99	- Experimento de controle
CONT	- Controle
CPTEC	- Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
CVU	- Unidade de Vorticidade e Circulação
ECMWF	- European Center for Medium-Range Weather Forecasts
EXP	- Experimento
E	- Fluxo vertical turbulento de umidade
FAPESP	- Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
FCG	- Frente da Corrente do Golfo
FCL	- Fluxos de Calor Latente
FCS	- Fluxos de Calor Sensível
FCT	- Fluxos de Calor Total
FGGE	- <i>First Global GARP Experiment</i>
GALE	- <i>Genesis of Atlantic Lows Experiment</i>
GrADS	- <i>Grid Analysis and Display System</i>
H	- Fluxo vertical turbulento de calor
HN	- Hemisfério Norte
HS	- Hemisfério Sul
IC	- Intervalo de Contorno
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPMET	- Instituto de Pesquisas Meteorológicas
J	- Laplaciano Horizontal da pressão ao nível médio do mar
JAN	- Jato em Altos Níveis
JBN	- Jato em Baixos Níveis
LCL	- Liberação de Calor Latente

LFM	- <i>Limited-area Fine-mesh Model</i>
MAL-JAPA	- Modelo de Área Limitada da <i>Japan Meteorological Agency</i>
MCG	- Modelo de Circulação Geral
NCEP	- <i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NMC	- <i>National Meteorological Center</i>
NSH	- <i>No Sensible heat</i>
PAC	- Precipitação Acumulada Total
PAGE	- Precipitação Acumulada de Grande Escala
PAT	- Precipitação Acumulada Total
PNM	- Pressão ao Nível médio do Mar
PR	- Paraná
QG	- Teoria Quase-Geostrófica
RAMS	- <i>Regional Atmospheric Model System</i>
RS	- Rio Grande do Sul
S	- Fluxo turbulento de calor sensível
SC	- Santa Catarina
SCM	- Sistemas convectivos de Mesoescala
SFCS99	- Experimento Sem Fluxo de Calor Sensível
SFCL99	- Experimento Sem Fluxo de Calor Latente
SFCT99	- Experimento Sem Fluxo de Calor Total
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
TSMC99	- Experimento com TSM Média Climatológica do mês de maio
TSMM99	- Experimento com TSM Média mensal do Mês de maio de 1999
UR	- Umidade Relativa
UTC	- <i>Universal Time Coordinate</i>

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A Região Sul do Brasil é afetada por situações de ventos fortes os quais provocam destruições e até mortes. Estes casos, muitas vezes, estão associados a ciclones extratropicais que se intensificam quando passam do continente para o oceano. 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). O processo de intensificação rápida de ciclones extratropicais tem sido denominado na literatura de ciclogênese intensa, ciclogênese explosiva ou ciclogênese de costa leste, que não necessariamente precisa ser explosiva (Miller, 1946; Chen et al., 1992).

A ciclogênese explosiva resulta da interação da instabilidade baroclínica com processos diabáticos tais como, a Liberação de Calor Latente (LCL) e os Fluxos de Calor Sensível e Latente (FCS e FCL, respectivamente) (Sanders e Gyakum, 1980; Wash et al., 1992). Vários trabalhos destacaram a importância da LCL nos processos de ciclogênese explosiva (Danard, 1964; Lin e Smith, 1979; Leslie et al., 1987; Chang e Holt, 1996; e Seluchi e Saulo, 1998), tal que sua ausência afeta a velocidade vertical, a estrutura horizontal do sistema (ciclone e frentes), o início da fase de rápido desenvolvimento e a magnitude da taxa de aprofundamento do sistema.

O papel dos Fluxos de Calor Total (FCT, isto é, a soma dos fluxos FCS e FCL) em ciclogêneses explosivas ainda não é bem conhecido. Enquanto alguns autores, como Bosart e Lin (1984), Uccellini et al. (1987) e Atlas (1987), demonstraram que os fluxos de calor superficiais foram essenciais para o desenvolvimento da ciclogênese explosiva intitulada *Presidents' Day*, que se desenvolveu ao longo da costa leste dos EUA no período de 18 a 19 de fevereiro de 1979, outros autores como Kuo e Reed (1988), Kuo e

Low-Nam (1990) e Reed e Simons (1991) mostraram que estes fluxos não foram essenciais para outros casos de ciclogêneses explosivas.

Muitos estudos sobre ciclogênese de costa leste, tanto observacionais como numéricos, já foram feitos em várias regiões do globo, principalmente na costa leste da América do Norte (Nielman et al., 1990; Kuo et al., 1991b), nas costas lestes da Ásia (Nuss e Kamikawa, 1990; Kuo et al., 1991a) e da Austrália (Holland et al., 1987), entre outras. Como exemplo de ciclogênese de costa leste pode-se citar o ciclone explosivo desenvolvido na costa da Austrália em 25/05/1974, o qual provocou vários prejuízos, como o ocorrido com o navio cargueiro *Synga*, de 57000 t, que acabou encalhado devido aos ventos fortes (com rajadas de até 45 m/s) e grandes ondas (Holland et al., 1987).

Na América do Sul, tem-se poucos estudos sobre ciclogênese de costa leste (Necco, 1982; Sinclair, 1995; Gan e Rao, 1996; Bonatti, 2000 a b), principalmente utilizando modelos numéricos (Bonatti e Rao, 1987; Innocentini e Neto, 1996). No Brasil, pode-se citar dois casos típicos de ciclogênese de costa leste: 1) Uma ocorrência no período de 9 a 11 de agosto de 1988, cujos estragos foram reportados no *Jornal do Brasil*, do Rio de Janeiro (Innocentini e Neto, 1996); 2) Um evento que ocorreu sobre a costa dos Estados do Sul e Sudeste do Brasil, no período de 20 a 23 de maio de 1999, o qual provocou vários problemas à população, tais como os publicados pelo jornal *Correio do Povo* (Porto Alegre - RS): “No dia 20/05/99 um navio foi arrastado e acabou encalhado na praia do Mar Grosso (São José do Norte - RS). Neste mesmo dia, neve e rajadas de ventos de até 70 km/h foram observadas em algumas cidades do Rio Grande do Sul (RS) e de Santa Catarina (SC). No dia seguinte, foram registradas ondas de 2,5 m nas praias do Rio de Janeiro e 55 pescadores tiveram que ser resgatados pelo Corpo de Bombeiros; no dia 23/05, uma turista morreu por volta das 6 h e 30 min, após ter sido arrastada por uma onda.”

A vantagem dos trabalhos numéricos para o estudo de ciclogênese de costa leste é que estes permitem isolar os processos físicos (LCL, FCS, FCL, etc) e, assim, pode-se

determinar dentre estes quais são os mais importantes e em que fase do desenvolvimento estes processos mais afetam o sistema. Entretanto, os modelos operacionais falham em prever os casos de ciclogênese explosiva pois, as previsões numéricas de tempo subestimam as taxas de aprofundamento e prevêm pressões no centro dos ciclones extratropicais maiores do que as reais (Kuo e Reed, 1988; Roebber, 1993; Seluchi e Saulo, 1998). Exemplos clássicos disto foram as previsões de tempo realizadas para os ciclones *Queen Elizabeth II*, *Presidents' Day* e *Sygná* (Kuo et al., 1991; Holland et al., 1987). Segundo Davis e Emanuel (1988), a falha do modelo *Limited-area Fine-mesh Model* (LFM) do *National Meteorological Center* (NMC), atual *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) na previsão de ciclogêneses explosivas estaria na deficiência do transporte vertical de vapor d'água. Por consequência, a CLP alcançaria rapidamente a saturação, suspendendo a evaporação. Além da deficiência do transporte vertical de umidade, a parametrização dos fluxos superficiais não era dependente da velocidade do vento.

Os Modelos de Circulação Geral (MCG) estão se tornando cada vez mais completos e, atualmente, muitos deles possuem o acoplamento oceano-atmosfera, daí a importância de se saber a magnitude e a distribuição dos FCT superficiais. Por outro lado, vários autores observaram importantes impactos das Correntes do Golfo e de Kuroshio nas ciclogêneses de costa leste ocorridas na América do Norte e Ásia, respectivamente (Sanders e Gyakum, 1980; Neiman e Shapiro, 1993; Chen e Dell'osso, 1987; Yinlong e Mingyu, 1999). Na costa leste da Austrália, Holland et al. (1987), embora não tenham citado nomes de correntes, verificaram a importância da presença de TSM's mais altas para o desenvolvimento dos ciclones intensos. Na América do Sul, a tendência para ciclones se formarem na costa leste do continente durante o inverno parece estar ligada às correntes oceânicas quentes nesta região (Sinclair, 1995).

O interesse recente em ciclogênese explosiva está no fato que estes sistemas causam muitos danos em sua passagem, em função dos fortes ventos e intensa precipitação. Desta forma, é importante conhecer os processos dinâmicos envolvidos no desenvolvimento do seu rápido aprofundamento, visando colaborar com a melhoria os

modelos operacionais em prever sua ocorrência e intensidade, pois, ainda hoje estes não conseguem simular ciclones que tem uma fase de desenvolvimento explosivo (Uccellini, 1990; Innocentini e Neto, 1996).

Em face do exposto, o objetivo deste trabalho é identificar qual o impacto dos FCT, FCL e FCS nos processos de ciclogênese que ocorrem na costa leste da América do Sul, através de um estudo de caso utilizando o Modelo de Área Limitada da *Japan Meteorological Agency* (MAL-JAPA). Pretende-se determinar em qual estágio do ciclo de vida do ciclone estes fluxos são mais importantes. Também será estudado o papel da Corrente do Brasil no processo de ciclogênese de costa leste da América do Sul.

No Capítulo 2, apresenta-se a revisão bibliográfica sobre as teorias existentes para explicar o desenvolvimento dos ciclones, suas principais características atmosféricas e oceânicas e os mecanismos forçantes para o desenvolvimento de ciclones extratropicais de costa leste, com ênfase sobre o papel dos FCT, FCL, FCS, LCL e TSM. No Capítulo 3, apresenta-se os dados e a metodologia utilizada. As características do modelo MAL-JAPA são apresentadas no Apêndice A. No Capítulo 4, apresenta-se os resultados e discussões sobre as simulações do caso de ciclogênese estudado. No Capítulo 5, apresenta-se as conclusões e faz-se algumas considerações finais.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Os ciclones extratropicais são sistemas dominantes em controlar o tempo nas latitudes médias, uma vez que estes são caracterizados por ventos fortes e intensa precipitação, afetando de forma marcante a economia do país onde estes sistemas atuam.

Não há uma teoria única para explicar o crescimento e o decaimento dos ciclones extratropicais. Na publicação *Extratropical Cyclones - The Erik Palmén Memorial Volume*, os Capítulos 3, 5 e 6 apresentados por Reed (1990), Hoskins (1990) e Uccellini (1990), respectivamente, apresentam-se as várias teorias propostas para explicar o desenvolvimento dos ciclones extratropicais, desde a Teoria da Frente Polar (Bjerknes e Solberg, 1922) e da Instabilidade Baroclínica (Charney, 1947; Eady, 1949), até outras mais recentes, como por exemplo, do ponto de vista da instabilidade simétrica úmida e de estudos não-lineares.

Para situar o problema do desenvolvimento rápido dos ciclones extratropicais, apresenta-se um breve resumo sobre a evolução dos conhecimentos sobre este tópico. Não é intenção aqui entrar em detalhes sobre todas as teorias existentes, apenas mostrar a complexidade existente em entender os mecanismos forçantes para o desenvolvimento dos ciclones extratropicais em sua essência.

O primeiro modelo conceitual para descrever a evolução dos ciclones extratropicais foi proposto por Bjerknes (1919) e, mais tarde, este foi aperfeiçoado por Bjerknes e Solberg (1922), sendo denominado de *Teoria da Frente Polar*. Neste modelo, os ciclones extratropicais desenvolvem-se como um resultado de uma instabilidade na frente polar ilustrado pelo ciclo de vida do sistema, desde o seu nascimento como uma onda sobre a frente polar, até o seu decaimento, como um vórtice embebido dentro do ar frio.

Mais tarde, a equação de desenvolvimento de Sutcliffe (Sutcliffe, 1947) estabeleceu que a advecção de vorticidade no nível de não-divergência e o aquecimento entre a superfície e o nível de não-divergência são os dois principais mecanismos que contribuem para a ciclogênese em superfície. De acordo com a Equação de Sutcliffe, uma fonte de calor em superfície geraria vorticidade ciclônica em 1000 hPa, de forma que, quando um ciclone (anticiclone) aproxima-se da costa leste dos continentes durante o inverno, este seria intensificado (desintensificado) por aquecimento diabático, desde que as águas oceânicas estejam mais quentes do que o continente.

Muitas outras modificações e extensões tem se tornado necessárias à medida que novos conhecimentos e melhorias na disponibilidade e qualidade dos dados observacionais e instrumentação tem ocorridos ao longo dos anos. Em função disto, vários outros modelos conceituais foram propostos, tentando melhorar o modelo clássico de Bjerknes e Solberg (1922). Com a visão 3-D da estrutura atmosférica, veio o desenvolvimento teórico de grande magnitude: A Teoria da Instabilidade Baroclínica, introduzida por Charney (1947) e por Eady (1949) (Reed, 1990). Esta teoria estabelece que o crescimento das perturbações superimpostas a uma corrente zonal instável se dá pela conversão de energia potencial do estado básico para a energia cinética da perturbação, através da energia potencial da perturbação (Holton, 1992).

Uma outra teoria que explica a formação dos sistemas de escala sinótica em latitudes médias é a Teoria Quase-Geostrófica (QG), onde, a aceleração inercial é pequena quando comparada a aceleração de Coriolis. A partir desta consideração, obtêm-se o balanço geostrófico, um balanço entre as forças de Coriolis e de gradiente de pressão. Assim, a equação do movimento horizontal em coordenada de pressão é escrita como:

$$0 = -f_0 \hat{k} \times \vec{V}_g - \nabla_p Z \quad (2.1)$$

onde f_0 é o parâmetro de Coriolis, \vec{V}_g é vetor vento geostrófico, ∇_p é o operador nabla em coordenadas de pressão e Z é a altura geopotencial.

O vento geostrófico é horizontalmente não-divergente. Contudo, se o campo de vento fosse não-divergente em todos os níveis, a velocidade vertical seria zero, o que não é verdadeiro. Desta forma, mantêm-se o termo de divergência nas equações levando em consideração que o vento ageostrófico - \vec{V}_{ag} (que somado ao \vec{V}_g resulta no vento real - \vec{V}_H) é quem contém tanto a parte divergente quanto a parte não-divergente.

Na teoria QG, a equação do movimento horizontal em coordenada de pressão é expressa por:

$$\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial t} + (\vec{V}_g \cdot \nabla_p) \vec{V}_g = -f_0 \hat{k} \times \vec{V} - \nabla_p Z \quad (2.2)$$

onde \vec{V}_H é o vetor vento horizontal.

Com base nestas idéias e com algumas manipulações algébricas se obtêm as equações do sistema QG, sendo uma delas conhecida como equação omega. A equação omega é dada por:

$$\left(\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = - \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[-\vec{V}_g \cdot \nabla_p (\hat{\omega}_g + f) \right] + \frac{R}{\sigma p} \left[-\nabla_p^2 (-\vec{V}_g \cdot \nabla_p T) \right] + \frac{R}{\sigma p} \left[-\nabla_p^2 \left(\frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt} \right) \right] \quad (2.3)$$

(1) (2)

(3)

onde: ∇_p^2 é o laplaciano em coordenadas de pressão, σ é a estabilidade estática, $\hat{\omega}_g$ é a vorticidade relativa geostrófica, R é a constante dos gases, p é a pressão, T é a temperatura do ar, c_p é o calor específico do ar a pressão constante ($c_p=1005 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) e Q é o aquecimento diabático.

A Equação 2.3 mostra que a velocidade vertical é dada por 3 termos, sendo: o termo 1 representa a advecção diferencial de vorticidade, o termo 2 representa a advecção horizontal de temperatura e o termo 3 representa o aquecimento diabático. Para que o forçante 1 produza movimento ascendente ou $\omega < 0$ (descendente ou $\omega > 0$) é necessário que a advecção de vorticidade ciclônica (anticiclônica) aumente com a altura. Desta forma, a condição de movimento ascendente é encontrada na região entre o cavado e a crista em altos níveis. No caso da advecção de temperatura, vê-se que na região onde há advecção quente (fria) em baixos níveis, há ocorrência de movimento ascendente (descendente). Em se tratando de aquecimento diabático, o movimento ascendente vai ser encontrado na região onde ocorrer: aquecimento por LCL, radiação e aquecimento do ar frio escoando sobre uma superfície quente, enquanto movimento descendente vai ser encontrado nas regiões onde tem-se resfriamento por evaporação, sublimação, radiação, e resfriamento do ar quente escoando sobre uma superfície fria.

Levando em consideração que \vec{V}_H real é a soma de \vec{V}_g e \vec{V}_{ag} , pode-se obter uma outra expressão para a equação do movimento horizontal, conhecida como aproximação do *momentum* geostrófico, à saber:

$$\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial t} + (\vec{V} \cdot \nabla_p) \vec{V}_g + \omega \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial p} = -f_0 \hat{k} \times \vec{V} - \nabla_p Z \quad (2.4)$$

Comparando-se as Equações 2.2 e 2.4, observa-se que nesta última, os termos ageostróficos e de advecção vertical de momentum geostrófico permanecem. Utilizando-se esta última aproximação e o sistema de coordenadas geostrófico (onde as parcelas de ar se movem junto com o vento geostrófico), obtêm-se um sistema de equações conhecido como semi-geostrófico. Com as equações deste sistema obtêm-se a equação omega em termos do vetor \mathbf{Q} . Nesta formulação, o movimento vertical é dado em função da divergência/convergência do vetor \mathbf{Q} . As vantagens desta formulação são: 1) as forçantes podem ser avaliadas somente em uma superfície de pressão, não havendo

a necessidade de dois níveis; 2) Não há cancelamento parcial entre termos; 3) é menos sensível a erros presentes nas observações de vento, como acontece com a divergência.

Se o eixo x for orientado paralelamente às isotermas locais com o ar frio à esquerda, então a equação omega em termos de vetor \mathbf{Q} é expressa por:

$$\nabla^2 \omega + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = 2 \nabla \cdot \left[\frac{R}{\sigma p} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial v_g}{\partial x} \hat{i} - \frac{\partial u_g}{\partial x} \hat{j} \right) \right] \quad (2.5)$$

onde: v_g e u_g são as componentes meridional e zonal do vento, respectivamente e x e y indicam os eixos zonal e meridional, respectivamente.

Observando-se as Equações 2.3 e 2.5, verifica-se que os termos do lado direito são inversamente proporcionais a σ , ou seja, os efeitos das forçantes são realçados quando σ é baixa. Desta forma, verifica-se os efeitos diretos (forçante 3 da Equação 2.3) e indiretos (influência em σ) que o aquecimento diabático pode proporcionar nos sistemas de tempo, mais especificamente na velocidade vertical.

2.1 - CRITÉRIOS PARA DEFINIR O RÁPIDO APROFUNDAMENTO DE CICLONES EXTRATROPICAIS

Há várias definições para o rápido desenvolvimento dos ciclones. O conceito mais frequentemente usado é aquele relacionado à taxa de aprofundamento da pressão central em superfície. Sanders e Gyakum (1980) definiram o ciclone explosivo (ou "bomba") como aquele onde a taxa de aprofundamento num período de 24 h deve ser ≥ 1 Bergeron (B) (hPa/h), isto é, $24 \text{ hPa} \times \sin \phi / \sin 60^\circ$, onde ϕ é a latitude do meio da trajetória percorrida pelo ciclone durante o período de 24 h.

De acordo com Sinclair (1995), o uso da tendência de pressão central pode induzir a erros, visto que se pode encontrar um centro de circulação ciclônica medido por ζ_g sem que haja isóbaras fechadas que caracterizam um ciclone. Desta forma, propôs-se o uso da tendência de ζ_g como uma medida de intensificação, tal que a intensificação do ciclone ocorre no período em que a tendência de ζ_g seja menor do que $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$. Segundo Sinclair, a tendência de pressão no centro do ciclone valoriza os sistemas em latitudes mais altas e os mais intensos (menor pressão no centro do ciclone), enquanto o uso da tendência de ζ_g valoriza sistemas móveis e aqueles encontrados em latitudes mais baixas. Uma desvantagem desta definição é a dependência da escala, com a análise em outros espaçamentos de grade exigindo diferentes limiares para ζ_g .

Simmonds e Keay (2000) apresentaram uma climatologia de ciclones extratropicais para o HS, construída baseada no laplaciano horizontal da pressão ao nível médio do mar (J). Segundo os autores, este critério não sofre do problema apontado por Sinclair (1995) sobre o uso da tendência de pressão central, porém, tem uma dependência implícita de escala. Para minimizar esta desvantagem, sugere-se considerar também outras medidas, tais como a profundidade do ciclone (diferença de pressão entre o centro e a margem do ciclone) e o raio. Maiores discussões sobre este critério é apresentado em Simmonds e Keay.

Sinclair e Revell (2000) usaram como critério para identificar o desenvolvimento dos ciclones extratropicais parâmetros como a vorticidade, a circulação e a pressão central, em relação a 1 Unidade de Vorticidade e Circulação (CVU = $10^7 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$). Os limiares para o desenvolvimento do ciclone estabelece que o primeiro ponto da rota deve ter vorticidade ciclônica menor que 4 CVU, mas desenvolvendo uma vorticidade central maior que 6 CVU e uma circulação maior que 6 CVU. O limiar de vorticidade iniciando em 4 CVU elimina ciclones que já tem desenvolvimento significativo no primeiro ponto da rota e não poderia ser considerado como se desenvolvendo. Os autores sugerem que a construção de climatologias mais rigorosas poderiam ser feitas usando análise objetiva de aglomerados (*clusters*) ou análise de componentes principais de padrões de ar superior.

Pelo exposto, verifica-se que não há um critério único para definir o rápido aprofundamento dos ciclones extratropicais e, todas apresentam vantagens e desvantagens. Assim, a escolha de um critério particular é feita em função do tipo de problema a ser estudado entre outros aspectos (conjunto de dados, área de estudo, etc.)

2.2 - CARACTERÍSTICAS DOS CICLONES DE COSTA LESTE

A ciclogênese explosiva é quase exclusivamente um fenômeno oceânico (Sanders e Gyakum, 1980; Nielsen e Dole, 1992) e ocorre preferencialmente nas porções oeste dos Oceanos Atlântico e Pacífico, onde as características atmosféricas e fisiográficas se combinam para produzir condições favoráveis para seu crescimento.

Sanders e Gyakum (1980) ressaltaram que a grande preferência da ocorrência de desenvolvimento de ciclones sobre a parte oeste dos Oceanos Atlântico e Pacífico se dá em função dos fortes gradientes de TSM observados nestas regiões e, em estações frias do ano, devido a passagem do ar frio e seco continental sobre o oceano. Cione et al. (1993) estudaram o efeito da baroclinia induzida pela Corrente do Golfo sobre os ciclones na costa leste dos EUA. Seus resultados mostraram que entre os anos de 1982 e 1990, 85 % dos ciclones fortes (taxa de aprofundamento maior do que $12 \text{ hPa } 12 \text{ h}^{-1}$) se intensificaram dentro de uma estreita região de forte gradiente horizontal de temperatura próximo à Carolina do Norte e o sul da Virgínia, região esta onde se verifica o máximo aquecimento em baixos níveis durante fortes incursões de ar frio (*cold-air outbreak*). Características similares também foram encontradas por Chen et al. (1992), em uma climatologia realizada para a costa leste da Ásia, onde um dos máximos de ocorrência de ciclones explosivos se localizou sobre a região da Corrente de Kuroshio durante a estação fria. No caso de se considerar somente ciclogênese explosiva muito forte (tendência de pressão maior ou igual a 1,8 B), a região de ocorrência de ciclogênese concentrou-se sobre a Corrente de Kuroshio.

Um dos primeiros trabalhos sobre ciclogênese de costa leste dos Estados Unidos foi realizado por Miller (1946). Segundo o autor, os ciclones de costa leste podem ser classificados nos Tipos A e B. O ciclone do Tipo A, associado a incursão de ar frio sobre os Estados Unidos, caracteriza-se pela presença de um anticiclone cobrindo a maior parte do país. Este tipo de ciclone ocorre mais freqüentemente sobre a região da Corrente do Golfo durante o período mais frio do ano, e apresenta um máximo de ocorrência próximo a latitude de 32°N, a leste da isoterma de maior valor de TSM em cada latitude. O ciclone do Tipo B se forma a sudeste de um ciclone primário em fase de oclusão, localizado na região dos Grandes Lagos, aproximadamente estacionário ou movendo-se para nordeste. Neste, verifica-se dois centros de máxima ocorrência sobre a costa leste, sendo o mais forte na latitude de 36,5 °N e o outro na latitude de 41 °N.

Holland et al. (1987) classificaram em 3 tipos as ciclogêneses de costa leste que ocorreram na Austrália, no período de 1970 a 1985. Esta divisão foi baseada na localização de um cavado invertido no escoamento de leste subtropical em relação à ciclogênese costeira. Quando este cavado se localizava sobre o continente (oceano), ou seja, à oeste (leste) da ciclogênese, era classificada como Tipo 1 (Tipo 3). O Tipo 2 acontecia quando o cavado se localizava sobre a costa. Seus resultados mostraram que próximo à costa observou-se um forte gradiente de TSM que, associado ao resfriamento continental durante a noite, forneceram grande contraste de temperatura continente-oceano.

Um aspecto interessante sobre ciclogênese está relacionado à taxa de aprofundamento do sistema em 24 h (uma medida de "intensificação" do sistema) que, dependendo do seu valor, pode-se classificar as ciclogêneses em "comuns" ou ordinárias, ou explosivas (Sanders e Gyakum, 1980; Roeber, 1984). O termo explosivo diz respeito ao curto intervalo de tempo em que o sistema apresenta grande desenvolvimento, da ordem de 6 a 12 h (Sanders e Gyakum, 1980).

As principais diferenças entre ciclones explosivos e não-explosivos encontradas por Wash et al. (1992) ocorreram em altos níveis e no início do rápido aprofundamento do

sistema. Nos 23 casos de ciclogênese explosiva estudados, forte divergência e intensa advecção de vorticidade ciclônica, juntamente com grande movimento ascendente em 700 hPa, foram muito maiores do que verificado nos 16 casos de ciclogênese não-explosivas. Diferenças em ζ em baixos níveis, no gradiente horizontal de temperatura e em S não foram significativas entre os dois grupos de ciclones.

Algumas características comuns ao rápido desenvolvimento de ciclones extratropicais foram citadas por Uccellini (1992). Dentre estas, destacam-se que FCS e FCL na Camada Limite Planetária (CLP) funcionariam como um combustível ao rápido desenvolvimento do ciclone e como desestabilizador da troposfera inferior na região adiante do sistema. Uccellini também explicou como a *Teoria do Auto-Desenvolvimento (self-development Theory)* de Sutcliffe e Forsdyke (1950) pode ser aplicada à ciclogênese de costa leste. Quando um ciclone no Hemisfério Norte (HN) em seu estágio inicial estiver localizado sobre a zona costeira, a aproximação de um cavado de nível superior e/ou associado ao centro de velocidades máximas da corrente de jato, aqueceria a troposfera média e inferior nos setores norte e leste do ciclone, próximo ao eixo da crista em altos níveis. Tal aquecimento é resultado da concentração e da intensificação dos efeitos da advecção de ar quente, FCS, fluxos de umidade na CLP e LCL acima de 850 hPa. O aquecimento atrasaria a progressão para leste da crista em nível superior e mudaria sua inclinação (Figura 2.1). A diminuição do comprimento de onda aumentaria a difluência do escoamento em altos níveis, provocando o aumento da divergência na troposfera média e superior acima do ciclone. Esta Teoria do Auto-Desenvolvimento também foi utilizada por Atlas (1987) para explicar o desenvolvimento do ciclone *Presidents' Day*, uma ciclogênese explosiva extensivamente estudada, ocorrida em fevereiro de 1979.

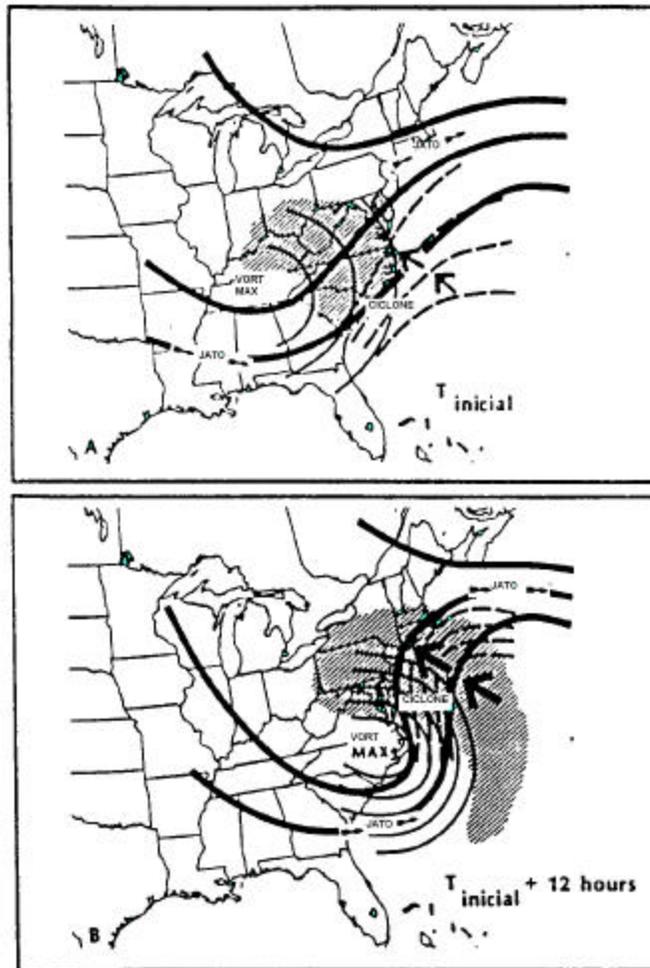


Fig. 2.1 - Ilustração da mudança de inclinação da crista em altos níveis e do encurtamento do comprimento de onda como consequência da advecção de temperatura, FCS, fluxo de umidade e LCL.

A área hachurada indica a região de ocorrência de precipitação.

FONTE: Adaptada de Uccellini (1992, p. 6).

Pelo exposto, há várias características comuns para a ciclogênese explosiva (Uccellini, 1990) se os sistemas são de escala sinótica (tais como tempestades costeiras) ou de mesoescala (tal como a baixa polar):

- a) Processos em baixos níveis (como advecção de temperatura, FCS e FCL, cadeias de montanhas, Jato em Baixos Níveis - JBN);

- b) Liberação de calor latente;
- c) Processos de nível superior, tais como divergência (correntes de jatos);
- d) Invasão de ar estratosférico e quebra da tropopausa.

2.3 - MECANISMOS FORÇANTES PARA O DESENVOLVIMENTO DE CICLONES EXTRATROPICAIS DE COSTA LESTE

Muitos autores concordam que a ciclogênese explosiva é um processo baroclínico. Entretanto, a taxa de crescimento verificada em ciclogêneses explosivas excede a taxa prevista pela Teoria de Instabilidade Baroclínica Seca, enquanto a Instabilidade Baroclínica Úmida fornece valores mais próximos, indicando haver interação entre processos. Dentre estes, pode-se destacar os feitos da LCL, os fluxos em superfície (FCS e FCL), a topografia e os distúrbios na troposfera superior (Sanders e Gyakum, 1980; Nuss e Antes, 1987; Davis e Emanuel, 1988; Kuo e Reed, 1988; Wash et al., 1992).

Roebber (1989) realizou uma análise estatística referente às taxas de aprofundamento de ciclones observados no continente norte-americano e nos Oceanos Atlântico e Pacífico Norte, verificando um comportamento não-gaussiano. A distribuição das taxas de aprofundamento obtidas, apresentou maior assimetria e com o pico mais pontiagudo do que na distribuição gaussiana. Este resultado sugere que: a) a amostra tem diferentes processos que causam o desenvolvimento dos ciclones; b) há forte interação entre os processos; c) há um número insuficiente de processos físicos; d) os dados são insuficientes; ou e) alguma combinação entre estes processos. O autor ressalta que o desvio da distribuição gaussiana sobre o mar ser maior do que sobre o continente leva a concluir que este seja resultado de processos físicos na CLP, mais especificamente FCT. Este resultado também foi observado por Sinclair (1995) para as taxas de aprofundamento de ciclones observados no Hemisfério Sul (HS).

Desta forma, a fim de esclarecer a interação entre processos dinâmicos e aquecimento diabático, será discutido em maiores detalhes o papel do aquecimento diabático e as correntes oceânicas.

2.3.1 - PAPEL DOS PROCESSOS DIABÁTICOS

Vários trabalhos procuraram estudar a importância do aquecimento diabático gerado pelos fluxos de calor superficiais através de simulações numéricas utilizando condições iniciais idealizadas.

O efeito do aquecimento diabático em uma corrente baroclínica foi estudado numericamente por Lin (1989), que obteve uma relação de proporcionalidade entre a forçante térmica e a forçante orográfica, isto é, uma região estacionária de aquecimento diabático mostrou efeitos análogos aos de uma montanha. Com o objetivo de aplicar seus resultados ao estudo de ciclogênese de costa leste, especificou-se o aquecimento através de uma fonte de calor de aproximadamente 1.000 km de extensão, alongada no sentido sudoeste-nordeste, com valores observados de FCS inferiores a 240 W/m^2 . Seus resultados mostram que o desenvolvimento do ciclone ocorreu próximo ao centro da região de máximo aquecimento diabático, isto é, próximo à borda oeste da Corrente do Golfo. Observou-se que o aquecimento (resfriamento) diabático 2-D provocou a formação de um par de centros de baixa-alta (alta-baixa) pressão localizado na vizinhança e no lado corrente abaixo da região de aquecimento (resfriamento), respectivamente.

Fantini (1990), usando um modelo 2-D de equações primitivas não-hidrostático, estudou o comportamento das ondas baroclínicas em um ambiente saturado e sujeito a FCS e FCL no contorno inferior. Seu trabalho mostrou que, para simulações com a mesma condição inicial e o mesmo estado básico, o crescimento explosivo começava antes e o pico da taxa de crescimento era maior quando a diferença de temperatura ar-mar na

superfície era aumentada. Realizou-se 4 experimentos similares, variando apenas o momento em que era cessado os fluxos de calor superficiais, notando que o sistema era capaz de acumular energia potencial ao rápido aprofundamento durante 120 h de simulação, e manter o crescimento explosivo por mais 20 h na ausência dos fluxos superficiais (Figura 2.2). Nos experimentos em que os fluxos eram cessados antes de 120 h, a taxa de crescimento deixava de ser explosiva em poucas horas.

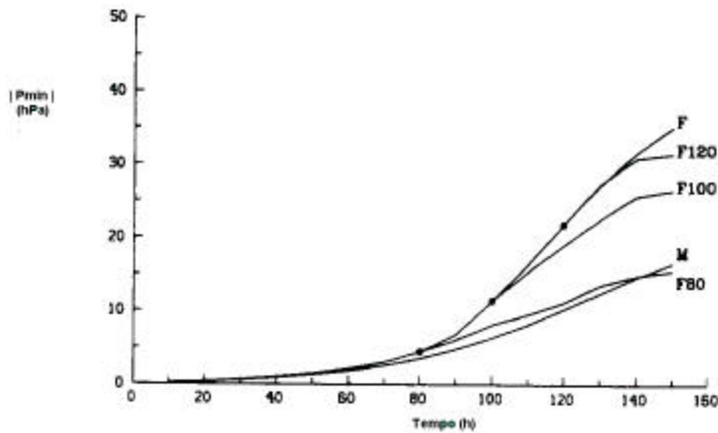


Fig. 2.2 - Mínimo de pressão para as simulações F, F80, F100, F120 e M.

F indica a simulação em que os FCS e FCL estão presentes durante todo o período de integração. F80, F100 e F120 indicam as simulações em que os fluxos são "desligados" depois de 80, 100 e 120 h de integração. M indica a simulação em que os fluxos estão ausentes durante todo o período de integração. Os pontos indicam o momento em que FCS e FCL são "desligados".

FONTE: Adaptada de Fantini (1990, p. 854).

A ocorrência de intensificação do ciclone com FCT presentes nas simulações foi identificada em muitos trabalhos, dentre eles, no estudo de Atlas (1987) sobre o evento *Presidents' Day storm*, onde identificou-se que sem FCS e FCL o ciclone não se desenvolveu e, a simulação apenas com FCS (sem FCL) gerou somente um cavado invertido. Para Atlas, os fluxos de calor e a LCL aqueceram a troposfera inferior e

média, aumentando o gradiente horizontal de temperatura, diminuindo σ e Z , gerando uma intensificação do ciclone.

Em um estudo sobre ciclogênese de costa leste na Austrália ocorrida em 27 de julho de 1984, Leslie et al. (1987) realizaram simulações numéricas em que o cavado invertido encontrava-se sobre a costa leste (ciclogênese do Tipo 2). Também observam que a simulação em que os fluxos de calor foram desconsiderados, esta foi idêntica à simulação em que desligou-se a convecção cúmulus, mostrando o forte acoplamento existente entre os FCT na CLP e a iniciação da convecção. Usando-se a TSM mediada para o período entre 23 e 30 de julho de 1984, e não mais a média mensal de julho, observou-se que as anomalias positivas de TSM provocam um aumento do FCT sobre o oceano e intensificam a precipitação associada ao ciclone, promovendo um desenvolvimento mais rápido do sistema.

Chen e Dell'osso (1987) notaram que o aquecimento sensível aumentou em 18 % o desenvolvimento de um ciclone explosivo na costa leste da Ásia. Identificaram-se que abaixo de 900 hPa, FCS ajudaram a estabelecer um contraste de temperatura potencial (q) ao longo da costa (frontogênese costeira), através de um aquecimento de 6° C sobre o oceano, e que a ausência destes fluxos também provocou a redução da LCL.

Resultados semelhantes foram obtidos por Cione e Raman (1995) usando um modelo hidrostático de equações primitivas. No seu experimento sem FCS, notou-se um impacto maior durante o estágio de rápido desenvolvimento do sistema, sendo a pressão em superfície mais alta e a velocidade do vento, a vorticidade e a convergência em superfície 20 % mais baixas do que no experimento de controle. No experimento sem FCL, o início do desenvolvimento do ciclone ocorreu 18 h mais tarde e os valores de velocidade do vento e vorticidade foram mais de 40 % menores do que no experimento de controle, verificando-se também ausência da formação do sistema frontal.

Diferentemente dos testes de sensibilidade, onde se "retiram" processos físicos em uma série de experimentos, a técnica *adjoint* realiza somente um experimento com o modelo

completo, porém, introduzindo perturbações em variáveis ou parâmetros do modelo visando estudar um processo específico. Maiores detalhes sobre esta técnica podem ser encontrados em Langland et al. (1995, 1996).

Langland et al. (1995) estudaram a sensibilidade do FCS usando a técnica *adjoint* através do Coeficiente de Transferência de Calor (C_H), pois este aparece somente na equação do fluxos de calor em superfície. Segundo os autores o efeito dos FCS é dependente do período e da região do ciclone, ou seja, os efeitos dos FCS em diferentes regiões e períodos de vida do ciclone podem se auto-cancelar. No caso do FCL, Langland et al. (1996) alteraram o Coeficiente de Transferência de Umidade (C_E) e notaram que a sensibilidade ao parâmetro C_E foi negativa em quase todas as regiões, com maior sensibilidade no setor quente do que no setor frio do ciclone, onde ocorreram os maiores fluxos de umidade. Em relação ao ciclo de vida do ciclone, a sensibilidade ao parâmetro C_E mostrou valores negativos em todos os períodos, com maiores valores antes de 40 h de simulação, indicando que FCL é importante antes da fase de rápido aprofundamento do sistema no sentido de pré-condicionamento do ambiente.

Um aspecto levantado por alguns autores afim de determinar se os FCS tem efeitos positivos ou negativos no desenvolvimento do ciclone foi a fase entre o ciclone e o aquecimento gerado pelos FCS. Dentre eles, Danard e Ellenton (1980) verificaram, através de simulações com um modelo numérico de equações primitivas com 8 níveis, que a inclusão dos FCS e FCL enfraqueceu ou não afetou o desenvolvimento de 4 ciclones explosivos ocorridos na costa leste da América do Norte, entre 1973 e 1978. Os autores explicaram que, durante o desenvolvimento do ciclone, o FCS aqueceu o ar frio, diminuindo a energia potencial disponível do sistema, ou seja, a configuração horizontal do aquecimento/resfriamento pode gerar condições desfavoráveis para a intensificação dos ciclones.

Utilizando o modelo operacional do *European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), Reed e Simmons (1991) observaram grandes FCT para cima na retaguarda do ciclone e para baixo próximo ao centro do ciclone, o que representa um

quadro desfavorável à intensificação do ciclone. Resultado semelhante foi obtido por Kuo et al. (1991 a) e Chang et al. (1996), os quais esclareceram que o aquecimento gerado pelos FCS na zona fria do ciclone, associado ao resfriamento gerado pelos FCS na zona quente do ciclone, provoca a diminuição do gradiente horizontal de temperatura.

Muitos trabalhos mostraram que os FCT são importantes em gerar um estado inicial favorável ao desenvolvimento explosivo, ou seja, gerar um ambiente pré-ciclogênético (Bosart e Lin, 1984; Kuo e Low-Nam, 1990; Kuo et al., 1991 b). Danard e Elleton (1980) explicaram que os FCT foram importantes antes da fase de mais rápido aprofundamento, pois criaram um perfil vertical de temperatura e umidade que favoreceu a LCL e a precipitação, intensificando o ciclone. Conclusão também compartilhada por Kuo e Reed (1988) estudando uma ciclogênese ocorrida em 13 de novembro de 1981, sobre o leste do Pacífico Norte. Eles observaram que o efeito dos FCT é gerar um ambiente com instabilidade e água precipitável.

Bosart e Lin (1984) e Uccellini et al. (1987), estudando o caso do *Presidents' Day storm*, mostraram que os FCS tiveram um impacto de aumentar a zona baroclínica costeira e de reduzir σ na troposfera inferior. No caso da ciclogênese explosiva desenvolvida no Atlântico Norte no período de 9 a 11 de setembro de 1978, intitulada *Queen Elizabeth II*, Kuo et al. (1991 a) esclareceram que o efeito dos FCS e FCL foi gerar um ambiente com instabilidade condicional (decréscimo de q com a altura).

Estudando 9 casos de ciclones explosivos, Kuo e Low-Nam (1990) especularam que o potencial do estado inicial para a fase de rápido desenvolvimento do sistema, já estava estabelecido pelos fluxos de calor em superfície que ocorreram antes do início deste período e que, por conseqüência, os fluxos ocorridos durante o período de 24 h de mais rápido aprofundamento não teriam impacto no desenvolvimento do sistema.

Com o intuito de avaliar em que estágio da ciclogênese explosiva os FCT mais afetam o processo, Kuo et al. (1991 b) realizaram simulações de sete casos de ciclogênese

explosiva, ocorridas no Oceano Atlântico Oeste. Suas simulações foram realizadas para um período suficientemente longo (48 h) com a finalidade de incluir não somente o estágio de rápido aprofundamento (24 h finais), como também o estágio de desenvolvimento inicial (24 h iniciais) dos sistemas. Kuo e colaboradores encontraram que os FCT tem efeito mais forte no período inicial do desenvolvimento do sistema do que no estágio de rápido desenvolvimento. As simulações, em que os FCT estiveram ausentes nas primeiras 24 h reduziram, em média, a intensidade do ciclone em 7,1 hPa, enquanto no experimento em que os FCT estiveram ausentes durante as 24 h finais, a taxa de aprofundamento foi aproximadamente a mesma daquela observada no experimento no qual os fluxos estiveram presentes nas 48 h de simulação. Em um evento de fevereiro de 1982, Kuo e colaboradores esclareceram que os FCT associados à Corrente do Golfo iniciaram uma frente costeira que substancialmente aumentou o gradiente horizontal de temperatura em baixos níveis e também aqueceu e umedeceu a CLP, reduzindo a estabilidade do ar na vizinhança da frente e, conseqüentemente, auxiliando no desenvolvimento do ciclone.

Procurando avaliar o estágio de desenvolvimento do ciclone em que os FCL eram mais importantes, Carrera et al. (1999) realizaram várias simulações de uma ciclogênese secundária ocorrida na costa leste dos EUA e sul do Canadá, no período de 6-9/03/1986. Seus resultados mostram que quando foi permitida a evaporação nas primeiras 12 h de integração, o centro do ciclone desenvolve-se. Entretanto, após mais 12 h de simulação, a taxa de aprofundamento diminuiu. Na simulação em que a evaporação foi introduzida 12 h após o início da integração, a formação do centro de circulação ciclônica não ocorreu antes das 30 h de integração. Estas simulações mostram a importância dos fluxos de umidade nas 12 h precedentes à rápida ciclogênese.

Em um dos casos de ciclogênese explosiva que foi bem previsto pelo modelo operacional do ECMWF, Reed e Simmons (1991) notaram que a ausência dos FCT praticamente não afetou o sistema que se desenvolveu no oceano Atlântico Norte e que, em 24 h de simulação, o ciclone localizou-se na mesma posição e com 1 hPa a menos do que o ciclone previsto pelo ECMWF. No início da fase de rápido desenvolvimento,

foram observados altos valores de FCT para cima na retaguarda do ciclone e para baixo próximo ao centro do ciclone, o que representa um quadro desfavorável à sua intensificação.

A desintensificação do ciclone pelos FCS também foi verificada por Yinlong e Mingyu (1999) no caso de ciclogênese explosiva ocorrida entre os dias 14 e 15 de março de 1988. A pressão no centro do ciclone foi 2 hPa mais baixa no experimento no qual os FCS estavam ausentes, denominado experimento *No Sensible Heat* (NSH), do que no experimento de controle (o qual continha toda a física do modelo), indicando que a presença dos FCS enfraqueceu a ciclogênese. A explicação para este fato foi que, como o ciclone se deslocou para o nordeste das águas quentes da Corrente de Kuroshio, com valores de TSM de aproximadamente 20°C, para águas mais frias, com TSM de aproximadamente 0°C, esta distribuição de TSM gerou FCS negativos e FCL positivos com magnitude baixa, obstruindo o desenvolvimento explosivo.

2.3.2 - CARACTERÍSTICAS OCEÂNICAS

As características oceânicas que podem afetar o rápido desenvolvimento dos ciclones intensos são as correntes oceânicas e a distribuição espacial de TSM (Sanders e Gyakum, 1980). No Oceano Atlântico Sul, tem-se as correntes do Brasil e das Malvinas, ambas dirigidas pelo vento (Peterson e Stramma, 1991). A corrente do Brasil é quente e salina, escoando para o sul na costa brasileira e se separa da costa em $35,8\text{ S} \pm 1,1^\circ$. A corrente das Malvinas possui águas mais frias e mais doce do que a da Corrente do Brasil, escoando para o norte e se separa da costa da Argentina em $38,8^\circ\text{S} \pm 0,9^\circ$. A região de encontro das Correntes do Brasil e das Malvinas (entre 50° W e 55° W) é conhecida como Confluência Brasil-Malvinas (Olson et al., 1988).

Após se separar do contorno oeste, a Corrente do Brasil continua escoando para o sul juntamente com a Corrente das Malvinas, até aproximadamente 43°S , e depois gira para leste e para norte (Figura 2.3). A extensão sul da Corrente do Brasil pode ser

identificada pela isoterma de 21°C, enquanto as águas subantárticas (Corrente das Malvinas) podem ser identificadas pela isoterma de 16°C.

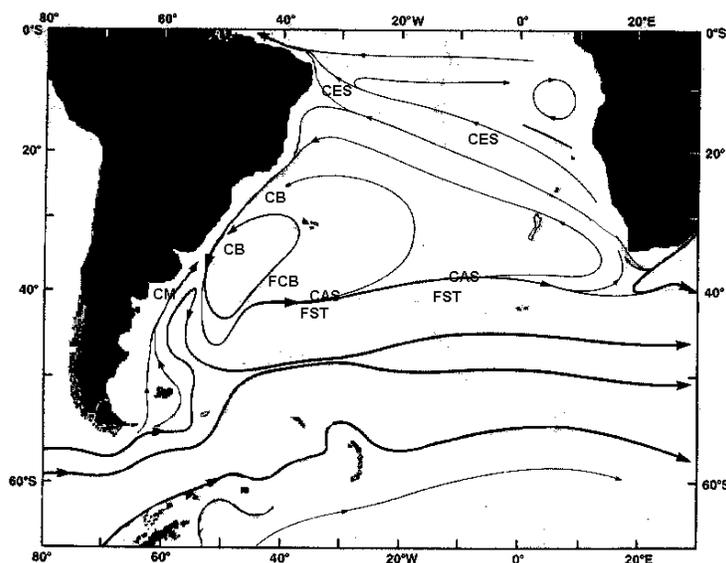


Fig. 2.3 - Circulação do nível superior do Oceano Atlântico Sul.

CES - Corrente Equatorial Sul, CB - Corrente do Brasil, CM - Corrente das Malvinas, FCB - Frente da Corrente do Brasil, CAS - Corrente Atlântico Sul e FST - Frente Sub-tropical.

FONTE: Adaptada de Peterson e Stramma (1991, p. 3).

Muitos autores comprovaram a influência positiva da TSM para o desenvolvimento de ciclones explosivos através da mudança da sua média (Chang et al., 1996), do seu gradiente (Holt e Chang, 1993; Cione e Raman, 1995) ou através da mudança da resolução do campo de TSM (Warner et al., 1990; Chang et al., 1996).

Bunker (1988) ressaltou que a Corrente do Brasil é mais fraca e mais rasa do que a Corrente do Golfo em função da Corrente Termohalina no contorno oeste do Oceano Atlântico. No HS, a Corrente Termohalina escoava para o equador no sentido contrário à Corrente do Brasil. No HN, a Corrente do Golfo escoava no mesmo sentido da Corrente Termohalina, o que faz com que a Corrente do Golfo seja mais rápida e mais profunda

do que a Corrente do Brasil. Em função disto, o transporte de calor em superfície e o potencial de perda de calor para a atmosfera da Corrente do Brasil são menores do que as da Corrente do Golfo. Godfrey e Rintoul (1998) também ressaltaram que outro fator que explica a diferença entre as perdas de calor das correntes de contorno oeste do HS (Correntes do Brasil e Leste Australiana) e do HN (Correntes do Golfo e de Kuroshio) é que no HS não se verificam as incursões de ar frio e seco do continente para o oceano (*cold-air outbreak*) como se verificam no HN.

Chang et al. (1996) realizaram três experimentos para avaliar o impacto da TSM no desenvolvimento do ciclone: 1) O EXP COSST, onde a TSM foi estabelecida ser a temperatura média zonal da superfície do solo (sem variação longitudinal, mas mantendo o gradiente meridional); 2) O EXP CLISST, onde utilizou-se a TSM média de janeiro (não apresentando o forte gradiente de temperatura associado à borda da Corrente do Golfo) e o 3) EXP SST14, o qual teve a resolução da análise da TSM reduzida a 14 km (enquanto no experimento de controle era 50 km). O EXP COSST produziu FCT para baixo que enfraqueceu bastante a ciclogênese, gerando um ciclone 16 hPa menos intenso do que o experimento de controle. O EXP CLISST produziu um ciclone levemente mais fraco do que o de controle, e o EXP SST14 gerou um ciclone 1 hPa mais profundo do que o de controle. Com estes resultados, os autores concluíram que o gradiente horizontal de temperatura e as variações dos fluxos de calor em escala muito menor do que a do ciclone não contribuíram significativamente para o aprofundamento do sistema.

Cione e Raman (1995) observaram que aumentando o gradiente de TSM em 25%, a ciclogênese iniciou antes, gerando um ciclone levemente mais profundo e com maiores valores de vorticidade e de vento em superfície. Warner et al. (1990) notaram que a redução da resolução de 14 km para 381 km diminuiu a variação de variáveis atmosféricas como a vorticidade, o vento e a pressão em superfície.

Alguns pesquisadores mostraram que os FCT calculados apresentaram grande variação de magnitude, dependendo da velocidade do vento e da diferença de temperatura e de q

ar-mar (Chen et al., 1985; Neiman et al., 1990). Sheu e Agee (1977) obtiveram FCT do oceano para a atmosfera com valores que variaram entre 200-1200 W/m² na região oceânica à leste da Ásia. Bosart e Lin (1984) encontraram valores de FCL inferiores a 1200 W m⁻², o que correspondeu a 3 vezes os valores observados dos FCS. Chen et al. (1985) calcularam valores de FCT da ordem de 210 W m⁻², e segundo eles, podem desestabilizar a troposfera inferior e contribuir para o crescimento do ciclone. Neiman et al. (1990) obtiveram FCT para cima no setor frio e para baixo no setor quente, com magnitudes inferiores a 900 W m⁻² e 850 W m⁻² no setor quente do ciclone, respectivamente. Neiman e Shapiro (1993) observaram que entre 6 h e 12 h antes do sistema atingir a pressão mais baixa no centro do ciclone, um máximo de FCT para cima (em forma de um anel) da ordem de 1600 W m⁻². Eles explicaram que tal fluxo (de magnitude aproximadamente duas vezes maior do que os observados em outros ciclones) e sua distribuição espacial (em forma de anel) foram resultados do ar frio continental que envolveu ciclonicamente o centro do ciclone sobre águas quentes da Corrente do Golfo.

Os FCS e FCL médios anuais na superfície do Oceano Atlântico Sul foram calculados por Bunker (1988). Os FCS apresentaram magnitude de 20 W m⁻² ao sul do continente Africano e a leste da Argentina, em torno de 40°S/53°W (Figura 2.4). Regiões com FCS para baixo estão associados à ressurgência no sudoeste da África e à Corrente das Malvinas na costa da Argentina. No caso dos FCL os máximos valores são da ordem de 175 W/m² ao sul do continente africano e de 150 W m⁻², ao longo da latitude de 10 °S, entre 10 °W e 30° W (Figura 2.5). Na região costeira do Sul do Brasil e Uruguai, observam-se valores de 125 W m⁻², onde águas quentes são freqüentemente expostas à fortes ventos secos de oeste, que se deslocam do continente para o oceano. A relação entre este padrão de FCL com as correntes marítimas pode ser vista também na rápida diminuição da magnitude dos FCL (~ 50 W m⁻²) observada na costa da Argentina, onde encontra-se a Corrente das Malvinas.

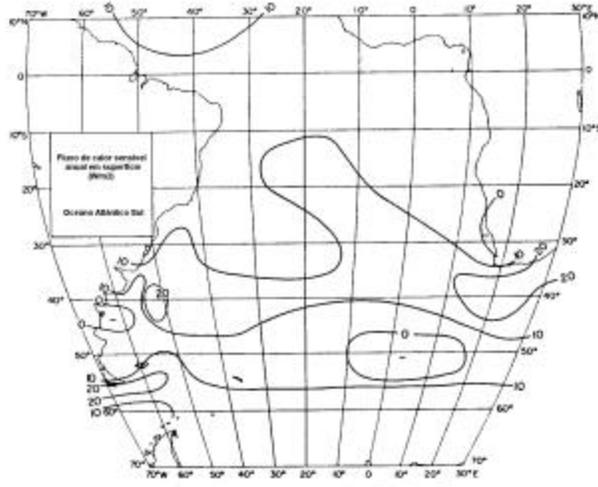


Fig. 2.4 - Distribuição espacial dos FCS ($W m^{-2}$) na superfície do Oceano Atlântico Sul.
 FONTE: Adaptada de Bunker (1988).

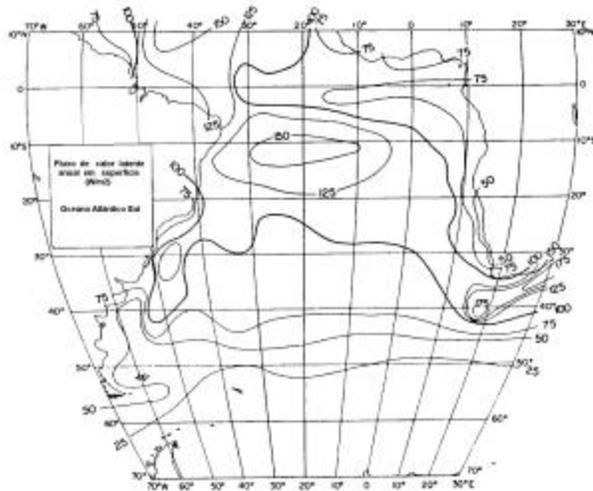


Fig. 2.5 - Como na Figura 2.4, mas para FCL ($W m^{-2}$).
 FONTE: Adaptada de Bunker (1988).

2.4 - CICLOGÊNESE DE COSTA LESTE SOBRE A AMÉRICA DO SUL

Vários estudos sobre a climatologia da ciclogênese no HS utilizaram o critério da pressão mínima e sua tendência para localizar os ciclones e determinar as taxas de intensificação dos sistemas (Taljaard, 1967; Le Marshall e Kelly, 1981; Kep, 1984; Le

Treut e Kalnay, 1990). Os resultados mostraram uma grande concentração destes sistemas em latitudes mais altas (coincidindo com o cavado circumpolar) durante todo o ano e, duas regiões espiraladas começando em latitudes médias (Mar da Tasmânia e América do Sul) e terminando em latitudes mais altas, no cavado circumpolar, durante o inverno, e em menor grau nas estações intermediárias (Jones e Simmonds, 1993).

Mais recentemente, Sinclair (1994, 1995) obteve uma climatologia de ciclones para o HS a partir de ζ_g e sua tendência. Durante o verão, os ciclones se formaram entre as latitudes de 40° S e 60° S, com áreas de maior frequência de gênese ocorrendo à leste da Argentina e sudeste da África. Com menor grau de frequência que as anteriores, estão as regiões a leste da Austrália, da Nova Zelândia e do sudeste do Brasil. Durante o inverno, os locais de maior frequência de gênese estão na costa da Austrália e na costa leste da América do Sul. Dois centros de ciclogênese foram encontrados na costa leste da América do Sul, um próximo de 30° S e outro próximo a 45° S. Estes resultados são muito semelhantes àqueles encontrados para o HN, onde as regiões preferenciais são os contornos leste dos continentes em latitudes médias e à sotavento das maiores cadeias de montanhas. Sinclair relaciona a tendência de formação de ciclones, nas costas leste da Austrália e da América do Sul, com as correntes de águas quentes localizadas nestas regiões, a saber, a Corrente Leste Australiana e a Corrente do Brasil, respectivamente. No caso da América do Sul, Jones e Anderson (1984), ressaltaram que o fornecimento de umidade em baixos níveis, estendendo-se da Amazônia até o sul do Brasil, é um fator adicional para a ocorrência de ciclogênese na América do Sul.

Poucos trabalhos foram feitos sobre ciclogênese intensa na América do Sul, principalmente estudos numéricos que procurassem entender o papel dos FCS e FCL neste processo.

Gan e Rao (1996) utilizaram o critério do J, devido a não disponibilidade de cartas de superfície suficientes para acompanhar a evolução do sistema e, classificaram como ciclogênese explosiva aquela em que J fosse maior do que $25 \text{ hPa}/(500 \text{ km})^2$. Por este critério, obteve-se uma distribuição sazonal da ocorrência de ciclogênese explosiva,

com: 3 casos no outono, 4 casos no inverno, 3 casos observados na primavera e nenhum caso observado no verão.

Os casos de ciclogênese explosiva no HS não são acompanhados por um grande crescimento de ζ_g (Sinclair, 1995). Em função disto, duas formas de ciclogênese explosiva foram consideradas por Sinclair: a forma clássica, em que os ciclones devem apresentar taxas de aprofundamento maiores que 1 B e a forma em que o ciclone deve apresentar uma diminuição de ζ_g em 24 h menor que $-7,8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. A distribuição espacial dos casos de ciclogênese explosiva diferem dependendo da forma utilizada para classificar o desenvolvimento explosivo. Na forma clássica, a maior frequência de ciclogênese explosiva foi verificada entre as latitudes de 40° S e 60° S no sul dos Oceanos Atlântico e Índico. Estas localizações mostram pouca tendência para agrupamento próximo ao contorno oeste dos oceanos ou próximo a posição climatológica da corrente de jato e de gradientes de TSM. Porém, a outra distribuição mostrou maiores frequências de rápida ciclogênese no leste da América do Sul (ao longo de 35° S), sudeste da África, sul e leste da Austrália e nordeste da Nova Zelândia.

Existe evidência de que a maioria da diminuição de pressão que ocorre nas ciclogêneses explosivas seja devido ao mais rápido deslocamento destes sistemas, em relação as outras ciclogêneses, através do padrão de Pressão ao Nível médio do Mar (PNM) médio. Sinclair (1995) verificou que os ciclones não-explosivos se moveram para leste com velocidade média de 15 m s^{-1} , ao passo que os ciclones explosivos se deslocaram para sudeste, com velocidade média de 20 m s^{-1} . Este maior deslocamento para o pólo experimentada pelos ciclones explosivos, reforça a evidência de que parte da diminuição de pressão experimentado por estes seja devido à diminuição de pressão ambiental.

O papel dos FCS e FCL no desenvolvimento de um Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM) sobre a América do Sul foi estudado por Rocha (1992) utilizando o MAL-JAPA. Segundo a autora, os fluxos de calor em superfície tiveram um papel secundário no desenvolvimento do SCM e a ausência dos fluxos de calor superficiais foi sentida

somente depois de 12 h de simulação. Sem os fluxos de calor em superfície, a vortacidade ciclônica e a convergência horizontal em baixos níveis, o movimento ascendente e o JBN apresentaram-se com menor intensidade. No experimento sem FCS e FCL, a precipitação foi reduzida, o que sugere que a umidade transportada da superfície para a atmosfera tem um papel importante na quantificação da precipitação. O aquecimento diurno, excluído do experimento sem FCS e FCL, inibiu a intensificação dos sistemas de baixa pressão (inclusive o SCM) e favoreceu os de alta pressão.

CAPÍTULO 3

DADOS E METODOLOGIA

3.1- DADOS

Os dados utilizados foram as reanálises do NCEP para os horários das 00, 06, 12 e 18 UTC, disponíveis no projeto temático “Dinâmica da ciclogênese sobre a América do Sul”, financiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e desenvolvido no grupo de trabalho Atlasul no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Este conjunto de dados tem resolução horizontal de 2,5° x 2,5° de lat. x long., com 17 níveis de pressão na vertical (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 e 10 hPa). As variáveis consideradas são as componentes zonal e meridional do vetor vento (u e v, respectivamente, dadas em m/s), Z (em mgp), T (em K), PNM (em hPa) e umidade relativa (UR, expressa em %).

Utilizou-se dados de TSM obtidos do NMC, cedidos pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), os quais consistem da média semanal observada no período de 26/05/99 a 01/06/99 e da média mensal observada do mês de maio de 1999. Os campos de TSM climatológicos do mês de maio, também do NMC, encontram-se disponíveis no grupo de trabalho Atlasul/INPE, onde são operacionalmente utilizados nas previsões do MAL-JAPA. Todos os conjuntos de dados de TSM apresentam resolução horizontal de 1°x1°.

Com os dados gerados pelo MAL-JAPA e os dados da reanálise, juntamente com o pacote gráfico *Grid Analysis and Display System (GrADS)*, foram gerados os campos das variáveis ζ , advecção de vorticidade relativa ($adv\zeta$), divergência (δ), θ , advecção de temperatura potencial ($adv\theta$), umidade específica (q), advecção de q ($advq$), linhas de corrente em superfície isentrópica (θ_i) e σ , dada por (Blustein, 1992):

$$\sigma = -\frac{RT}{p} \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} \quad (3.1)$$

onde R é a constante dos gases ($R=1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) e p é a pressão (em hPa).

3.2- METODOLOGIA

3.2.1 - Descrição do modelo

O modelo utilizado neste trabalho é uma versão do modelo de equações primitivas na forma de fluxo da *Japan Meteorological Agency*, desenvolvido por Yamagishi (1980) e Tatsumi (1983), e modificado por Nagata e Ogura (1991). Este modelo foi adaptado para a região da América do Sul, sendo utilizado nas pesquisas e na previsão de tempo do grupo de trabalho Atlasul/INPE e do Instituto de Pesquisas Meteorológicas (IPMet). Maiores detalhes sobre o MAL-JAPA podem ser encontrados no Apêndice A.

3.2.2- Seleção do Caso de Ciclogênese de Costa Leste na América do Sul

Para a seleção do caso de ciclogênese sobre a costa leste da América do Sul, escolheu-se aquele que apresentasse a maior parte do aprofundamento do sistema no período em que o sistema se deslocasse do continente para o oceano, a fim de avaliar a importância dos FCS e FCL no desenvolvimento do ciclone.

Para tal, considerou-se o critério estabelecido por Sanders e Gyakum (1980). As características observadas neste evento de ciclogênese, tais como o deslocamento do sistema quase zonal durante a segunda metade do seu período de aprofundamento (ao invés de deslocamento do sistema para o pólo) e a região de desenvolvimento localizar-se em latitudes relativamente baixas (35 °S), permite o uso da tendência de pressão como uma medida de intensificação (Sinclair, 1994; 1995). Para determinar a taxa de aprofundamento do ciclone segundo este critério, obteve-se a pressão no centro do ciclone e ϕ através da observação dos campos de PNM, em intervalos de 6 h.

Após esta seleção, foram realizadas simulações, começando 24 h antes do período de maior aprofundamento do sistema, objetivando verificar se o modelo simularia bem a taxa de aprofundamento e a localização do ciclone. Caso a simulação não representasse

bem o ocorrido, seria realizado nova simulação, desta vez iniciando 12 h antes do período de maior aprofundamento do sistema. Com base nesta análise, selecionou-se o evento de ciclogênese explosiva ocorrida no período de 28 a 31 de maio de 1999.

As 24 h de mais rápido aprofundamento do sistema ocorreu entre 00 UTC do dia 29/05/1999 e 00 UTC do dia 30/05/1999. A Tabela 3.1 apresenta a cronologia de desenvolvimento deste ciclone. A Figura 3.1 apresenta as imagens do canal infravermelho do satélite GOES-8, para o período de 28-30/05/99. Inicialmente observa-se uma ampla região com nebulosidade sobre o RS, Uruguai, parte da Argentina e Oceano Atlântico Sul (Figura 3.1 a). A nebulosidade aumenta e desloca-se para leste (Figura 3.1 b) e as 12 UTC do dia 29/05 (Figura 3.1 c), observa-se a nebulosidade na forma de gancho sobre o litoral do Uruguai e oceano adjacente. Segundo Reed e Albrait (1988) este padrão de a forma de gancho da nebulosidade é um indicativo de ciclogênese explosiva. As 00 UTC do dia 30/05 (Figura 3.1 d) é observada a forma espiral da nebulosidade associada ao ciclone, indicando que este encontra-se no estágio maduro.

TABELA 3.1- CRONOLOGIA DO APROFUNDAMENTO DO CICLONE EM 36 H

DATA	HORA (UTC)	Posição		PNM central mais baixa (hPa)	Máximo Aprofundamento em 6 h (hPa)
		lat. (°S)	long. (°W)		
28/05/99	12	27	60	1010	0
	18	27	59	1010	
29/05/99	00	32,5	55	1010	0
	06	34	57	1006	4
	12	35	51	1002	4
	18	35,5	49	998	4
30/05/99	00	35	47,5	994	4

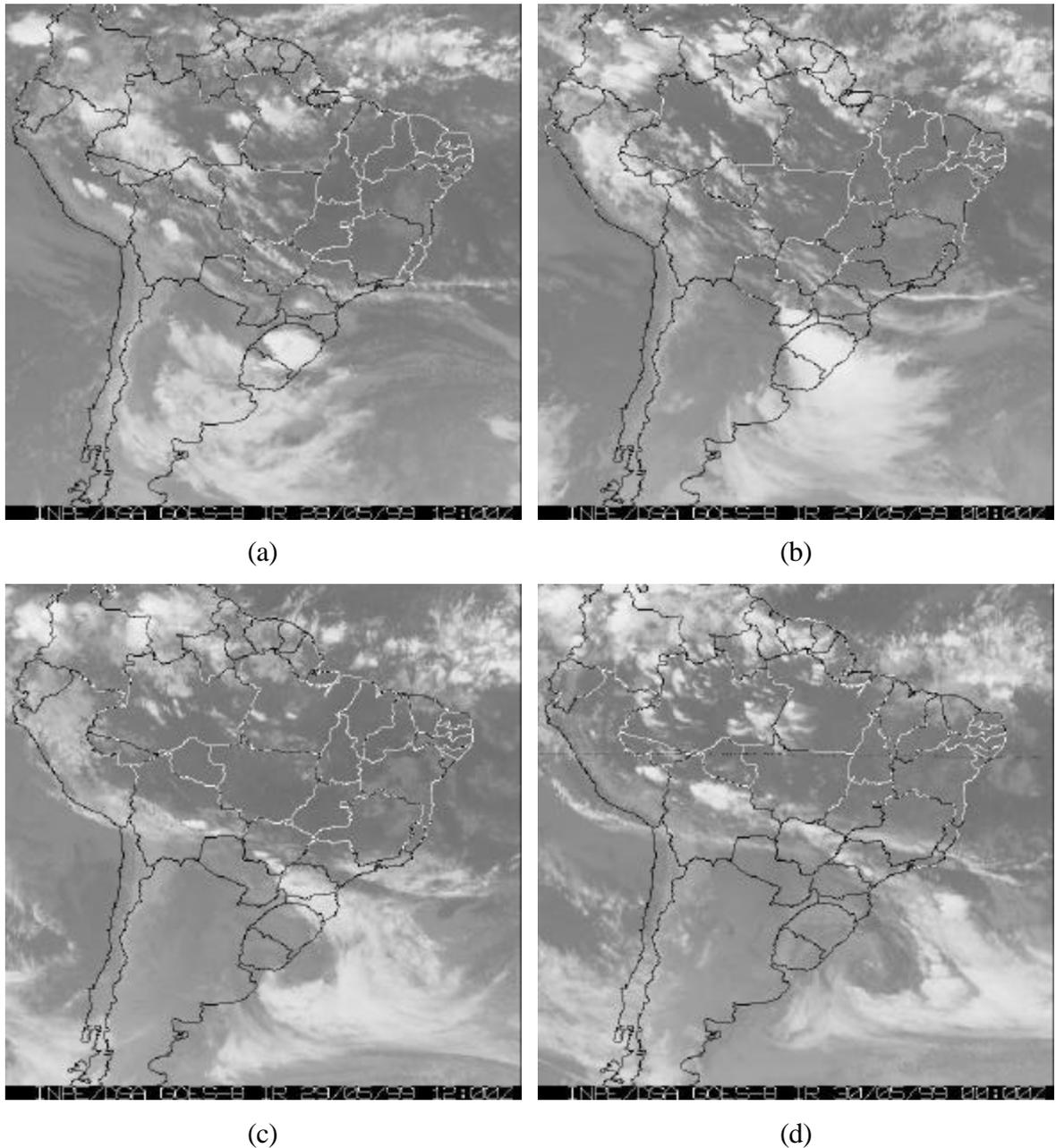


Fig. 3.1 - Imagens do canal infravermelho do satélite GOES-8, para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC, d) 30/05/99 as 00 UTC.

3.2.3- Experimentos Numéricos

Foram realizadas duas séries de experimentos (EXP), alterando-se dois aspectos. Um deles se refere aos dados (varia-se o campo de TSM) e o outro, refere-se ao modelo (com e sem FCT, FCL e FCS).

Os EXP são indicados pelas siglas CON, SFC e TSM seguidos por grupos de números e letras, conforme apresentado na Tabela 3.2. O EXP CON99 se refere ao EXP de controle e o número 99 indica o ano de 1999. Estes EXPs foram realizados com a TSM média semanal observada e com a presença dos FCS e FCL. Nos EXPs SFCT99, SFCL99 e SFCS99, a sigla SFC significa sem fluxo de calor e as letras T, L e S indicam a exclusão dos fluxos de calor total, de calor latente e de calor sensível, respectivamente. No EXP TSMC99 considera-se o campo de TSM climatológica do mês de maio, sendo esta a única diferença do EXP CON99. No EXP TSMM99 o campo de TSM utilizado foi a média mensal observada do mês de maio de 1999.

TABELA 3.2- CARACTERÍSTICAS DOS EXPERIMENTOS REALIZADOS

EXP	Parâmetros		
	Campo de TSM	FCS	FCL
CON99	msob	sim	sim
SFCS99	msob	não	sim
SFCL99	msob	sim	não
SFCT99	msob	não	não
TSMC99	clim	sim	sim
TSMM99	mmob	sim	sim

As siglas msob, clim e mmob indicam que o campo de TSM utilizado foi a média semanal observada, a climatologia do mês e a média mensal observada, respectivamente.

Os campos de TSM utilizados nos EXPs são apresentadas na Figura 3.2. A análise desta figura mostra que o campo de TSM média semanal do período de 26/05/99 a 01/05/99 apresenta uma invasão de águas frias para o norte (na região de 40 °S/58 °W) e uma invasão de águas quentes para o sul (na região de 40 °S/50 °W). O campo de TSM climatológica do mês de maio apresenta um gradiente de TSM quase meridional. As maiores diferenças entre os campos de TSM média semanal e de TSM climatológica verificam-se na costa dos Estados do Sul e Sudeste brasileiro, Uruguai e Argentina. Seções verticais das variáveis atmosféricas, tais como q e Z, foram construídas fixas no espaço com o objetivo de mostrar o efeito e a evolução das diferenças causadas pelos FCT no decorrer da simulação. Com o objetivo de “separar” os impactos gerados pelos FCT sobre o oceano (que são maiores) daqueles gerados sobre o continente, as seções

verticais foram feitas perpendiculares à costa, como está mostrado na Figura 3.2. O campo de TSM média mensal (não apresentado) mostra pouca diferença em relação ao campo de TSM média semanal.

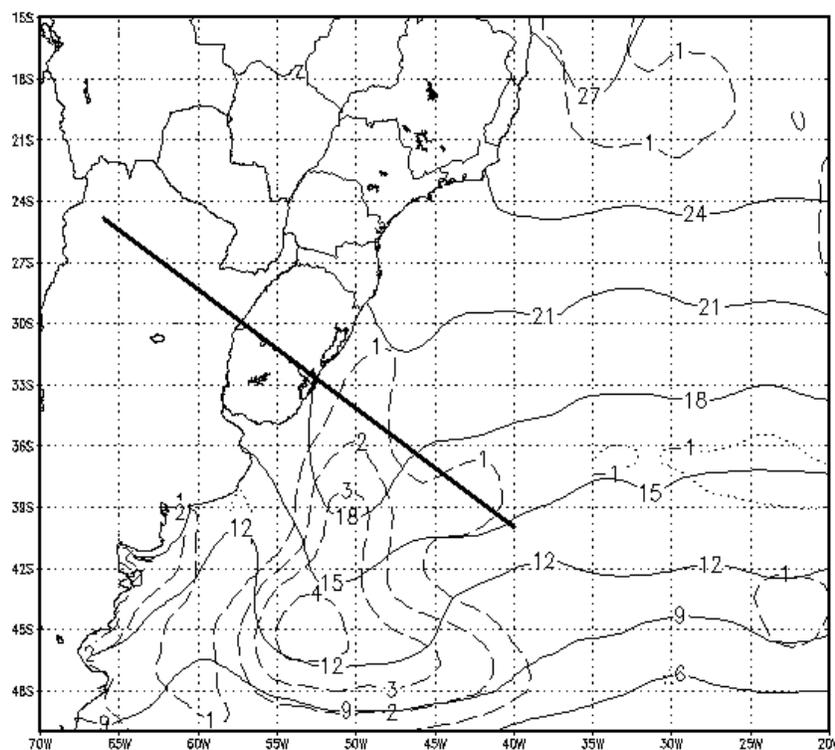


Fig. 3.2 - Campos de TSM média semanal observada no período de 26/05/99 a 01/06/99 (linhas cheias) e anomalias positivas (linhas tracejadas) e negativas (linhas pontilhadas) em relação a climatologia do mês de maio.

Intervalo de Contorno (IC) igual a 3 °C para a TSM e de 1 °C para as anomalias.

A linha reta preta representa o sentido em que foram feitos os cortes verticais das variáveis atmosféricas, entre 25 °S/66 W e 40 °S/40 °W.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são apresentados os resultados e discussões das simulações feitas para o caso de ciclogênese de costa leste selecionado sobre a América do Sul, ocorrido durante o período de 28 a 30 de maio de 1999, que caracterizou-se por um aprofundamento de 16 hPa entre as 00 UTC do dia 29/05 e as 00 UTC do dia 30/05 e por apresentar deslocamento zonal a partir das 12 UTC do dia 29/05.

Na primeira parte desta seção é apresentada a análise sinótica deste evento utilizando-se os campos simulados pelo experimento de controle (EXP CON99). No caso de haver diferenças relevantes entre esta simulação e a reanálise, alguns campos serão apresentados para ilustrar tais diferenças. Na segunda parte desta seção discute-se os resultados obtidos com os EXP SFCT99, SFCL99 e SFCS99, os quais serão comparados com os resultados do EXP CON99.

4.1. - EXPERIMENTO DE CONTROLE

4.1.1 - Situação Sinótica

A evolução do evento de ciclogênese de costa leste explosivo na América do Sul, ocorrido no período de 28/05/99 a 30/05/99, como simulado pelo EXP CON99, é visto através dos campos de PNM para 36 h de simulação (Figura 4.1). No dia 28/05/99 as 12 UTC, uma região de baixa pressão desenvolveu-se sobre o norte da Argentina, apresentando uma pressão central de 1010 hPa (Figura 4.1 a). Esta região de baixa pressão se estendeu para sudeste (Figura não apresentada) e 12 horas depois (Figura 4.1 b) encontra-se sobre o Uruguai. A partir deste horário, iniciou-se as 24 h de mais rápido aprofundamento do sistema, com taxa da ordem de 22 hPa/24 h e pressão central de 1012 hPa no dia 29/05 as 00 UTC (Figura 4.1 b). Na reanálise, a taxa de

aprofundamento do sistema no dia 29/05 as 00 UTC foi de 16 hPa/24 h. Entre as 12 UTC do dia 29/05 e as 00 UTC do dia 30/05, o deslocamento do sistema foi quase zonal e para leste, localizando-se em 36,5 °S/51 °W e apresentando pressão central de 990 hPa (Figura 4.1 d). Outras características observadas na Figura 4.1, são: um ciclone localizado sobre o Oceano Atlântico Sul (com centro de 986 hPa em 43 °S/25 °W), aprofundando e deslocando-se para leste nas 36 h de simulação e um anticiclone sobre o Oceano Atlântico Sul, deslocando-se para nordeste durante as 36 h de simulação. Em relação à reanálise, o modelo representou bem características tais como a pressão no centro do ciclone e a sua taxa de aprofundamento, como pode ser visto comparando-se as Figuras 4.1 c-d com as Figuras 4.1 e-f, embora tenha mostrado uma tendência a posicionar o ciclone mais à oeste e a aprofundá-lo mais. Gyakum et al. (1996) observaram que os modelos regionais tem a tendência à posicionar o ciclone mais para oeste e aprofunda-lo mais do que o observado. No MAL-JAPA, Inocentini e Neto (1989) e Rocha (2000) também notaram estas características em suas respectivas simulações. No MCG do CPTEC, Bonatti (2000 a,b) observou que o modelo também apresentou a tendência de localizar o ciclone mais para oeste do que na análise, porém, mostrou uma tendência de intensificar menos o ciclone do que nas análises.

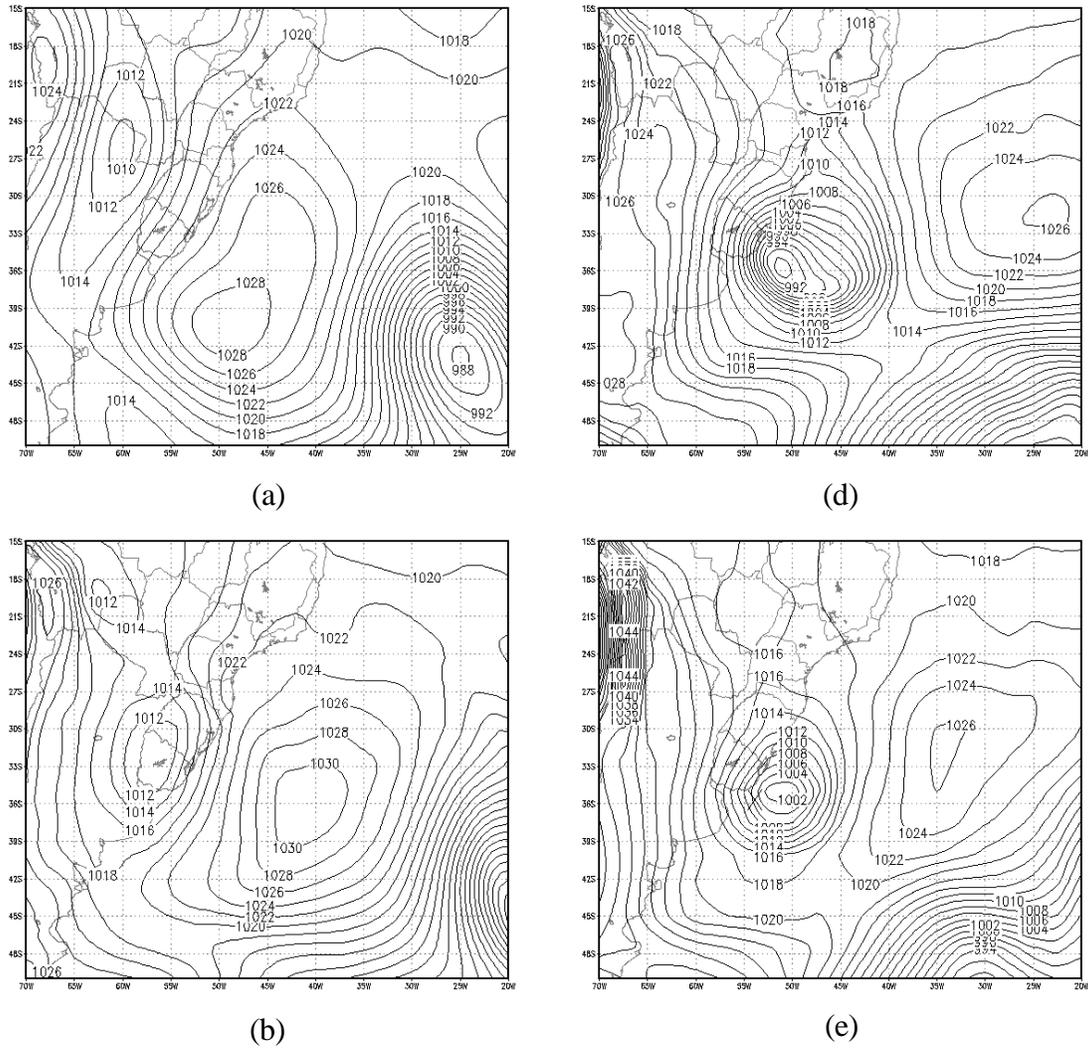


Fig. 4.1 – Campos de PNM (hPa) simulados pelo EXP CON99 para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC e d) 30/05/99 as 00 UTC; e campos de PNM (hPa) da reanálise para: e) 29/05/99 as 12 UTC e f) 30/05/99 as 00 UTC. IC = 2 hPa.

(continua)

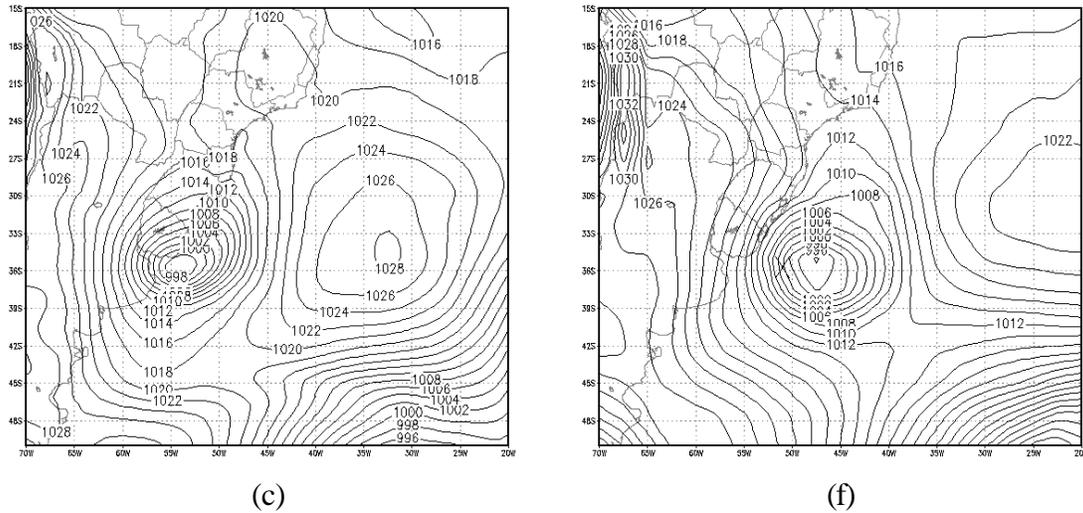


Fig. 4.1 – Conclusão.

O campo de Z em 850 hPa (não apresentado) mostra configuração compatível com o campo de PNM (Figura 4.1). A estrutura vertical e o escoamento, visto pelos campos de Z em 300 hPa (Figura 4.2), mostra dois cavados, um posicionado sobre os Andes (aproximadamente em 70 °W) com orientação norte-sul, e o outro sobre o Oceano Atlântico Sul, ambos deslocando-se para leste (Figuras 4.2 a-d). Nas primeiras 12 h de simulação (Figura 4.2 b), o sistema sobre o continente apresentou uma inclinação para oeste com a vertical, de aproximadamente 8 ° de long. (visto pela região entre o cavado em 63 °W e a crista em 45 °W). Isto confirma o caráter baroclínico do sistema em superfície. Nas próximas 24 h de simulação, a inclinação vertical diminuiu até alcançar uma estrutura barotrópica equivalente as 00 UTC do dia 30/05 (Figura 4.2 d), indicando seu decaimento por estabilidade barotrópica. Durante as 36 h de simulação duas alterações no campo de Z em 300 hPa foram observadas, as quais fazem parte da Teoria do Auto-Desenvolvimento formulada por Sutcliffe e Forsdyke (1950). A primeira delas, refere-se à metade do comprimento de onda do sistema em superfície, avaliado pela separação longitudinal entre o cavado localizado sobre os Andes e a crista sobre o litoral do sul do Brasil (em 50 °W), o qual sofreu uma redução da ordem de 8 ° de long. no decorrer das primeiras 24 h de simulação (Figuras 4.2 b-c). A segunda alteração foi em relação às inclinações horizontais dos eixos do cavado e da crista, que inicialmente eram de sul-norte e tornaram-se de sudoeste-nordeste, principalmente a inclinação da crista

nos dias 29/05 e 30/05 (Figuras 4.2 a-d). Em termos de estrutura vertical a diferença entre o EXP CON99 e a reanálise (figura não apresentada) foi que o distúrbio tornou-se barotrópico equivalente mais rapidamente na reanálise do que no EXP CON99.

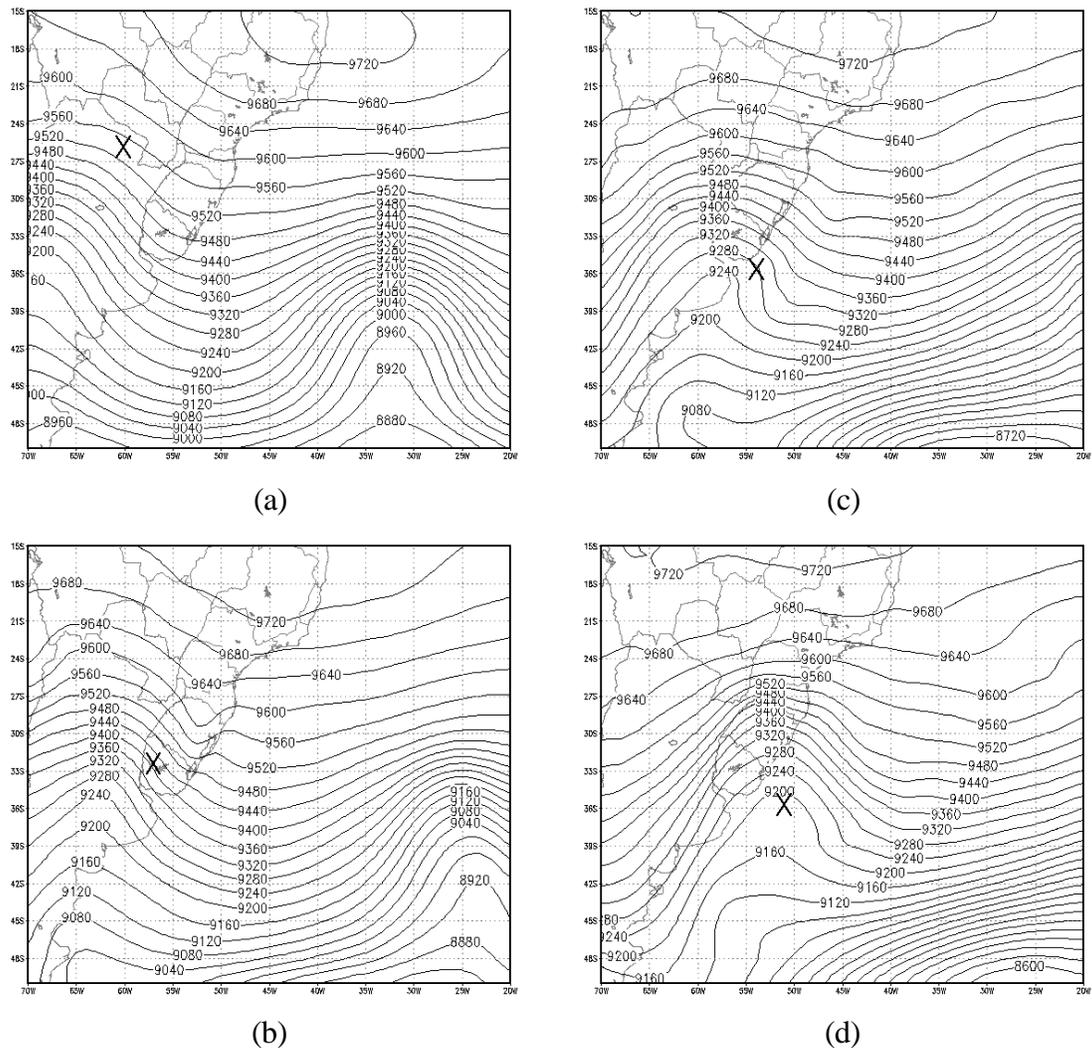


Fig. 4.2 – Campos de Z (em mgp) em 300 hPa simulados pelo EXP CON99 para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC e d) 30/05/99. IC = 40 mgp. O X indica a localização do ciclone em superfície no EXP CON99.

A advç em altos níveis (300 hPa) é um medida importante para diagnosticar o movimento dos cavados/cristas e o padrão de convergência/divergência em altos níveis.

Pela equação da vorticidade QG tem-se para o HS que $adv\zeta$ positiva/negativa em altos níveis estão associadas à regiões de convergência/divergência, gerando movimento vertical nas camadas abaixo. As 12 UTC do dia 28/05, observa-se uma região de $adv\zeta$ negativa sobre a Argentina, da ordem de $-2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1} \text{ dia}^{-1}$. Sobre o oceano, neste horário observa-se regiões de $adv\zeta$ positiva sobre o anticiclone e $adv\zeta$ negativa sobre o ciclone (em $40^\circ\text{S}/25^\circ\text{W}$) (Figura 4.3 a). A partir de 12 h de simulação, o campo de $adv\zeta$ caracteriza-se por apresentar ondas de escala relativamente pequena, melhor observadas no campo de Z em 300 hPa (Figuras 4.2 b-d), que mascaram o padrão de $adv\zeta$ associado às ondas curtas (sinótica). Sobre a região do Uruguai, o ciclone intenso começa a se desenvolver a partir de 12 h de simulação ($adv\zeta$ igual a $-6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1} \text{ dia}^{-1}$) (Figura 4.2 b), aumentando a magnitude nas 12 h seguintes ($adv\zeta$ igual a $-4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1} \text{ dia}^{-1}$) (Figura 4.2 c), e iniciando a fase de decaimento no final das 36 h de simulação, apresentando valores de $adv\zeta$ da ordem de $-4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1} \text{ dia}^{-1}$ à leste e $2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1} \text{ dia}^{-1}$ à oeste do ciclone (Figura 4.3 d). Com relação a reanálise (Figuras 4.3 e-h), verifica-se que o campo de $adv\zeta$ simulado apresentou diferenças que tornaram-se cada vez maiores com o passar da simulação, as quais são consequências das ondas menores que encontram-se no campo de Z em 300 hPa. O EXP CON99 simulou valores de $adv\zeta$ maiores do que os valores verificados na reanálise. Esta é uma característica dos modelos atmosféricos pois, como foi identificado para o MCG do CPTEC/COLA, as variáveis derivadas apresentam uma previsibilidade menor e esta diminui mais rapidamente com o tempo de previsão do que as variáveis simples (Bitencourt, 1996).

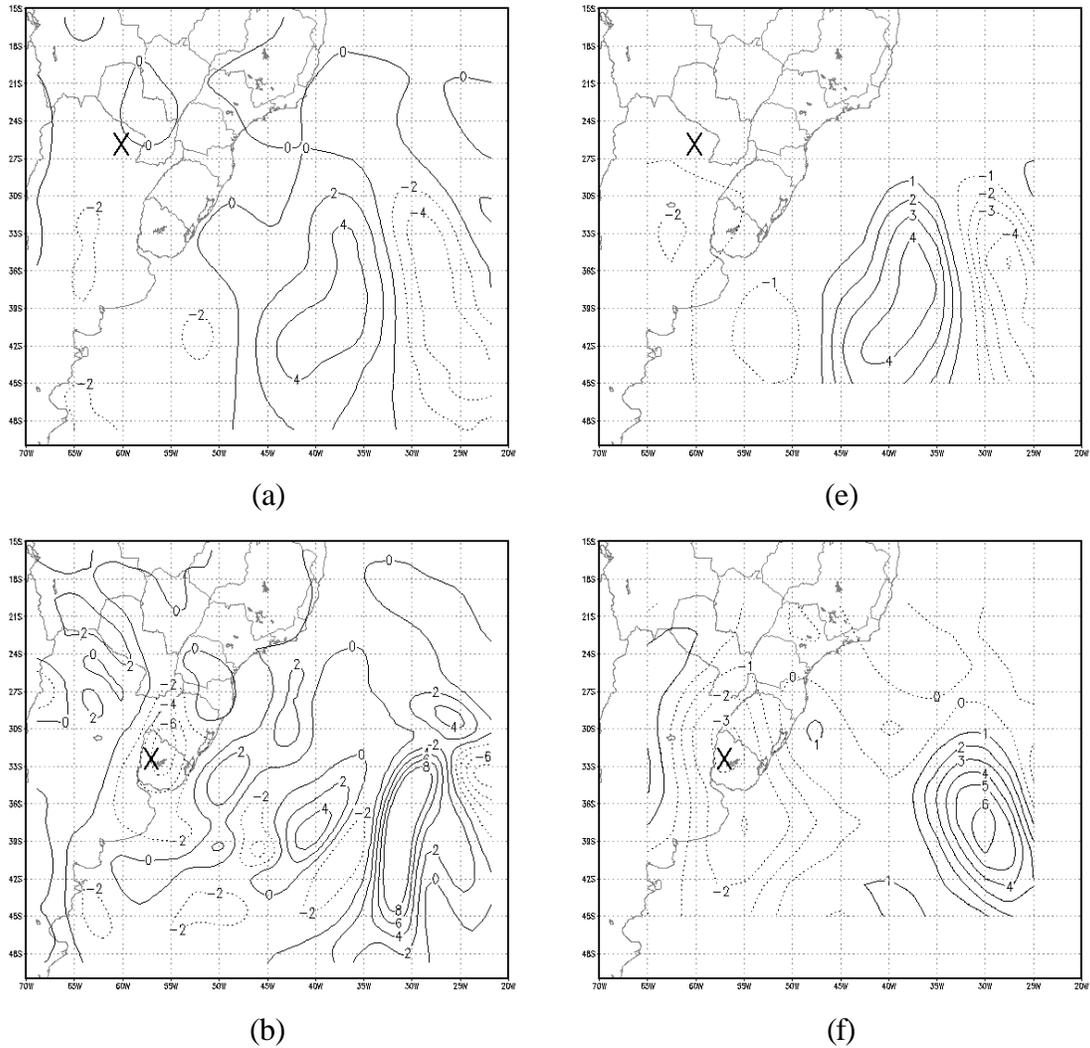


Fig.4.3 - Campos de $adv\zeta$ ($s^{-1} dia^{-1}$) em 300 hPa simulados pelo EXP CON99 para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC, d) 30/05/99 as 00 UTC; e da reanálise, para: e) 28/05/99 as 12 UTC, f) 29/05/99 as 00 UTC, g) 29/05/99 as 12 UTC e h) 30/05/99 as 00 UTC. O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

(continua)

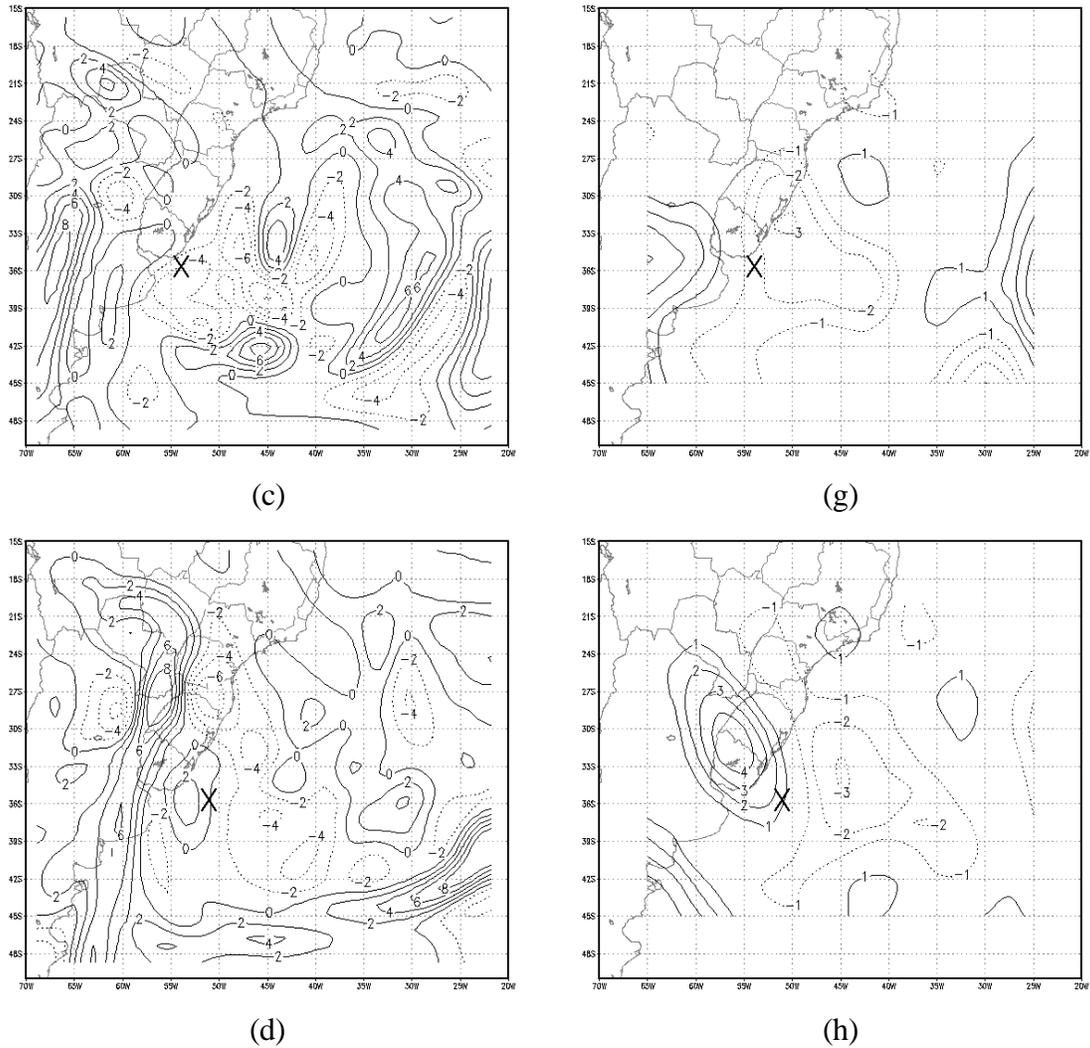


Fig.4.3 - Conclusão.

O campo simulado de divergência em 300 hPa (Figuras 4.4 a-d) mostra divergência na região entre o cavado sobre os Andes e a crista em 50 °W, com valores da ordem de $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, associada com $\text{adv}\zeta$ negativa em 300 hPa (Figura 4.3 a). Após 12 h de simulação, o centro de máxima divergência (da ordem de $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) deslocou-se para nordeste acompanhando a região de $\text{adv}\zeta$ negativa em 300 hPa (Figura 4.4 b). Com 24 h de simulação, observa-se um centro de máxima divergência sobre a parte sul e sudeste do ciclone, respectivamente, da ordem de $7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Figura 4.4 c). No fim da simulação a magnitude da divergência diminui, sendo que o máximo de divergência (em 40 °S/47 °W), da ordem de $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ encontra-se mais distante do centro do ciclone

(Figura 4.4 d). De maneira geral, o modelo simulou as características observadas na reanálise, porém, verifica-se que este tende a superestimar a magnitude da divergência e a deslocar a posição dos máximos destes campos (Figuras 4.4 e-h).

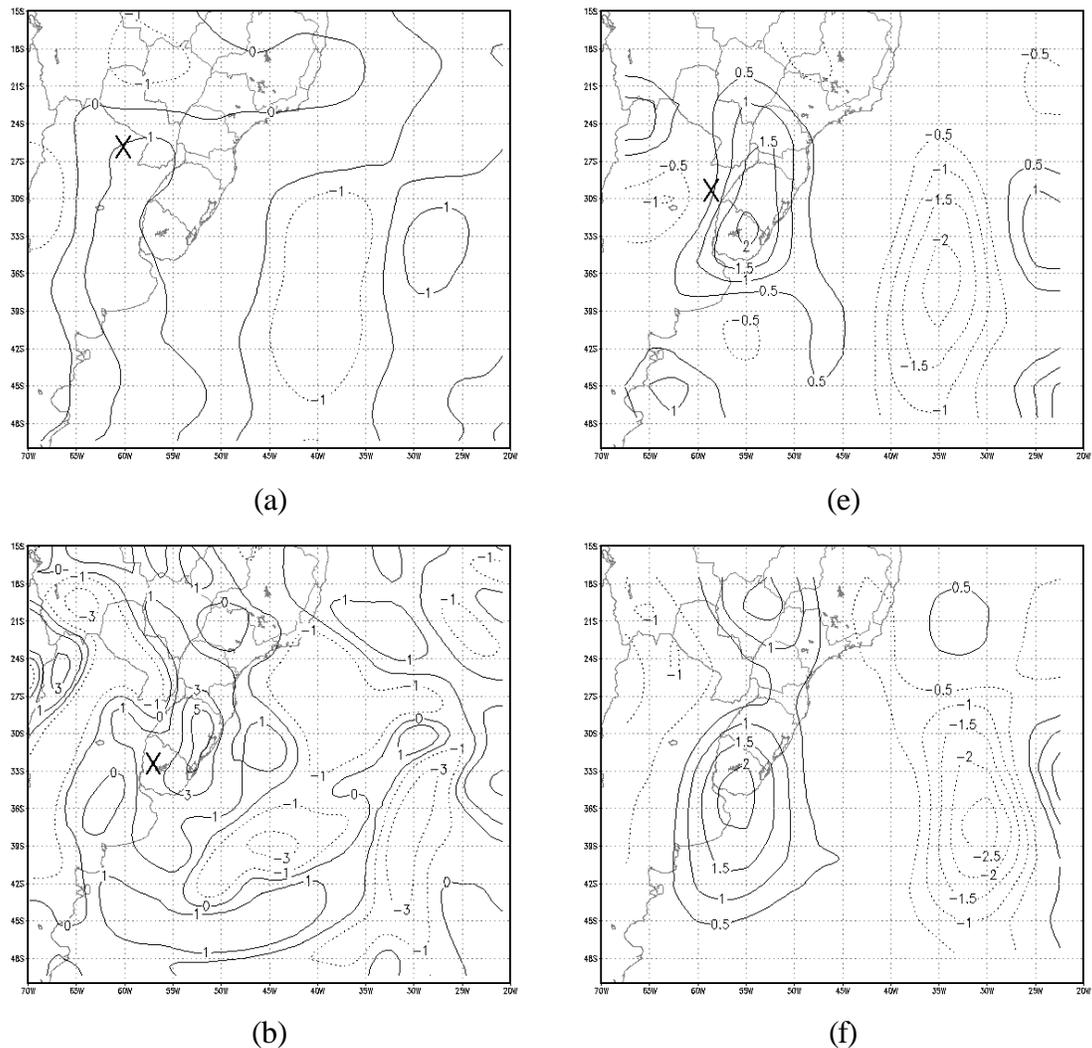


Fig. 4.4 - Campos de divergência (s^{-1}) em 300 hPa simulados pelo EXP CON99, para: a) 28/05 as 12 UTC, b) 29/05 as 00 UTC, c) 29/05 as 12 UTC e d) 30/05 as 00 UTC. IC = $1 \times 10^{-5} s^{-1}$; e da reanálise, para: e) 28/05 as 12 UTC, f) 29/05 as 00 UTC, g) 29/05 as 12 UTC e h) 30/05 as 00 UTC. IC = $0,5 \times 10^{-5} s^{-1}$. O X indica o centro do ciclone em superfície no EXP CON99 (a-d) e na reanálise (e-h).

(continua)

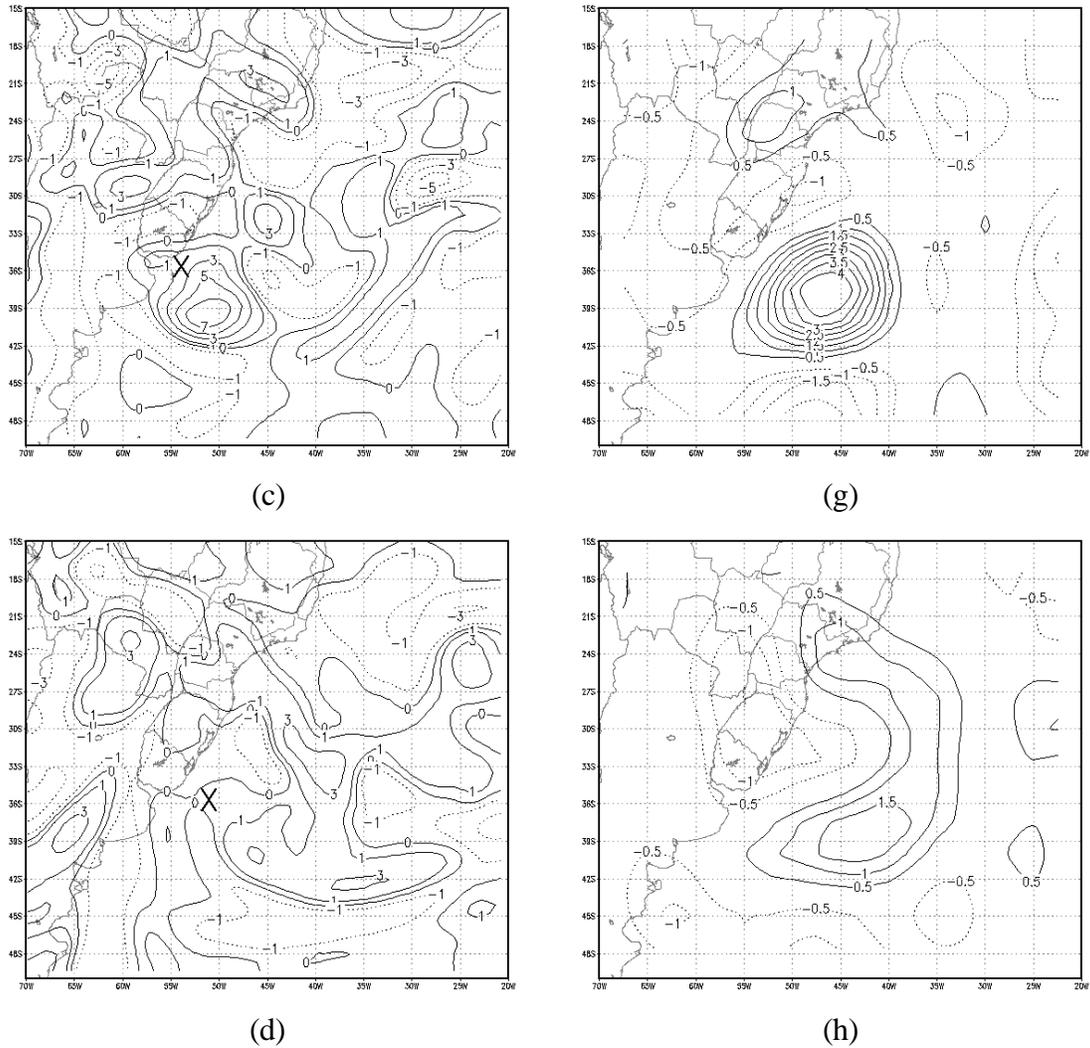


Fig. 4.4 - Conclusão

O campo de ω em 500 hPa após 12 h de simulação (Figuras 4.5 a-d) mostra forte movimento ascendente à nordeste do ciclone, da ordem de $-2,0 \text{ Pa s}^{-1}$ (Figura 4.5 b). Na parte sul do ciclone uma região de movimento ascendente mais fraco (entre $-0,2 \text{ Pa s}^{-1}$ e $-0,6 \text{ Pa s}^{-1}$) estende-se para o sudoeste do sistema. Após 24 h de simulação, observa-se movimento ascendente sobre o oceano à leste do ciclone em superfície, com dois centros de máximos valores negativos de ω , da ordem de $-2,0 \text{ Pa s}^{-1}$ (próximo à costa do RS) e da ordem de $-1,5 \text{ Pa s}^{-1}$ (próximo à costa do Uruguai e Argentina) (Figura 4.5 c). No final da simulação, observa-se dois máximos de velocidade ascendente, o mais forte com magnitude de $-1,5 \text{ Pa s}^{-1}$, em torno de $40^\circ\text{S}/47^\circ\text{W}$, e o mais fraco de $-1,0 \text{ Pa s}^{-1}$, em

torno de 33°S/42°W (Figura 4.5 d). Comparando-se os campos de divergência em 300 hPa e ω em 500 hPa, verifica-se que as regiões de divergência/convergência em altos níveis estão associadas às regiões de movimento ascendente/descendente em níveis médios (Figuras 4.4 e 4.5).

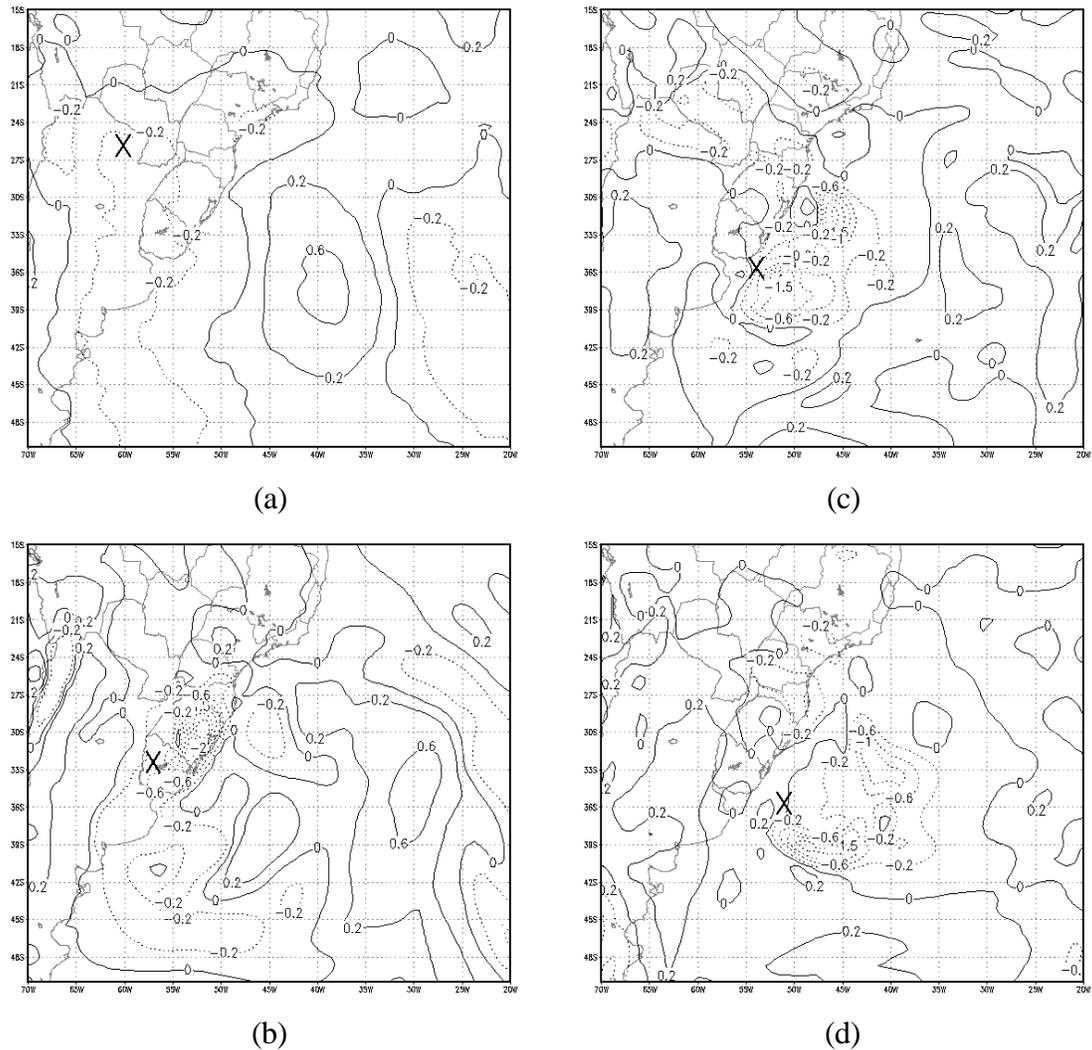


Fig. 4.5 – Campos de ω (Pa s^{-1}) em 500 hPa simulados pelo EXP CON99 para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC e d) 30/05/99 as 00 UTC. IC = $0,3 \text{ Pa s}^{-1}$. O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

O campo de vento em 850 hPa mostra um JBN localizado a leste dos Andes (estendendo-se de 18 °S até 40 °S, em 55 °W), com velocidades da ordem de 15 m s⁻¹ (Figura 4.6 a). O JBN intensifica-se atingindo velocidades de 30 m s⁻¹ as 00 UTC do dia 29/05 (Figura 4.6 b). A partir das 12 h de simulação, o JBN intensifica-se, atingindo velocidades de 25 m s⁻¹ as 00 UTC do dia 29/05 (Figura 4.6 b-d). À leste do ciclone, as 12 UTC do dia 29/05, observa-se uma região de circulação ciclônica, centrada em 33 °S/47 °W, com velocidades de 30 m s⁻¹ (Figuras 4.6 c) e mantendo esta intensidade até o final da simulação (Fig. 4.6 d). Inicialmente na região de gênese do ciclone, os ventos em 300 hPa apresentam velocidades relativamente baixas (aproximadamente 20 m s⁻¹) e sobre o Oceano Atlântico Sul entre 40 °W-30 °W e velocidades da ordem de 30 m s⁻¹ (Figura 4.6 e). Doze horas depois, observa-se sobre o Uruguai a região de entrada do Jato em Altos Níveis (JAN) com aceleração do escoamento acima do ciclone (Figura 4.6 f). Em função da aceleração do escoamento na entrada do JAN, ocorre o aumento da divergência sobre o Sul do Brasil e sobre o Oceano Atlântico Sul próximo a costa do Brasil e Uruguai, como foi visto no campo de divergência em 300 hPa (Figuras 4.4 b-c). Nas camadas abaixo da região de divergência em altos níveis, há a ocorrência de movimento vertical ascendente, mostrando a relação entre os campos de $\text{adv}\zeta$ (Figura 4.3), δ (Figura 4.4) e ω (Figura 4.5). Também observa-se que o máximo de velocidade do vento aumenta de magnitude sobre o Oceano Atlântico Sul (entre 40 °W-30 °W). Sobre o ciclone em superfície durante a fase de mais rápido aprofundamento (Figuras 4.6 g-h) observa-se um escoamento com forte curvatura ciclônica, associado a uma variação meridional de velocidade do vento, com velocidades de 10 m s⁻¹ ao sul do ciclone e de 35 m s⁻¹ ao norte do centro do ciclone. O mínimo de velocidade do vento em 300 hPa, observado sobre a parte sul do ciclone (Figuras 4.6 e-h), está associado ao eixo do cavado. As configurações simuladas dos campos de vento em 850 hPa e em 300 hPa foram semelhantes aos da reanálise (figuras não apresentadas), exceto em termos de magnitudes, no qual a simulação superestimou a velocidade do vento em 5-15 m s⁻¹ em 850 hPa e de 5-30 m s⁻¹ em 300 hPa. Carrera et al. (1999) também ressaltaram a relação do ciclone explosivo em superfície com os jatos (JAN e JBN). Segundo os autores, a entrada do JAN encontrando-se sobre o ciclone é um forçante

presente em vários ciclones explosivos. Já o JBN sobre o oceano age no sentido de amplificar os FCL, FCS e a convergência de umidade no setor quente do ciclone.

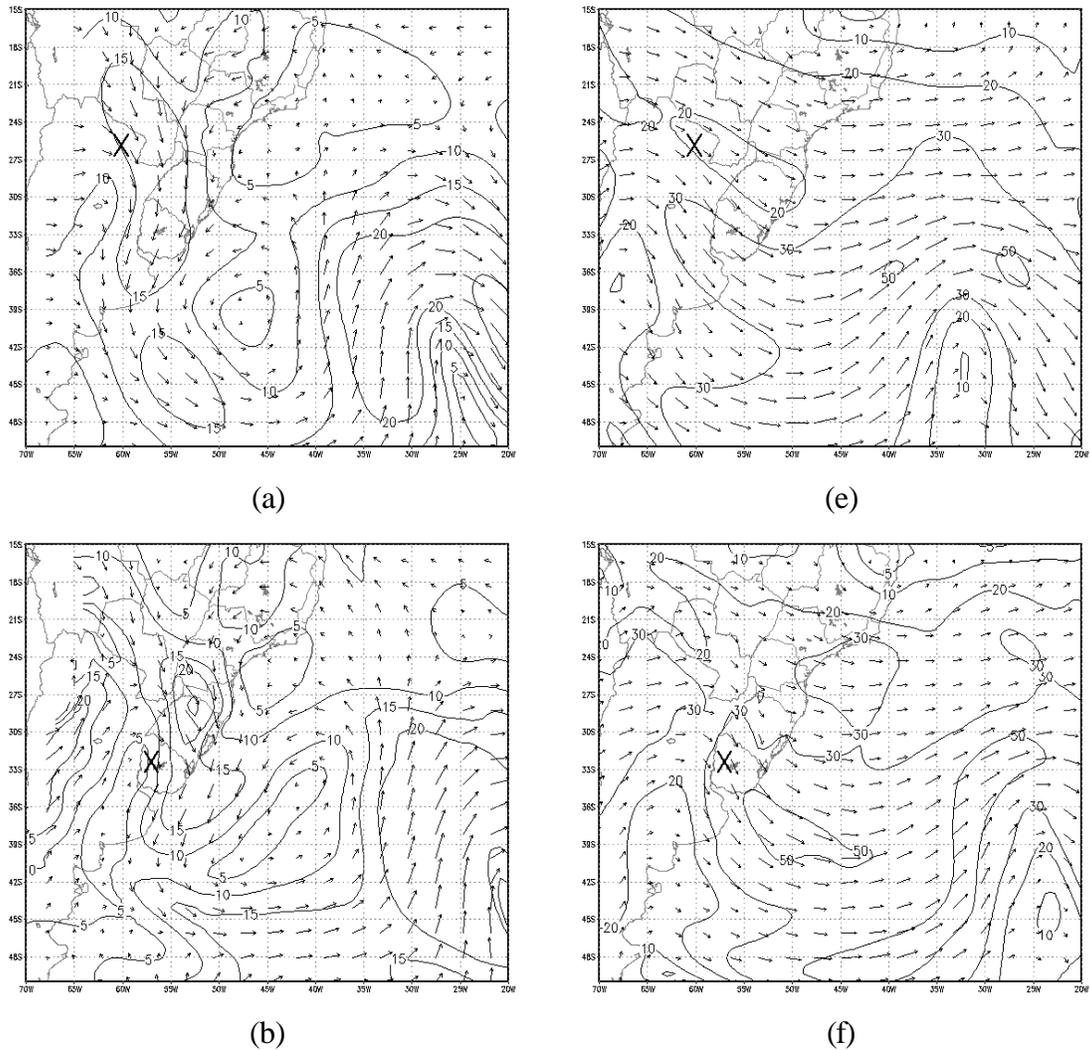


Fig. 4.6 – Campos de vento (m s^{-1}) simulados pelo EXP CON99, em 850 hPa, para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC, d) 30/05/99 as 12 UTC; e em 300 hPa, para: e) 28/05/99 as 12 UTC, f) 29/05/99 as 00 UTC, g) 29/05/99 as 12 UTC, e h) 30/05/99 as 12 UTC. IC = 5 m s^{-1} . O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

(continua)

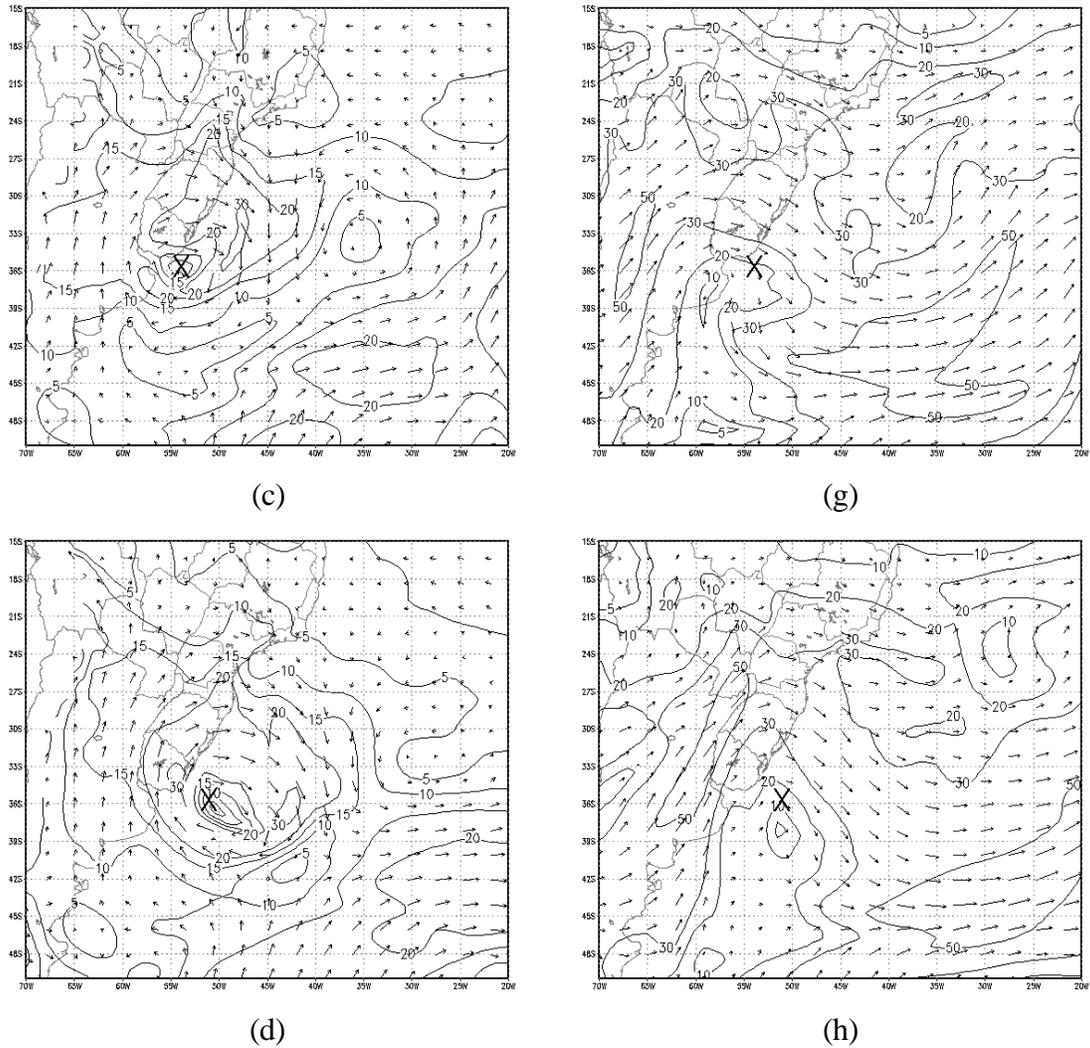


Fig. 4.6 – Conclusão.

A precipitação acumulada em 12 h total, incluindo as contribuições de grande escala e convectiva são apresentadas nas Figuras 4.7 a-c. Após 12 h de simulação, observa-se uma região de PAT da ordem de $90 \text{ mm } 12 \text{ h}^{-1}$, sobre o sudeste do Paraguai e oeste de SC (Figura 4.7 a) que, 12 h depois aumenta para valores de $100 \text{ mm } 12 \text{ h}^{-1}$ e $90 \text{ mm } 12 \text{ h}^{-1}$ no leste do RS e Uruguai, respectivamente (Figura 4.7 b), e diminuem para $70 \text{ mm } 12 \text{ h}^{-1}$ nas 36 h finais de simulação. De um modo geral, o campo de PAT foi compatível com o campo de ω em 500 hPa, mostrando a região de máximo movimento ascendente associado a maiores valores de PAT. A maior contribuição da PAC (não apresentada) ocorre nos setores norte e nordeste do ciclone, com grande

contribuição no início e diminuindo com o decorrer da simulação. A contribuição da PAGE (não apresentada) é vista predominante na parte central e sul do ciclone e, em menor grau, no nordeste deste. A PAGE inicia com contribuição pequena e aumenta rapidamente com a simulação.

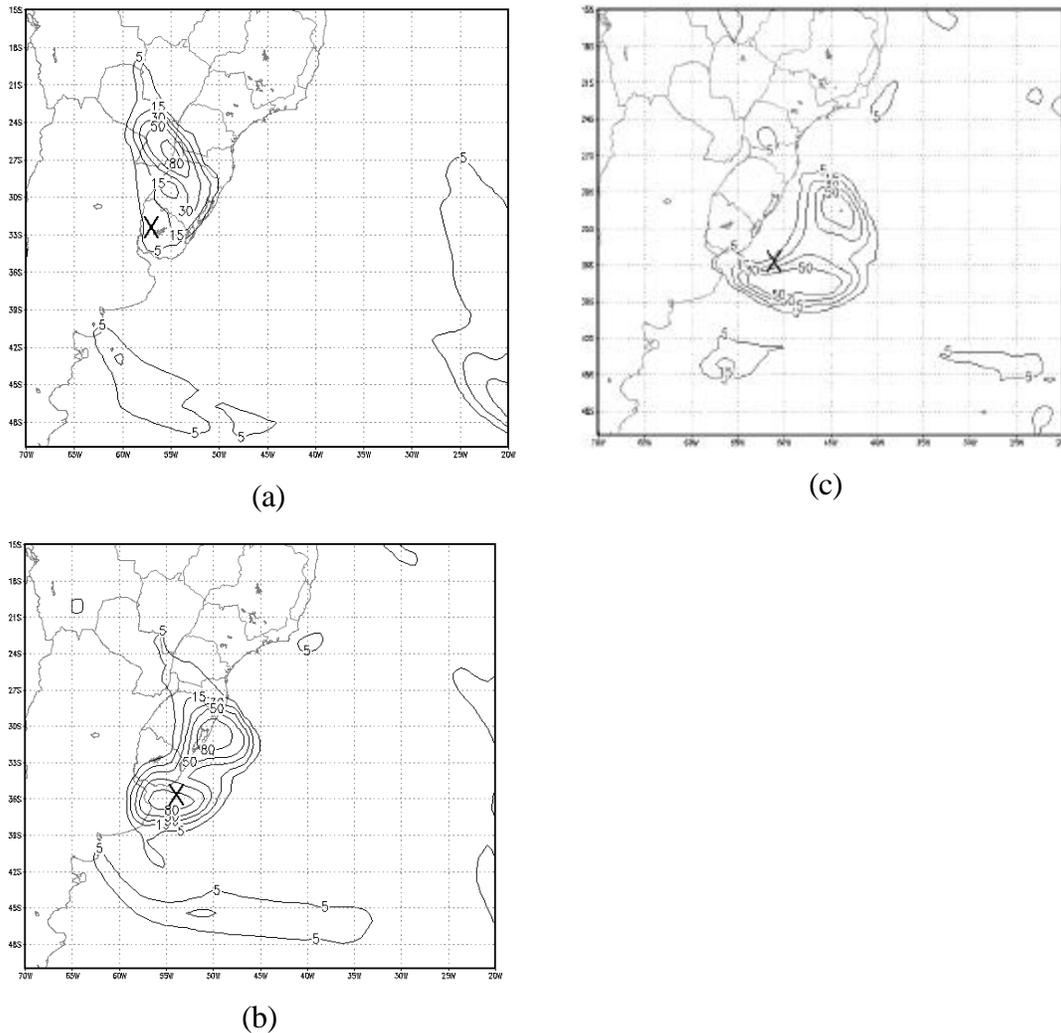


Fig. 4.7 – Campos de PAT ($\text{mm } 12 \text{ h}^{-1}$) simulado pelo EXP CON99 para: a) 29/05/99 as 00 UTC, b) 29/05/99 as 12 UTC e c) 30/05/99 as 00 UTC. Contornos de 5, 15, 30, 50 e $80 \text{ mm } 12 \text{ h}^{-1}$. O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

Comparando-se os campos de PAT em 24 h simulado pelo modelo e a PAT observada (Figuras 4.8 a e b, respectivamente), verifica-se que o modelo MAL-JAPA tende a superestimar a quantidade de precipitação. A simulação mostra a precipitação por toda a parte leste do ciclone, iniciando no nordeste do sistema e se espalhando para o sudeste. Na simulação é observado 3 centros de máximos valores de precipitação, o maior deles na parte leste do RS, um sobre o sul do Paraguai e no noroeste do RS, e o terceiro ao sul do Uruguai. Na observação, também é verificado 3 centros de máximos valores, sendo o maior centro de máximo localizado ao sul do Uruguai, e os outros dois sobre o noroeste do RS e centro-sul do RS. O modelo MAL-JAPA apresentou a precipitação mais espalhada horizontalmente e a tendência de subestimar a precipitação no sul do Uruguai. A tendência dos modelos regionais de superestimar a precipitação também foi observada por Gyakum et al. (1996).

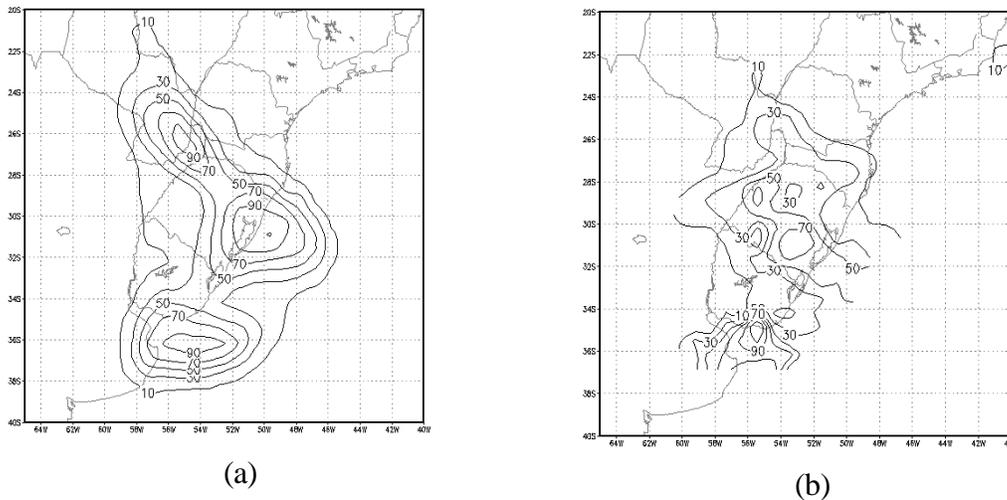


Fig. 4.8 - Campos de precipitação acumulada em 24 h ($\text{mm } 24 \text{ h}^{-1}$), entre as 12 UTC do dia 28/05 e as 12 UTC do dia 29/05, simulada pelo modelo (a) e observada (b). IC = $20 \text{ mm } 24 \text{ h}^{-1}$.

4.1.2 - Características Termodinâmicas

Para dar um conhecimento adicional sobre a estrutura do ciclone estudado durante as 36 h de simulação, discute-se os campos de θ , $\text{adv}\theta$, umidade específica, fluxo de umidade específica, divergência do fluxo de q em 850 hPa e σ em 925 hPa. É conhecido que o cisalhamento vertical do vento e baixos valores de σ em níveis inferiores da atmosfera são fatores importantes para o desenvolvimento dos ciclones extratropicais, inclusive os explosivos (Charney, 1947; Eady, 1949; Carlson, 1994). Os gradientes horizontais de θ em 850 hPa localizam as frentes associadas ao ciclone e estas, por sua vez, indicam os locais onde o cisalhamento vertical do vento é maior, enquanto que a umidade específica indica a quantidade de umidade atmosférica disponível para a precipitação. O efeito do JBN em transportar a umidade da Bacia Amazônica para o sul da América do Sul, como verificado em Saulo et al. (2000), pode ser avaliado pelo fluxo de umidade específica e divergência do fluxo de umidade específica. O perfil vertical de umidade específica pode mostrar os efeitos dos fluxos de calor em superfície nos vários níveis da atmosfera; podendo também ser útil para separar os efeitos dos fluxos sobre o continente dos efeitos sobre o oceano.

As 12 UTC do dia 28/05 observa-se no centro-oeste brasileiro e Paraguai uma região de altos valores de θ , da ordem de 306 K, e uma região de baixos valores de θ , da ordem de 297 K, próximo ao litoral dos Estados do Sul do Brasil (Figura 4.9 a). Assim, há um forte gradiente térmico estendendo-se do norte da Argentina, passando pelo Uruguai e atingindo os Estados do Sul do Brasil, onde também encontra-se uma região de advecção quente da ordem de 10 K dia^{-1} (Figura 4.10 a-b). As 00 UTC do dia 29/05 verifica-se uma invasão de ar frio vindo do sul sobre a Argentina da ordem de -10 K dia^{-1} e de ar quente vindo do noroeste do continente Sul-americano, da ordem de 15 K dia^{-1} , sobre os Estados do Sul do Brasil (Figura 4.10 b). O forte gradiente de θ avança para nordeste, estabelecendo-se sobre os Estados do Sul do Brasil e Paraguai as 12 UTC do dia 29/05 (Figura 4.9 c), onde verifica-se advecção de θ negativa da ordem

de -10 K dia^{-1} (Figura 4.10 c). As 00 UTC do dia 30/05 o gradiente de θ aumenta e continua a deslocar-se para nordeste, localizando-se sobre os Estados de Santa Catarina e Paraná (PR) (Figura 4.9 d). Outro forte gradiente de θ é observado no Oceano Atlântico Sul, em torno de $38^\circ\text{S}/45^\circ\text{W}$ e está associado à frente quente (Figuras 4.10 c-d). Observa-se a invasão de ar frio sobre a Argentina e sobre os Estados do RS e SC e a invasão de ar quente a leste dos Estados do Sul do Brasil (Figura 4.10 d). Em quase todo o ciclone, com exceção dos setores sudeste e leste, observa-se $\text{adv}\theta$ fria, indicando que o ciclone inicia o estágio de oclusão (Figura 4.10 d). Comparando-se os campos de θ e vento, ambos em 850 hPa (Figura 4.9 b-c e 4.6 b-c), observa-se que sobre o Paraguai os ventos tendem a aproximar as isotermas o que cria uma situação adequada para a frontogênese. Esta situação frontogenética na região da América do Sul com orientação noroeste-sudeste também foi identificada por Mattos (1988). A invasão de ar frio sobre o continente foi menor e a invasão de ar quente foi maior no EXP CON99 do que na reanálise (Figura não apresentada). Outra característica é que o gradiente de θ associado a frente fria, que encontra-se sobre o Estado de SC e PR, foi maior e melhor definido na reanálise do que na simulação. A maior diferença entre a configuração do campo de advecção de θ simulado pelo EXP CON99 e o gerado pela reanálise foi verificada na magnitude da advecção quente, que no EXP CON99 foi maior.

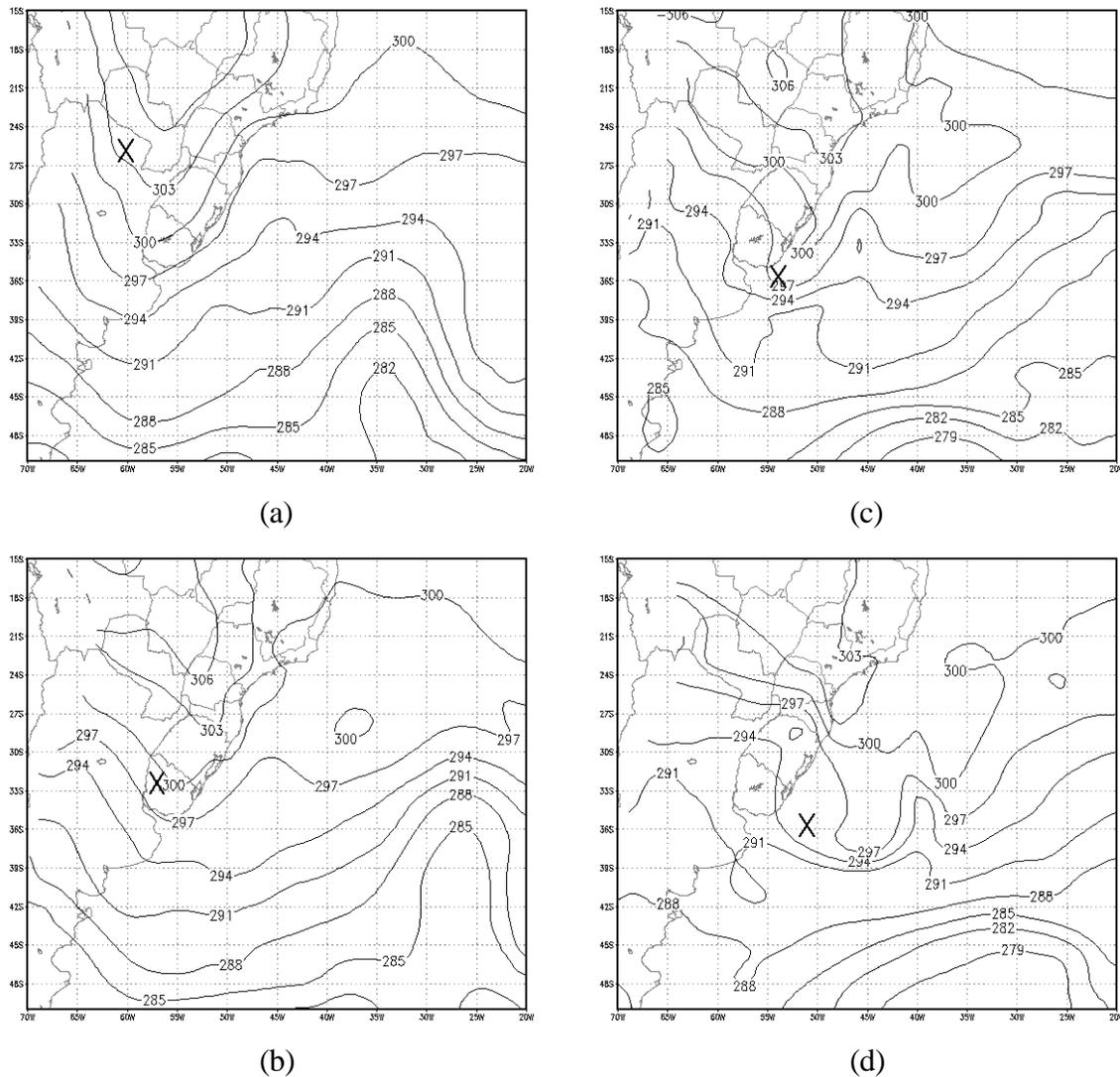


Fig. 4.9 – Campos de θ (K) simulados pelo EXP CON99 em 850 hPa, para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC, e d) 30/05/99 as 00 UTC; e da reanálise para: e) 30/05 as 00 UTC. IC = 3 K. O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

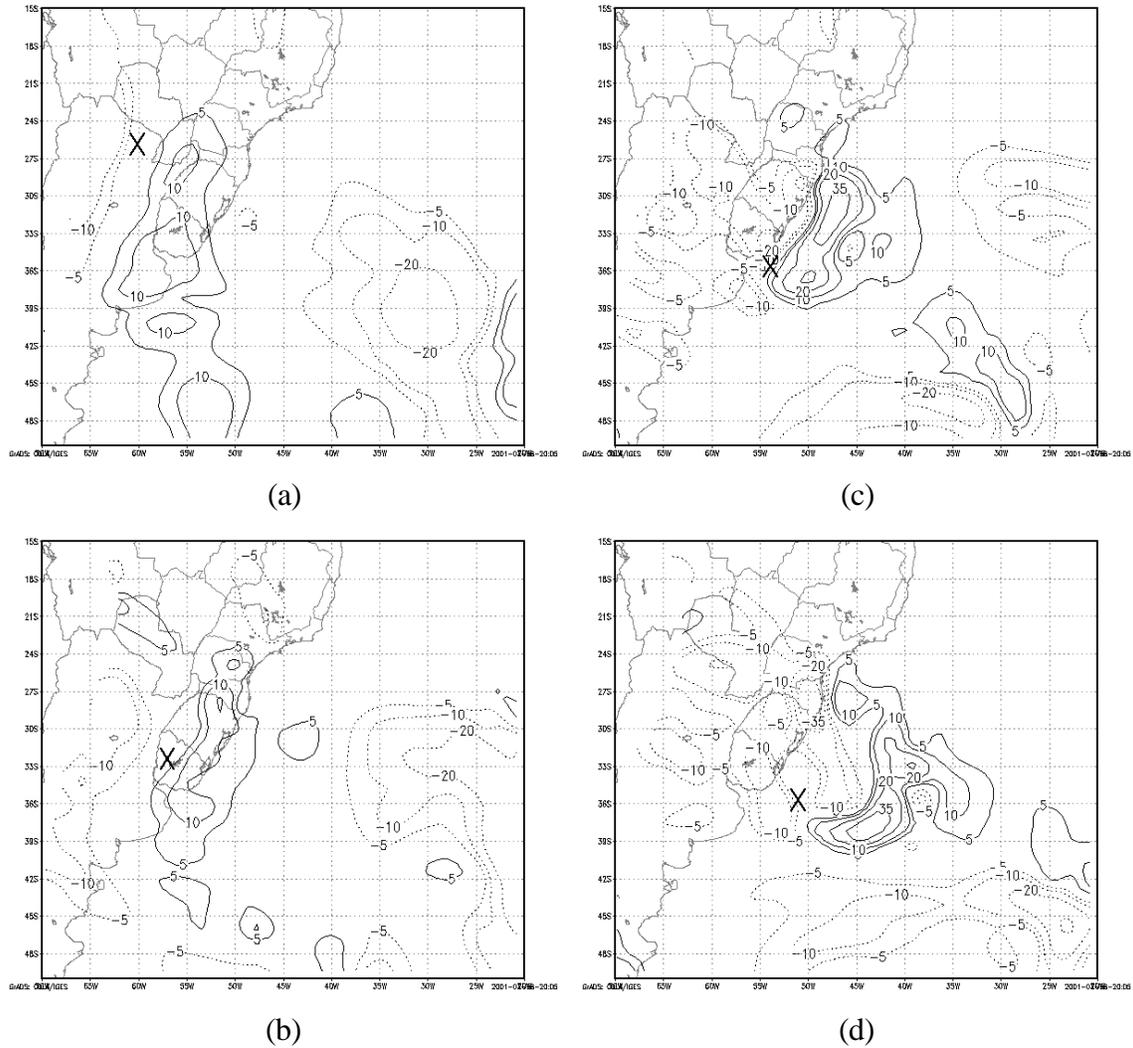


Fig. 4.10 – Campos de $adv\theta$ ($K \text{ dia}^{-1}$) em 850 hPa, para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC, e d) 30/05/99 as 12 UTC. $IC = 10 K \text{ dia}^{-1}$. O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

No campo de umidade específica as 12 UTC do dia 28/05, sobre o Oceano Atlântico Sul e no litoral do Sul do Brasil, observa-se uma ampla região de mínimos valores de q da ordem de 2 g kg^{-1} e, um centro de máximo q de 12 g kg^{-1} sobre o Paraguai e o norte da Argentina (Figura 4.11 a). As regiões de mínimo e de máximo q estão associadas à presença de um anticiclone móvel e ao escoamento de noroeste proveniente da Amazônia, com velocidades de $10\text{-}15 \text{ m s}^{-1}$ (JBN) (Figuras 4.7 a-b). Com o decorrer da

simulação, a região de maiores valores de q avança para os Estados do Sul do Brasil (Figuras 4.11 b-c). As 12 UTC do dia 29/05 o máximo de q , da ordem de 12 g kg^{-1} , encontra-se sobre SC e PR, diminuindo para $2\text{-}5 \text{ g kg}^{-1}$ sobre o RS, Argentina e parte do Paraguai (Figura 4.11 c), em resposta ao escoamento frio e seco proveniente do sul (Figura 4.6 c). Entre as 12 UTC do dia 29/05 e as 00 UTC do dia 30/05, o máximo de q sobre a costa sul do Brasil, gira ciclonicamente (Figuras 4.11 c - d). Observa-se que na parte leste do ciclone há transporte de ar úmido para o sul (8 g kg^{-1}) e na parte oeste, há transporte de ar mais seco para o norte (5 g kg^{-1}) (Figuras 4.11 c-d). A configuração do campo de umidade específica na reanálise é similar ao simulado pelo EXP CON99. A maior diferença em q é encontrada sobre o continente, onde no EXP CON99 esta foi aproximadamente 2 g kg^{-1} maior do que na reanálise. Outra diferença foi que a invasão de ar úmido para o pólo sobre os Estados do Sul do Brasil e a curvatura ciclônica sobre o litoral do RS e Uruguai foram melhores definidos na simulação do que na reanálise.

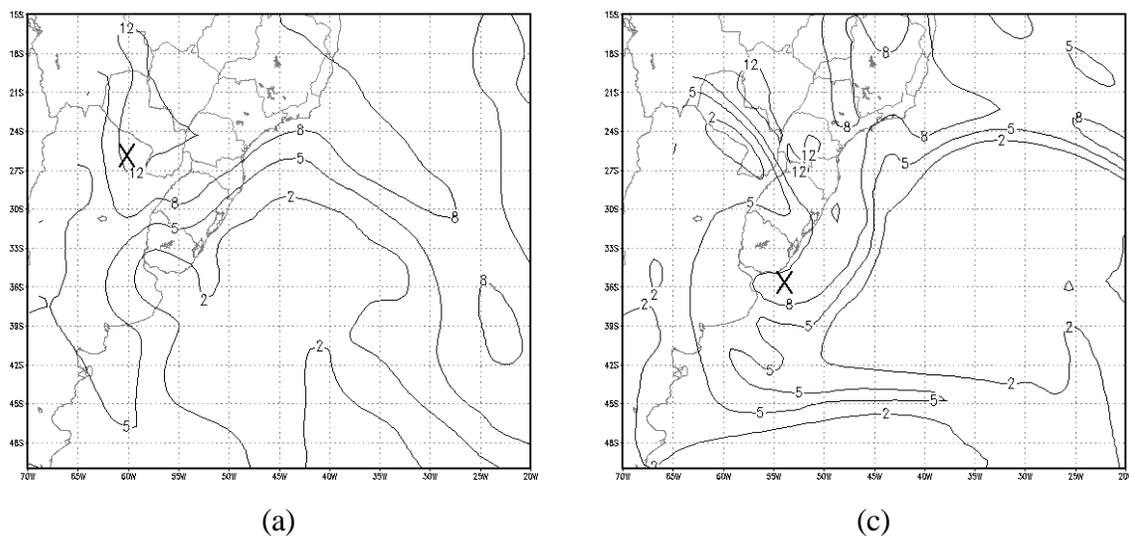


Fig. 4.11 – Campos de q (g kg^{-1}) em 850 hPa, simulados pelo EXP CON99, para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC e d) 30/05/99 as 00 UTC. IC = 3 g kg^{-1} . O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

(continua)

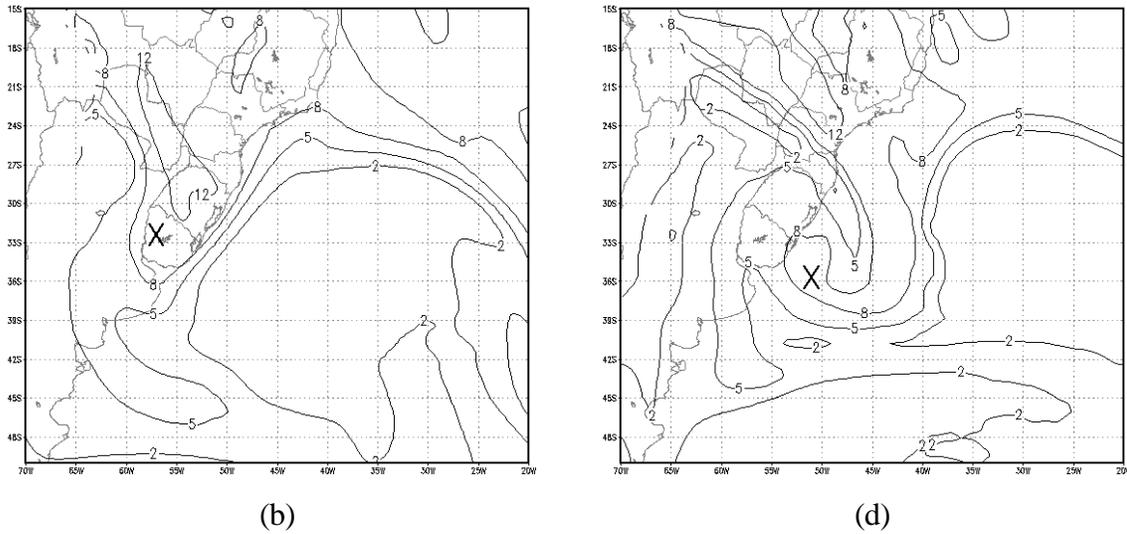


Fig. 4.11 – Conclusão.

O campo de fluxo de umidade específica e divergência de fluxo de umidade específica mostram que, as 12 UTC do dia 28/05 e as 00 UTC do dia 29/05, há um fluxo de umidade de nordeste vindo da Bolívia, Mato Grosso e Rondônia, provocando convergência de fluxo de q que varia entre $-30 \text{ g kg}^{-1} \text{ dia}^{-1}$ e $-60 \text{ g kg}^{-1} \text{ dia}^{-1}$ na região de gênese do ciclone (Figuras 4.12 a-b). Este fluxo de q em baixos níveis em direção ao ciclone é importante, pois, fornecerá umidade ao desenvolvimento da precipitação, além de deixar a atmosfera potencialmente instável. Este fluxo de umidade em baixos níveis é o principal efeito do JBN à leste dos Andes, como visto em Seluchi e Saulo (1998) e Saulo et al. (2000), e uma característica importante para a ciclogênese na América do Sul (Sinclair, 1994).

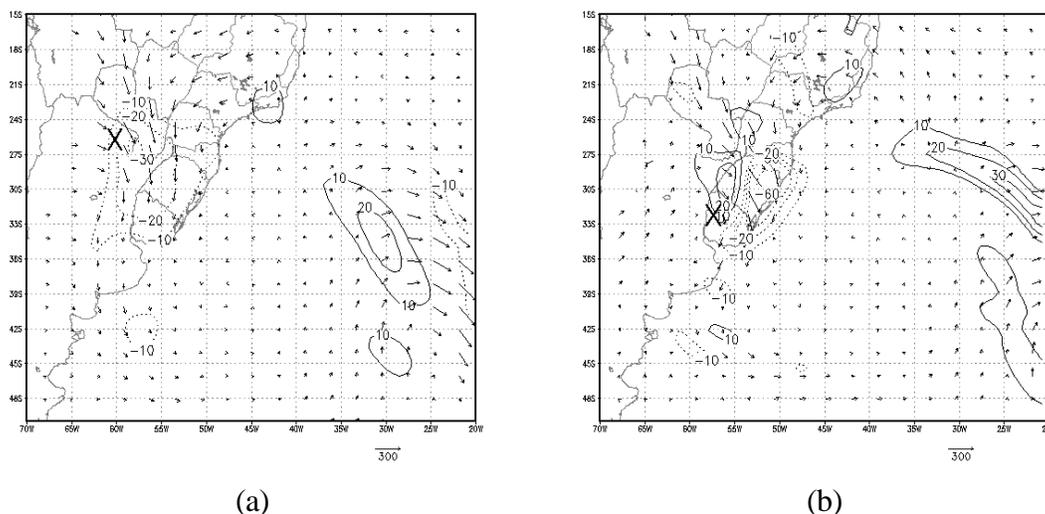


Fig.4.12 - Campos de fluxo de q (setas - em $\text{gm kg}^{-1} \text{s}^{-1}$) e divergência do fluxo de q (isolinhas - em $\text{gkg}^{-1} \text{dia}^{-1}$) em 850 hPa, simulados pelo EXP CON99, para: a) 28/05 as 12 UTC e b) 29/05 as 00 UTC. O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

O perfil vertical de q é apresentado na Figura 4.12. No início da simulação, na região correspondente ao domínio do anticiclone (parte direita do perfil) há pouca umidade (em torno de 7 g kg^{-1}) e esta está confinada a níveis abaixo de 850 hPa. Na área de domínio do ciclone, tem-se máxima umidade nas camadas mais baixas (da ordem de 11 g kg^{-1}), que se estende na vertical, inclinando-se para noroeste (Figuras 4.13 a-b) e para sudeste 24 h depois (Figuras 4.13 c). O máximo de q é encontrado entre 800 hPa e 950 hPa nas primeiras 12 h de simulação (Figuras 4.13 a-b). Porém, quando o ciclone passa para o oceano, o máximo de q estende-se verticalmente a partir da superfície, indicando o aumento de q devido aos FCL sobre o oceano.

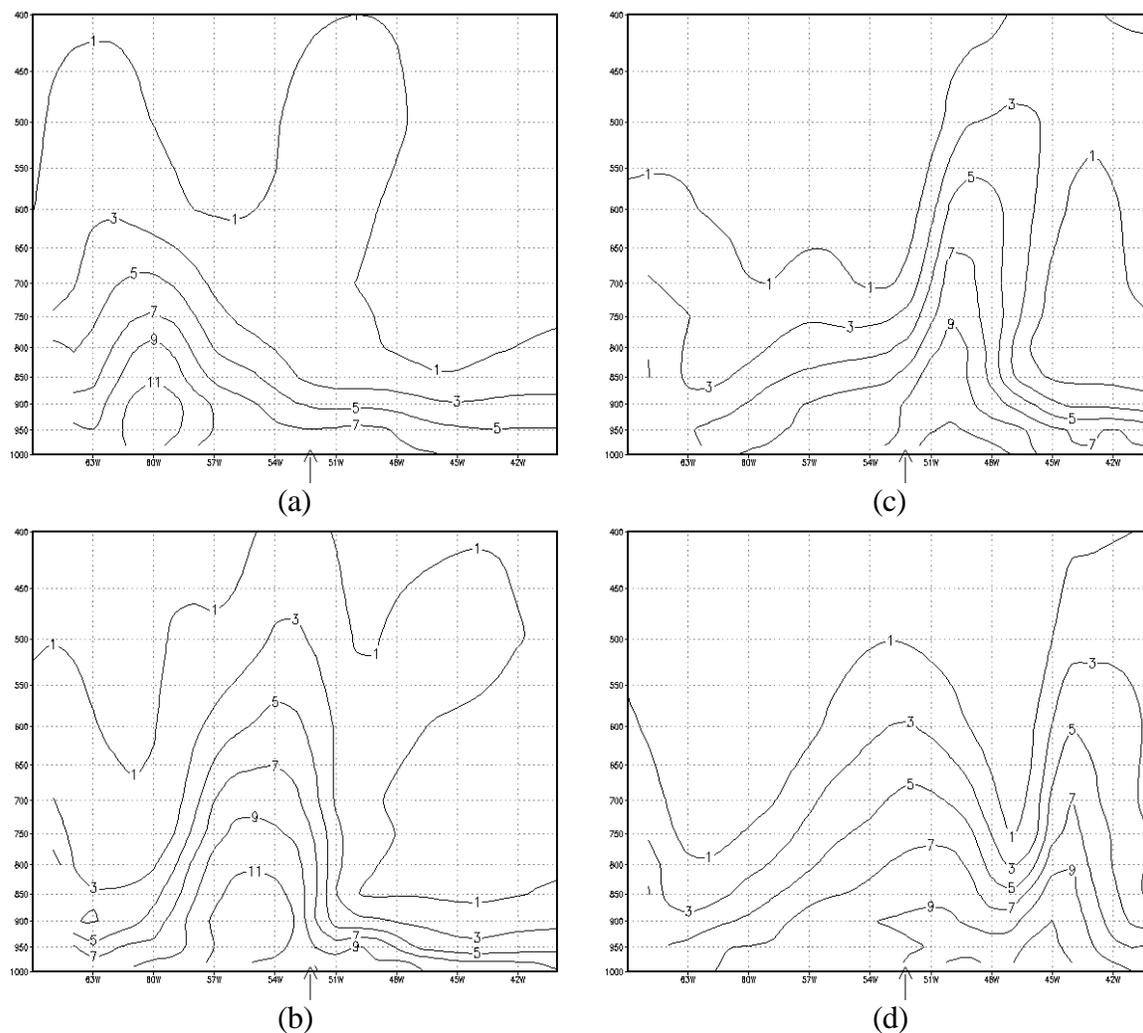


Fig. 4.13 – Perfis verticais de q (g kg^{-1}) gerados pelo EXP CON99, para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 29/05/99 as 00 UTC, c) 29/05/99 as 12 UTC e d) 30/05/99 as 00 UTC. IC = 2 g kg^{-1} . A seta (\uparrow) no eixo x indica o limite entre continente (à esquerda) e o oceano (à direita).

Na região de gênese do ciclone observa-se uma região com σ da ordem de $2,5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$, relativamente menor do que sua vizinhança e, sobre o oceano, verifica-se valores da ordem de $0,5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$ e $1,5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$ (Figura 4.14 a). Próximo a costa do RS, Uruguai e Argentina observa-se uma região com baixos valores de σ , da ordem de $0,5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$, e uma região de alta σ (de $3,5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$) sobre o oeste do RS e Uruguai. Após 12 h de simulação observa-se, na região onde encontra-se o ciclone e sobre o Oceano Atlântico Sul, σ da ordem de

$2,5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$, esta última é devido ao anticiclone, que caracteriza-se por alta estabilidade atmosférica. As 12 UTC do dia 29/05 quando o ciclone encontra-se parte sobre o Oceano Atlântico e parte sobre o continente, observa-se que áreas com baixa σ encontra-se sobre o oceano (σ menor do que $1,5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$) e, mais alta σ encontra-se sobre o continente, na parte noroeste do ciclone (σ maior do que $2,5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$) (Figura 4.14 c). Na costa do RS e Uruguai o escoamento vindo do continente para o oceano apresenta-se com alta σ . No final da simulação, a maior parte do ciclone encontra-se sobre uma região de baixa σ , com exceção do noroeste, onde o ar continental com alta σ (da ordem de $3,5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$) escoou em direção ao oceano (Figura 4.14 d). Desta forma, verifica-se que as temperaturas em superfície (do contorno inferior e do ar), que são mais elevadas sobre o oceano do que sobre o continente, geram uma diminuição da estabilidade atmosférica sobre o oceano, enquanto sobre o continente há um aumento da estabilidade atmosférica.

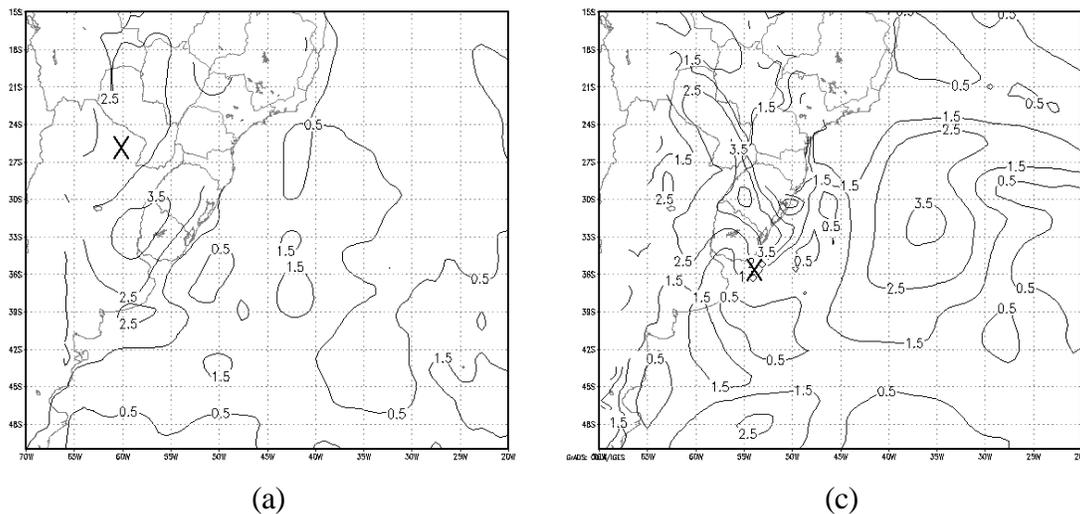


Fig. 4.14 - Campos de σ ($\text{m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$) em 925 hPa, para: a) 28/05 as 12 UTC, b) 29/05 as 00 UTC, c) 29/05 as 12 UTC, e d) 30/05 as 00 UTC. IC = $1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$. O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

(continua)

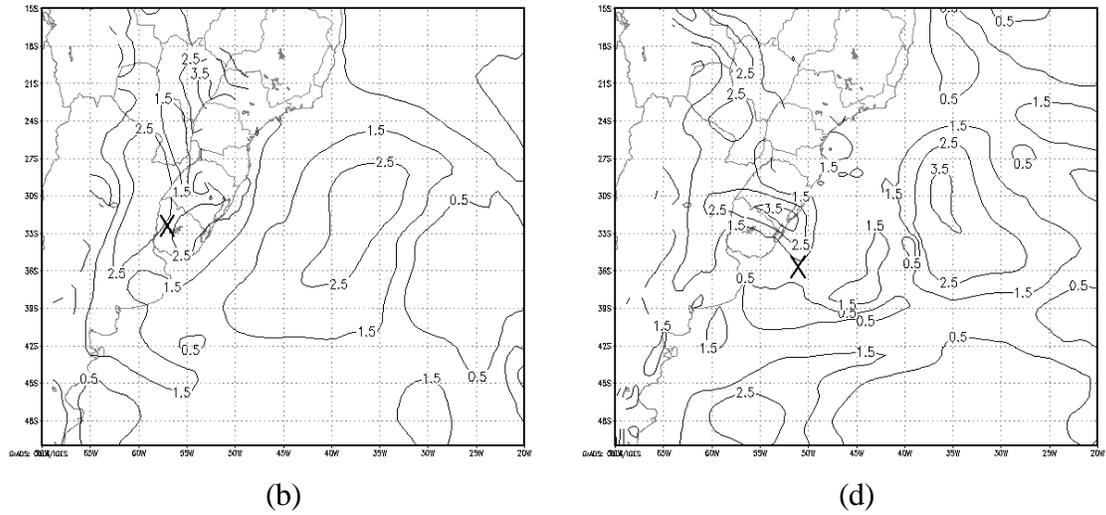


Fig. 4.14 - Conclusão.

A análise dos perfis verticais de σ , mostra que abaixo do nível de 900 hPa sobre o oceano, σ é inferior a $1,5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$ enquanto acima de 900 hPa e sobre o continente, σ são maiores do que $2,5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$ (Figuras 4.15 a-b). Esta configuração mostra que as maiores temperaturas em superfície (do ar e do contorno inferior) verificadas sobre o Oceano Atlântico tendem a diminuir a σ em baixos níveis. Como foi identificado por Carrera et al. (1999), as águas quentes da Corrente do Golfo agiram no sentido de instabilizar a troposfera inferior, facilitando o desenvolvimento do ciclone.

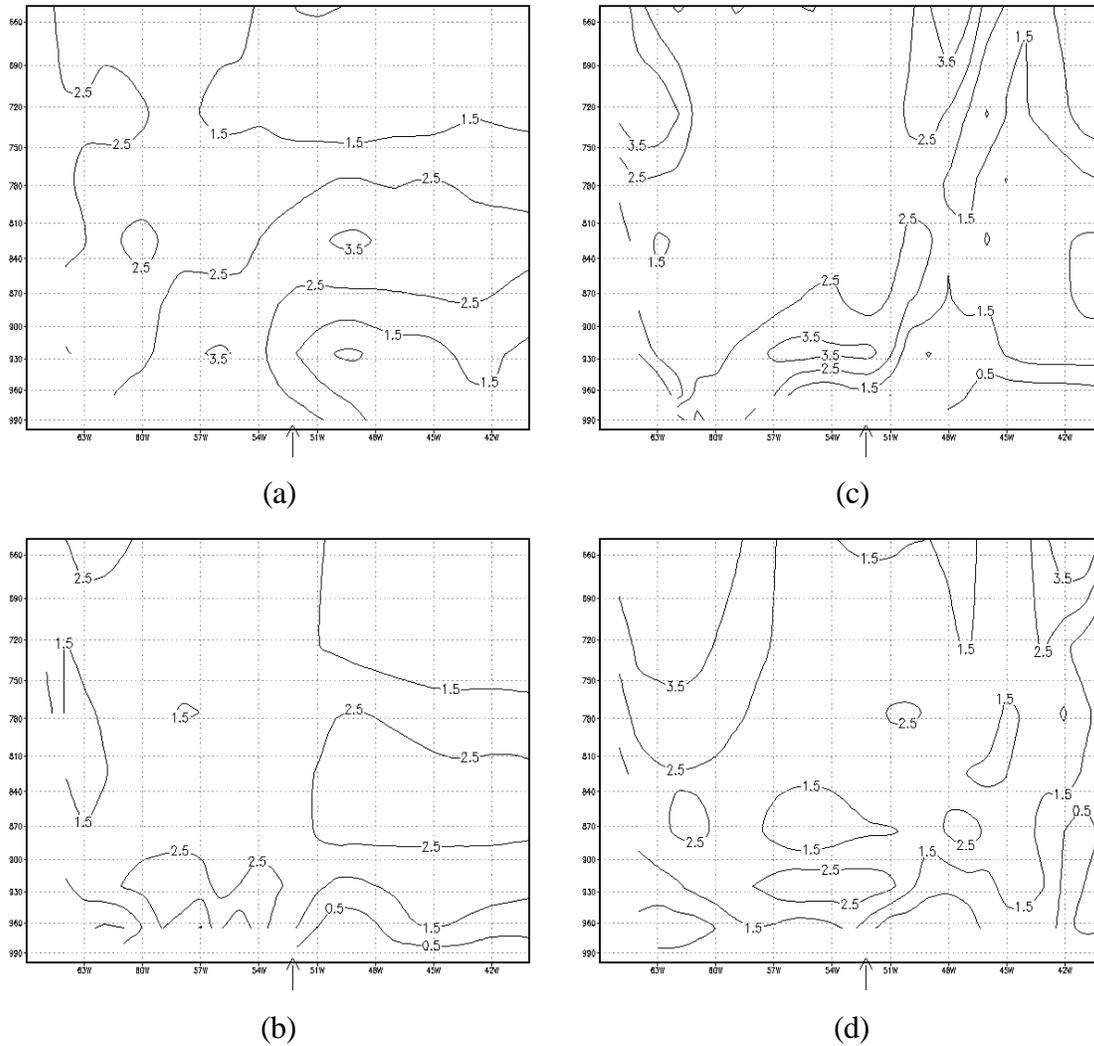
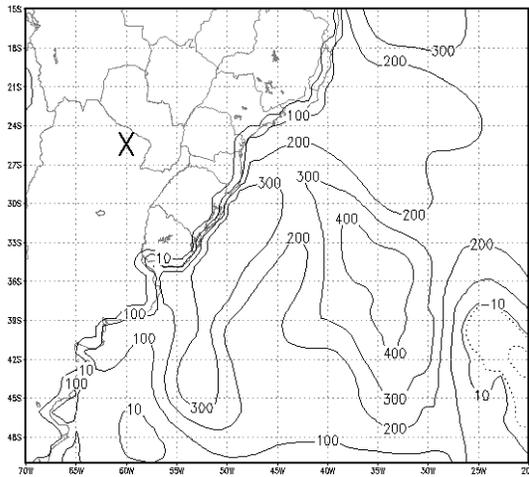


Fig. 4.15 - Perfil vertical de σ ($\text{m}^2 \text{s}^{-2} \text{Pa}^{-2}$) em 925 hPa, para: a) 28/05 as 12 UTC, b) 29/05 as 00 UTC, c) 29/05 as 12 UTC, e d) 30/05 as 00 UTC. $\text{IC} = 1,0 \times 10^{-6} \text{m}^{-2} \text{s}^{-2} \text{Pa}^{-2}$. A seta (\uparrow) no eixo x indica o limite entre continente (à esquerda) e o oceano (à direita).

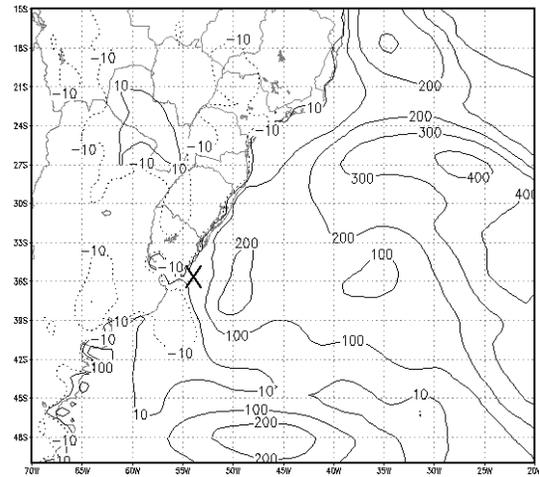
4.1.3 - Distribuição dos Fluxos de Calor em Superfície

A magnitude e a evolução da configuração dos fluxos de calor em superfície, média de 6 h, durante o desenvolvimento rápido do ciclone são apresentas nas Figuras 4.16 e 4.17

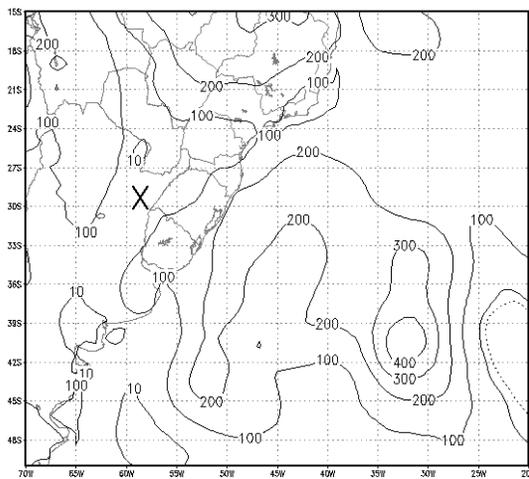
e discutidas à seguir. No início da simulação (Figura 4.16 a), os maiores valores de FCT são encontrados sobre o Oceano Atlântico Sul, apresentando duas regiões de máximos valores. Uma em 52 °W estendendo-se até 45 °S com FCT da ordem de 300 W m⁻², próxima a costa dos Estados do Sul do Brasil, Uruguai e Argentina e outra mais à leste desta, com valores de FCT da ordem de 400 W m⁻² (Figura 4.16 a). À medida que o ciclone desloca-se para leste, a área de máximos valores de FCT próximo à costa reduz em tamanho e em intensidade, atingindo valores de 200 W m⁻² após 24 h de simulação (Figuras 4.16 b-c). A partir das 18 UTC do dia 29/05 (Figura 4.16 f), quando o ciclone começa a se deslocar sobre o oceano, desenvolvem-se dois máximos de FCT, localizados no sudeste e nordeste do ciclone, ambos com 200 W m⁻². Com o decorrer da simulação, estes dois máximos aumentam em magnitude e em área, sendo que o máximo principal ao sul do ciclone alcança 500 W m⁻² e o máximo secundário no norte do ciclone alcança a magnitude de 300 W m⁻² (Figura 4.16 g). No Oceano Atlântico Sul (ao sul de 43 °S, entre 55 °W-30 °W), mais afastado da região de desenvolvimento do ciclone, uma outra região de máximo FCT amplia-se no decorrer das 36 h de simulação, em resposta à invasão de ar frio que avança para o norte até 37 °S (Figuras 4.16 e-g), atingindo a magnitude de 200 W m⁻² no final da simulação (Figura 4.16 g).



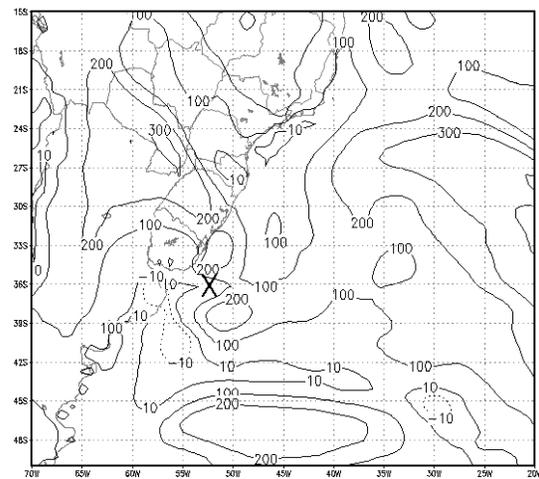
(a)



(e)



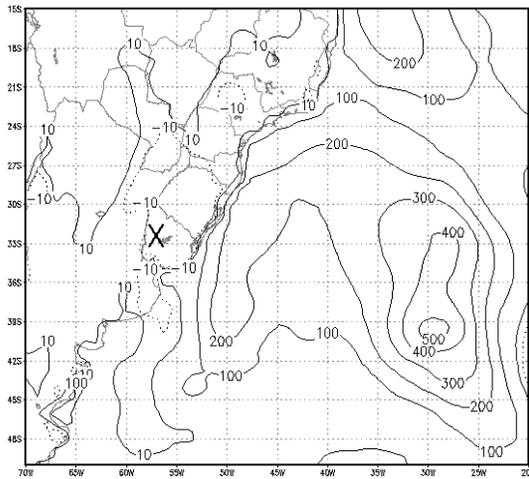
(b)



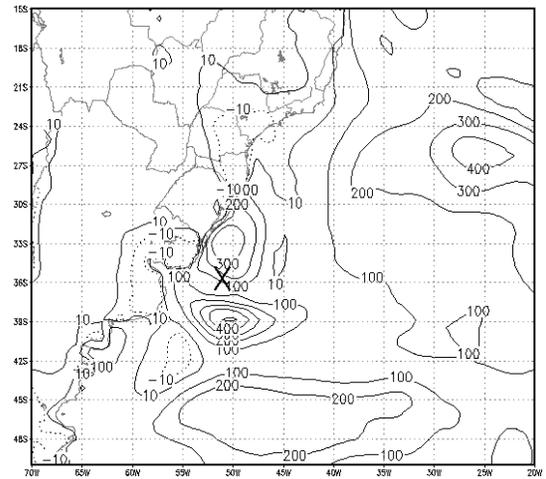
(f)

Fig. 4.16 – Campos de FCT (W m^{-2}) simulados pelo EXP CON99, para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 28/05/99 as 18 UTC, c) 29/05/99 as 00 UTC d) 29/05/99 as 06 UTC, e) 29/05/99 as 12 UTC, f) 29/05/99 as 18 UTC e g) 30/05/99 as 00 UTC. IC = 100 W m^{-2} . O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99. Valor negativo indica fluxo para baixo.

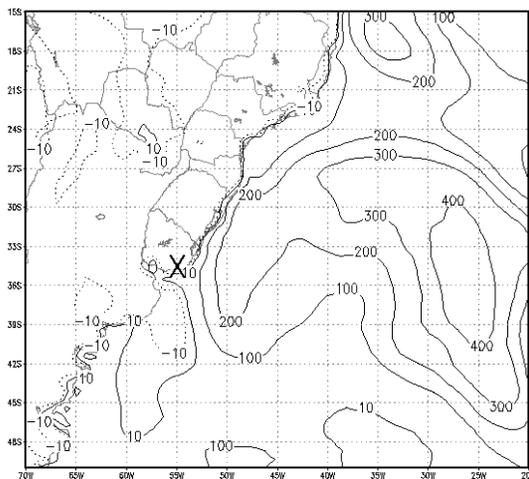
(continua)



(c)



(g)



(d)

Fig. 4.16 – Conclusão.

Sobre o sul do continente, após 6 h de simulação (Figura 4.16 b), os valores dos FCT apresentam-se inferiores a 100 W m^{-2} e sobre Minas Gerais e Bolívia há dois centros de máximos valores da ordem de 300 W m^{-2} e 200 W m^{-2} , respectivamente. No restante da simulação os FCT mantêm-se baixos e negativos sobre o continente, com exceção das 18 UTC quando os FCT voltam a aumentar para valores entre $100\text{-}300 \text{ W m}^{-2}$ (Figura 4.16 f). Esta evolução no tempo dos FCT é uma resposta ao ciclo diurno da temperatura do continente, ou seja, a temperatura do solo e por consequência os FCT apresentam um máximo as 18 h.

As configurações dos campos de FCL média de 6 h são semelhantes às dos FCS (Figura 4.17), embora suas magnitudes sejam maiores. No início da simulação, na costa do RS e Uruguai, os FCL e FCS apresentam magnitudes de 200 W m^{-2} e 80 W m^{-2} , respectivamente (Figuras 4.17 a e h, respectivamente). Com o decorrer da simulação até as 12 UTC do dia 29/05, reduz-se a magnitude dos FCL e FCS para 100 W m^{-2} e 40 W m^{-2} , respectivamente (Figuras 4.17 e e l, respectivamente). A partir deste horário, quando o ciclone se desloca sobre o oceano, verifica-se um aumento de FCL e FCS na costa do RS, atingindo os valores iniciais. Ao sul do ciclone, os valores são de 300 W m^{-2} e 120 W m^{-2} (Figuras 4.17 g e n). Entre estes dois máximos, verifica-se uma região com valor mínimo tanto de FCL como de FCS, resultado dos ventos fracos no centro do ciclone, de aproximadamente 5 m s^{-1} (Figuras 4.17 f-g e m-n, respectivamente).

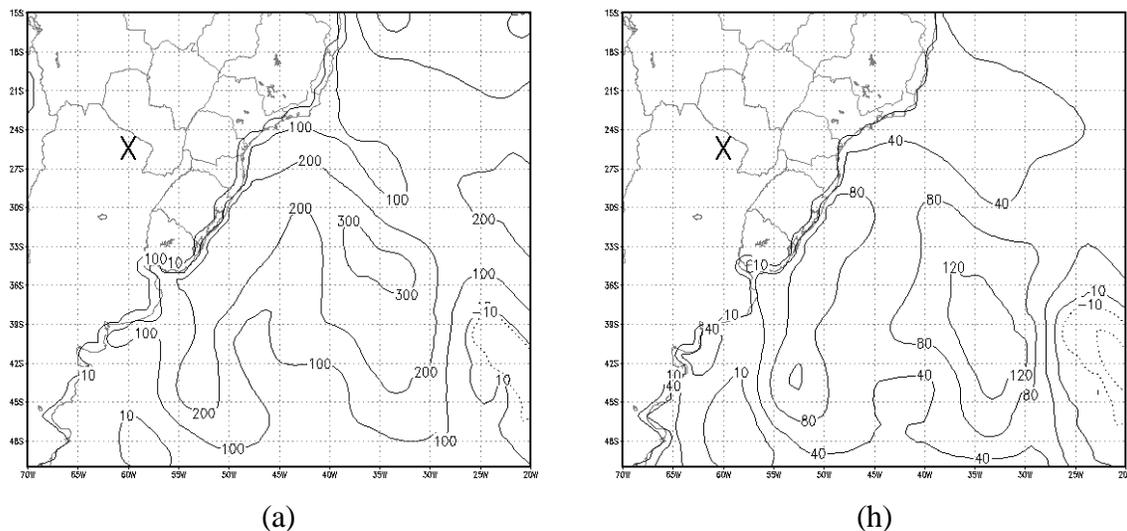
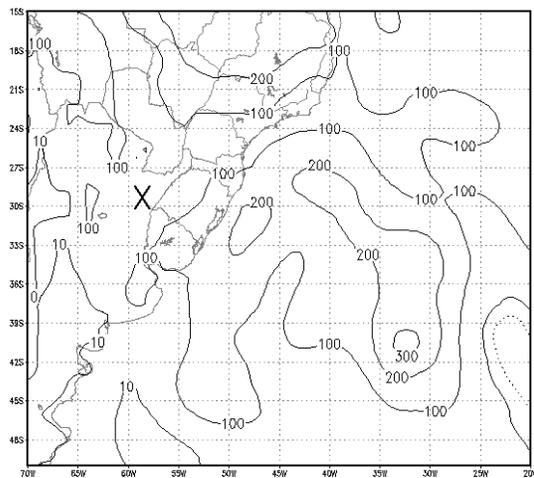
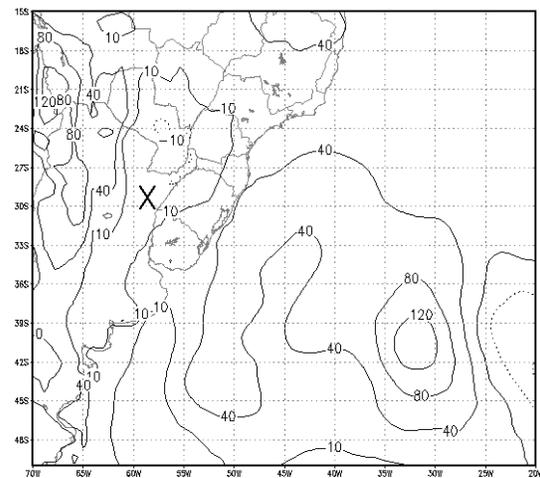


Fig. 4.17 – Campos de FCL (W m^{-2}) simulados pelo EXP CON99 para: a) 28/05/99 as 12 UTC, b) 28/05/99 as 18 UTC, c) 29/05/99 as 00 UTC, d) 29/05/99 as 06 UTC, e) 29/05/99 as 12 UTC, f) 29/05/99 as 18 UTC e g) 30/05/99 as 00 UTC, e de FCS, para: h) 28/05/99 as 12 UTC, i) 28/05/99 as 18 UTC, j) 29/05/99 as 00 UTC, k) 29/05/99 as 06 UTC, l) 29/05/99 as 12 UTC, m) 29/05/99 as 18 UTC e n) 30/05/99 as 00 UTC. IC = 100 W m^{-2} para o FCL e de 40 W m^{-2} para o FCS. O X indica a posição do centro do ciclone em superfície no EXP CON99. O valor negativo indica fluxo para baixo. (continua)

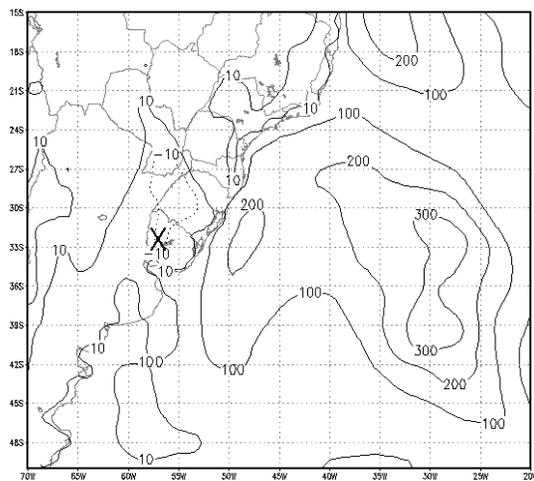
(continuação)



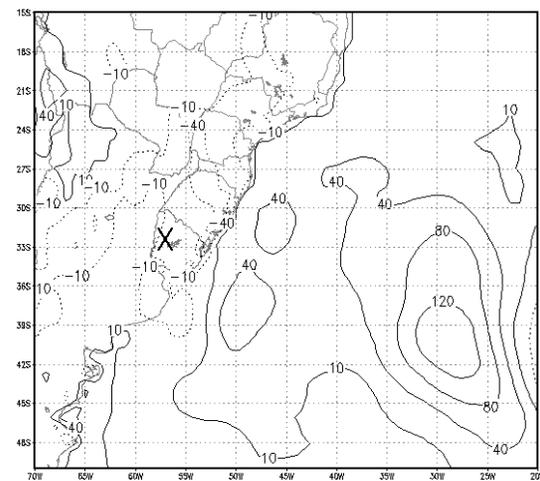
(b)



(i)



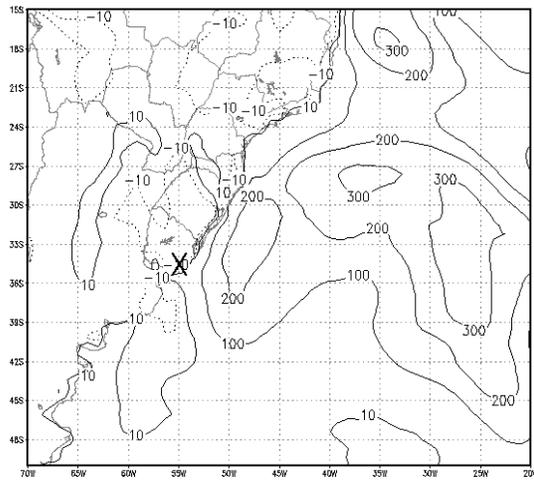
(c)



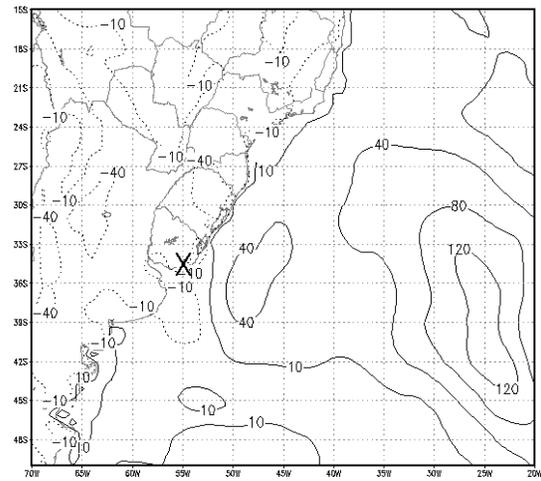
(j)

Fig. 4.17 - Continua.

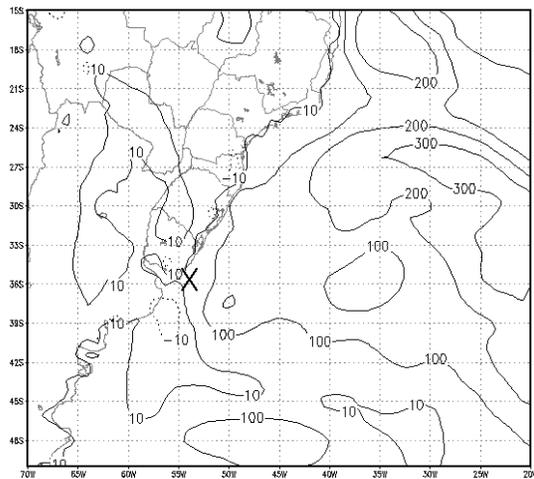
(continuação)



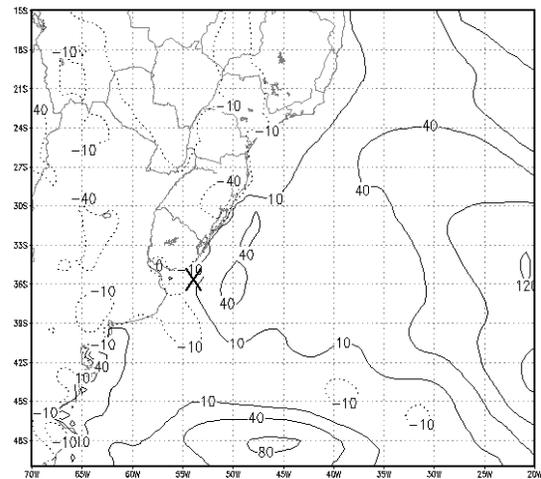
(d)



(k)



(e)



(l)

Fig. 4.17 - Continua.

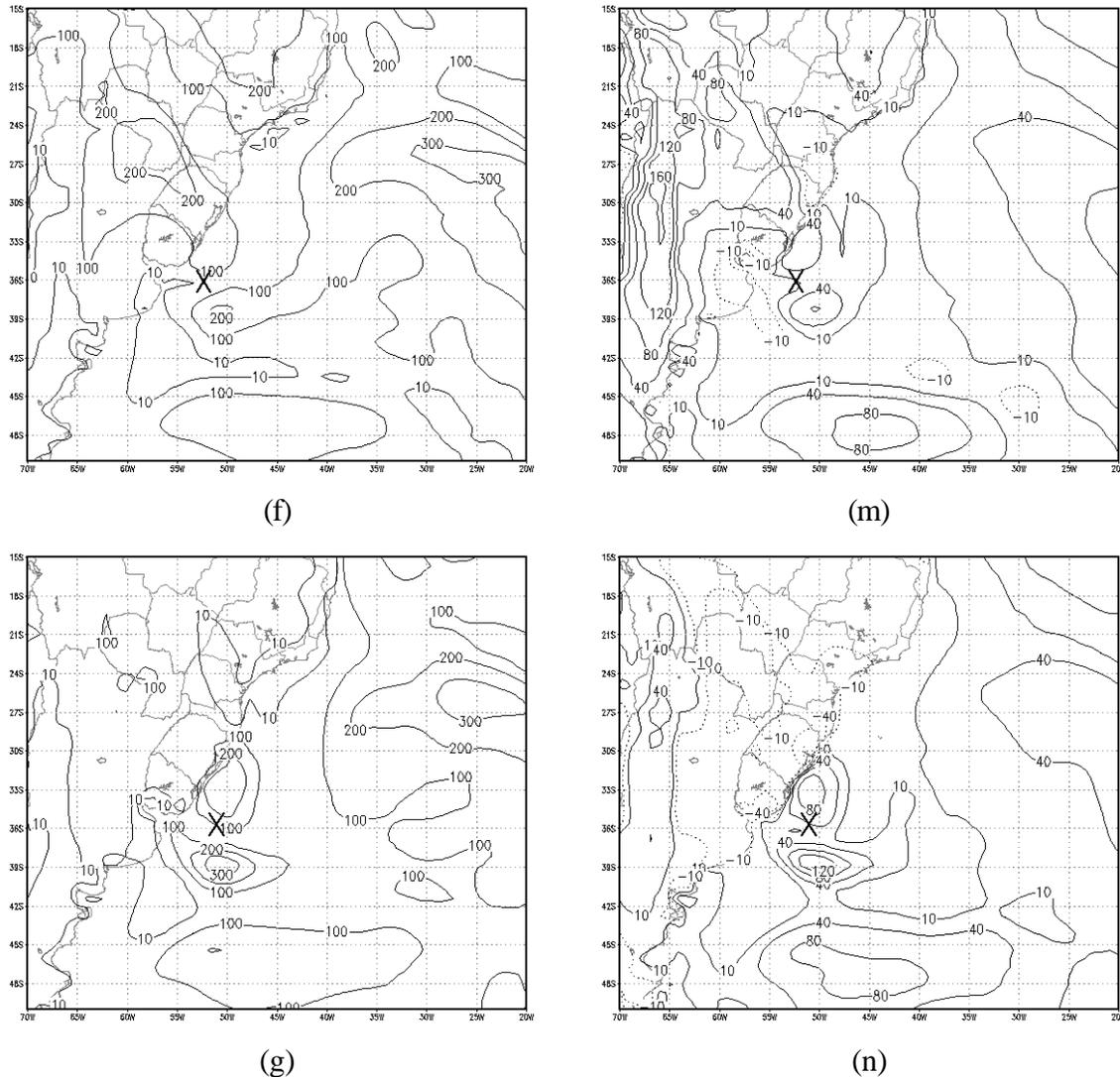


Fig. 4.17 – Conclusão.

Sobre o continente, observa-se que os FCL são positivos e com valores de, no máximo, 200 W m^{-2} , exceto nos horários das 00 UTC e 06 UTC do dia 29/05, quando se observa valores negativos da ordem de -10 W m^{-2} . Com relação aos FCS sobre o continente, observa-se que eles são negativos (entre -10 W m^{-2} e 40 W m^{-2}) na maior parte da simulação, com exceção das 18 UTC do dia 28/05 e 29/05, onde observa-se valores positivos de até 160 W m^{-2} sobre a Argentina e de até 40 W m^{-2} sobre Minas Gerais. Bosart e Lin (1984) também obtiveram padrão similar, tal que os FCL e FCS apresentaram valores altos antes do período de mais rápido aprofundamento, diminuíram durante o rápido aprofundamento e voltaram a aumentar no fim desta fase.

Os campos da reanálise do NCEP de FCL e FCS médio diário, com resolução de 2,5 ° de lat. x long., mostram algumas características que o modelo representou. Por exemplo, dois máximos de FCL e FCS sobre o Oceano Atlântico Sul, próximos a costa do RS e Uruguai são observados tanto na simulação quanto na reanálise (Figuras 4.17 f e n e 4.18 c e f). A média diária do FCL no dia 29/05 foi maior que a magnitude da média de 6 h calculada pelo modelo MAL-JAPA, indicando que provavelmente este apresentou uma tendência de subestimar os FCL. Os FCS sobre o continente dados pela reanálise, foram negativos ou próximos a zero na região ao sul de 25 °S, concordando com os FCS calculados com o modelo MAL-JAPA onde foram verificados valores negativos sobre o continente, porém, sobre o restante do continente o modelo apresentou a tendência de subestimar os FCS.

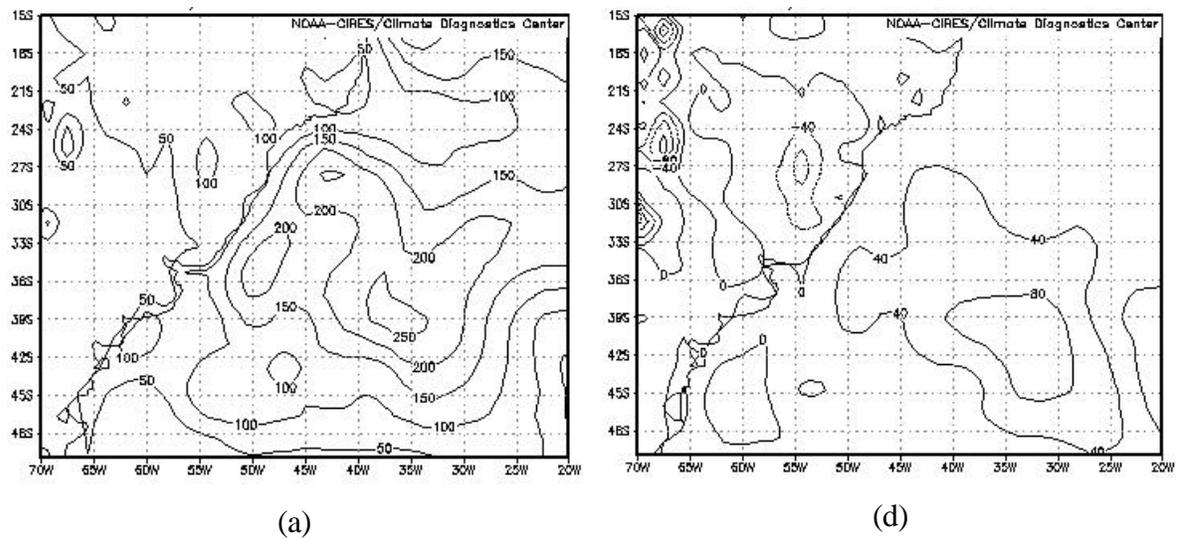


Fig. 4.18 – Campos médios diários da reanálise do NCP para FCL ($W m^{-2}$) para os dias: a) 28/05/99, b) 29/05/99, c) 30/05/99, e de FCS ($W m^{-2}$), para os dias: d) 28/05/99, e) 29/05/99 e f) 30/05/99. IC = 80 $W m^{-2}$ para o FCL e de 40 $W m^{-2}$ para o FCS. O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99. Valor negativo indica fluxo para baixo.

(continua)

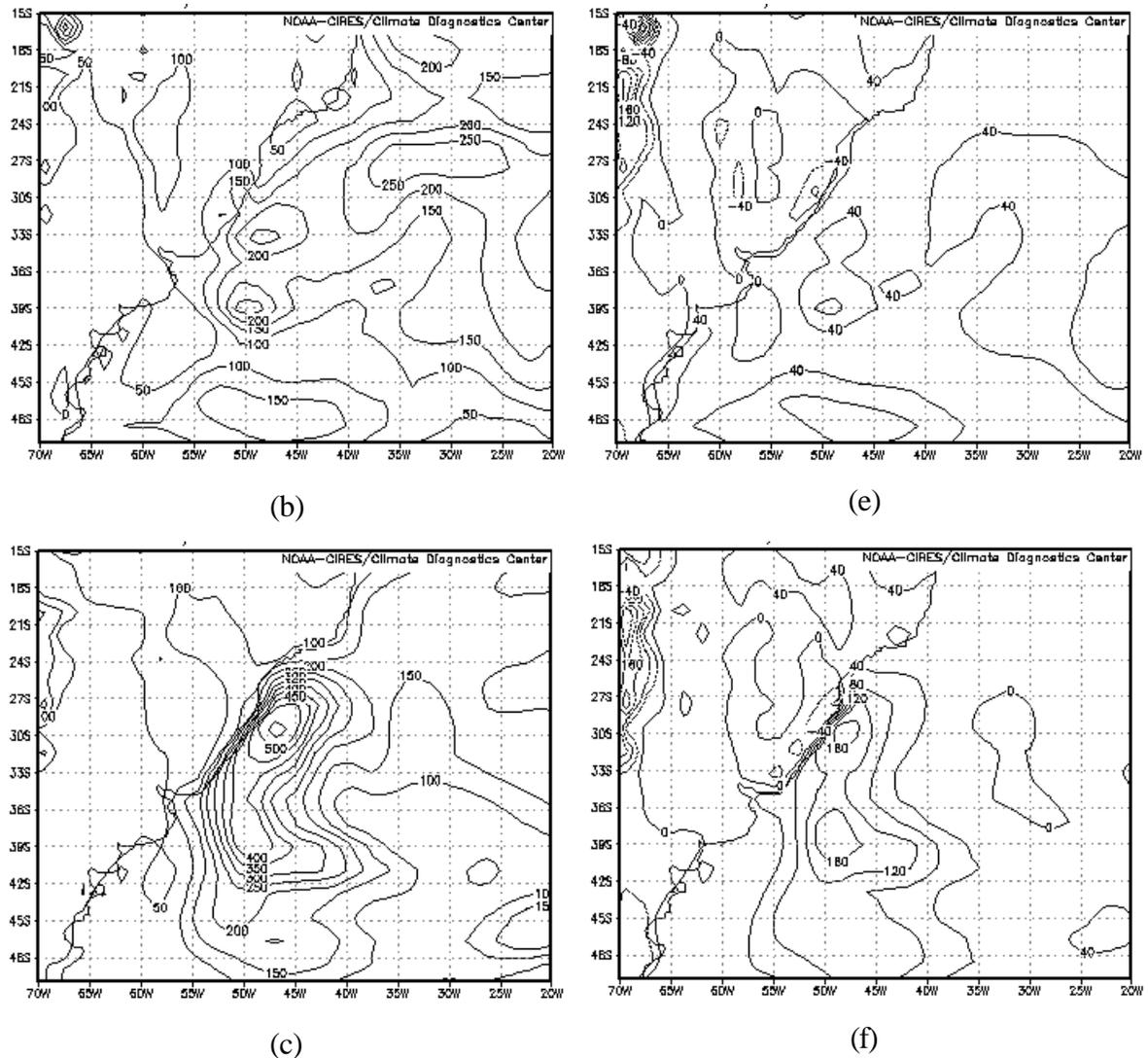


Fig. 4.18 - Conclusão.

4.2 - Diferenças entre o EXP CON99 e os demais Experimentos:

Neste item são discutidos as diferenças obtidas entre o experimento de controle (EXP CON99) e os demais EXPs relacionados na Tabela 3.2. Tal comparação permitirá avaliar a importância dos fluxos de calor em superfície média de 6 h e da distribuição espacial de TSM no Oceano Atlântico Sul, no desenvolvimento do ciclone simulado pelo modelo MAL-JAPA.

4.2.1 - Impactos dos Fluxos de Calor em Superfície

a) Sobre a PNM

Para verificar o impacto dos FCT sobre a trajetória do ciclone, compara-se os campos de PNM simulados pelos EXP CON99 e EXP SFCT99 (Figuras 4.1 e 4.19, respectivamente) para os dias de maior aprofundamento do sistema (29/05 as 12 UTC e 30/05 as 00 UTC). Comparando-se as Figuras 4.1 c-d e 4.19 a-b, verifica-se que a trajetória do ciclone na fase de rápido aprofundamento foi pouco afetada pela ausência dos FCT, porém, sua taxa de aprofundamento foi reduzida de 22 hPa/24 h (EXP CON99) para 16 hPa/24 h (EXP SFCT99). Com 24 h de simulação o ciclone sobre a costa da América do Sul e o anticiclone sobre o Oceano Atlântico Sul encontram-se com pressão central de 1000 hPa e 1030 hPa, respectivamente, ambos com 2 hPa a mais do que no EXP CON99 (Figuras 4.1 c e 4.19 a). No final da simulação, o ciclone apresenta-se com centro de 996 hPa (Figura 4.19 b), o que representa 6 hPa a mais do que no EXP CON99 (Figura 4.1 d), indicando que na ausência dos FCT o modelo MAL-JAPA desintensifica o ciclone e intensifica o anticiclone. Holt et al. (1993), Kuo et al. (1991 b) e Cione e Raman (1995) também verificaram ciclone menos intenso na simulação sem FCT. Os resultados de Kuo et al. (1991 b), mostraram um aumento médio na pressão do centro do ciclone de 7,1 hPa em 24 h de simulação sem FCT. Entretanto, Reed e Simons (1991) observaram que a simulação sem FCT gerou um ciclone 1 hPa mais profundo do que a simulação com FCT.

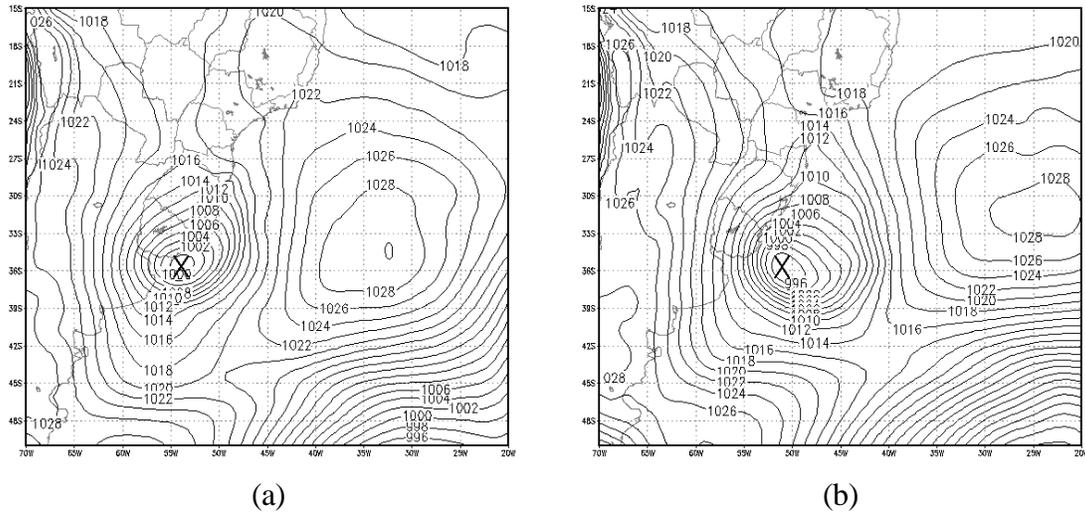
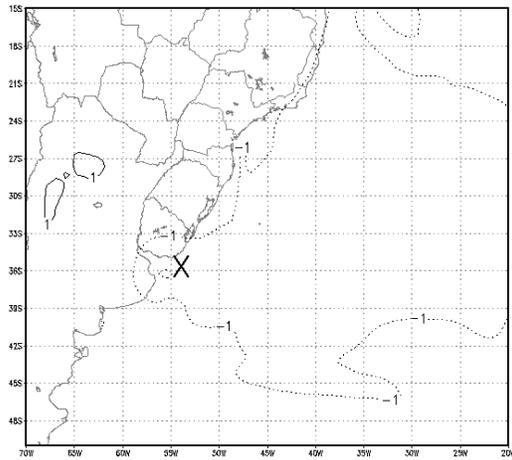
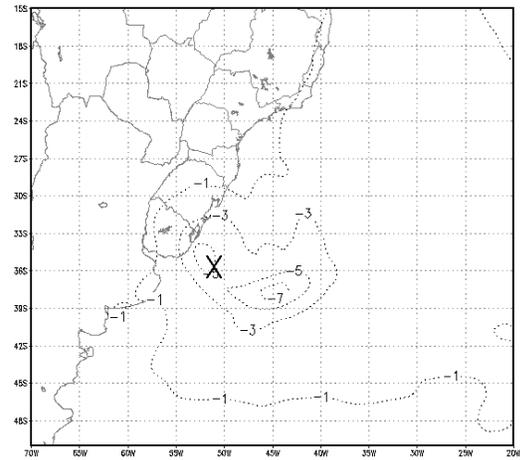


Fig. 4.19 - Campos de PNM (hPa) simulados pelo EXP SFCT99 para: a) 29/05/99 as 12 UTC; b) 30/05/99 as 00 UTC. IC = 2 hPa. O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

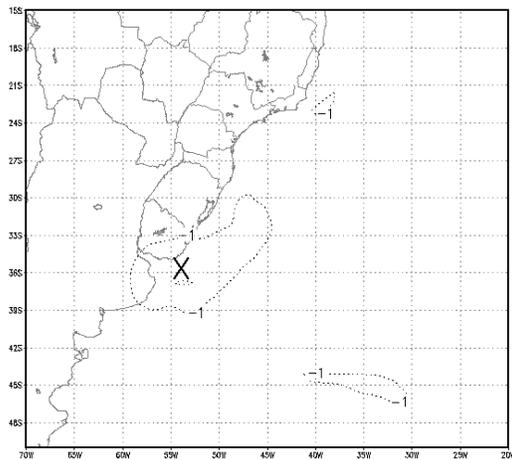
As diferenças de PNM maiores que 1 hPa entre o EXP CON99 e o EXP SFCT99 apareceram a partir de 24 h de simulação (Figuras 4.20 a e d). As 12 UTC do dia 29/05 observa-se uma ampla região com diferenças de -1 hPa sobre o Oceano Atlântico Sul, com um centro da ordem de -3 hPa localizado próximo a Foz do Rio da Prata (Figura 4.20 a). Após 36 h de simulação esta região com diferenças de -1 hPa ainda mantém-se sobre grande parte do Oceano Atlântico Sul e, a área coberta pela isolinha de -3 hPa próximo à costa do Uruguai, RS e sobre o Oceano Atlântico Sul, aumenta (Figura 4.20 d). Além disso, na região do ciclone observam-se dois máximos de diferenças negativas de PNM: um máximo principal no sudeste do ciclone e um máximo secundário, localizado no noroeste do ciclone, da ordem de -7 hPa e de -5 hPa, respectivamente (Figura 4.20 d). Desta forma, verifica-se que a ausência dos FCT aumenta a PNM, isto é, gerando um ciclone menos intenso, principalmente na região leste-sudeste do ciclone.



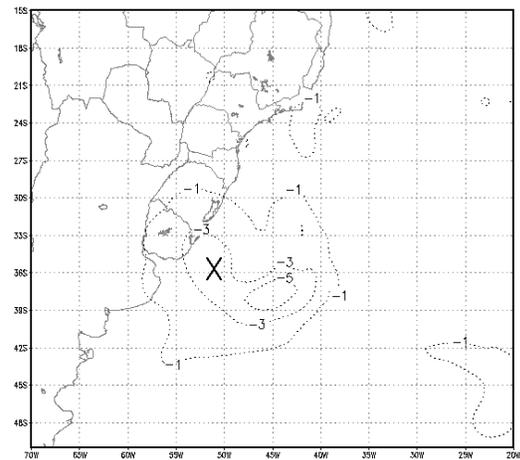
(a)



(d)



(b)



(e)

Fig. 4.20 - Campos de diferença de PNM (hPa) para 29/05 as 12 UTC entre: a) EXP CON99 e SFCT99, b) EXP CON99 e SFCL99, c) EXP CON99 e SFCS99 e para o dia 30/05 as 00 UTC entre: d) EXP CON99 e SFCT99, e) EXP CON99 e SFCL99, f) EXP CON99 e SFCS99. IC = 1 hPa. O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

(continua)

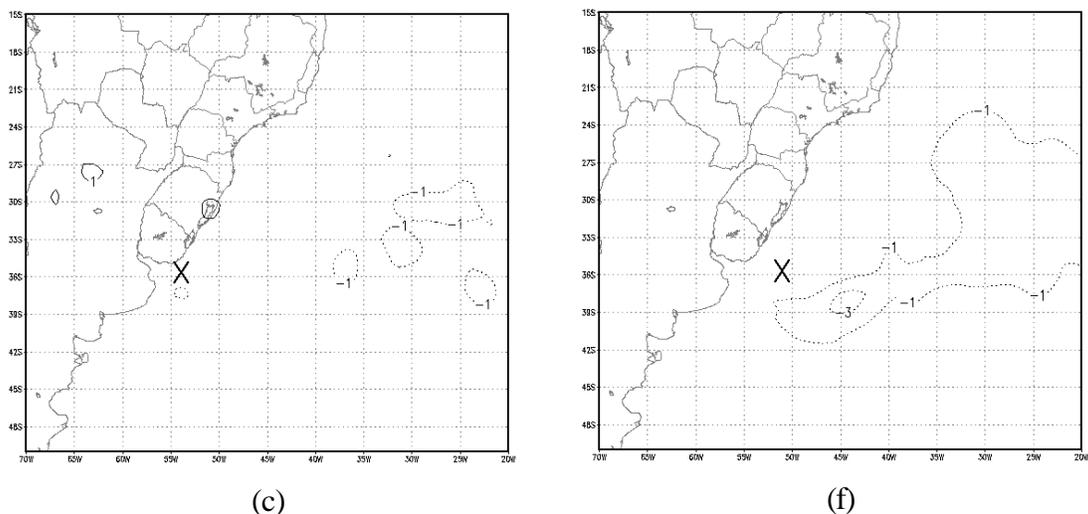


Fig. 4.20 - Conclusão.

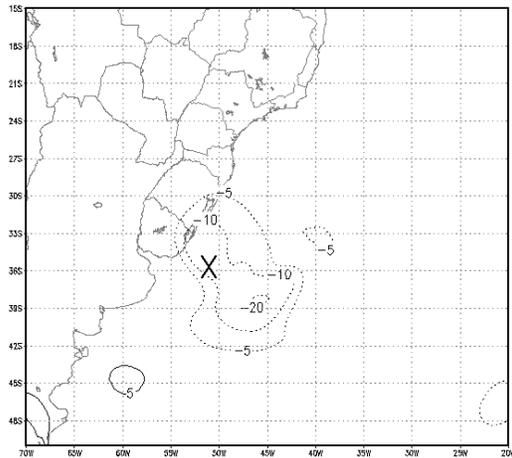
Em relação ao EXP CON99, a pressão central no ciclone no EXP SFCL99 foi 2hPa maior as 12 UTC do dia 29/05 e 4 hPa maior as 00 UTC do dia 30/05 e, sua taxa de aprofundamento diminuiu de 22 hPa 24 h⁻¹ (EXP CON99) para 18 hPa 24 h⁻¹ (EXP SFCL99), devido a ausência dos FCL, resultado também encontrado por Holt e Chang (1993) e Cione e Raman (1995). As 12 UTC do dia 29/05, na região ao sul do centro do ciclone, observam-se diferenças de -3 hPa (Figura 4.20 b) e as 00 UTC do dia 30/05, são observadas grandes diferenças de PNM no centro e em toda a periferia do ciclone, as quais aumentam, principalmente no sudeste do ciclone (centro de -5 hPa) (Figura 4.20 e). Estes resultados indicam que a ausência de FCL desintensifica o ciclone.

Após 12 h de simulação (figura não apresentada), no EXP CON99 a pressão central era de 1012 hPa (Figura 4.1 b) enquanto no EXP SFCS99 o ciclone encontraram-se sobre o Uruguai com o centro de 1010 hPa. No restante da simulação, este ciclone apresentou-se com a mesma pressão central em ambos os experimentos, porém, a área coberta pela isóbara central foi menor. As diferenças de PNM sobre a região do anticiclone localizado no Oceano Atlântico Sul e no sul do ciclone após 24 h foram maiores do que o módulo de 1 hPa após 24 h de simulação (Figura 4.20 c). No EXP SFCS99 após 36 h de simulação, verificaram-se uma extensa área sobre o Atlântico Sul com diferenças de PNM maiores do que -1 hPa, e na parte sudeste do ciclone maior que -3 hPa, que

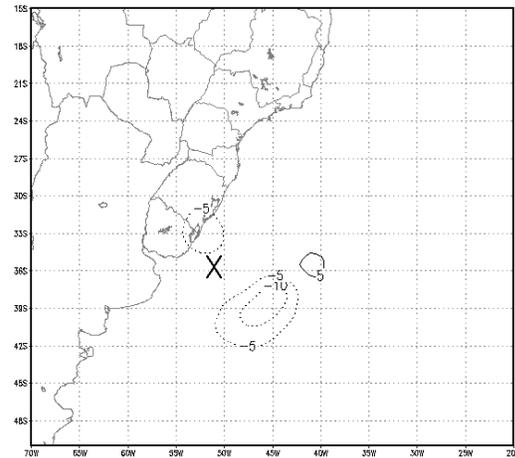
coincide com a região de maiores diferenças de PNM causadas pelos FCL e FCS. No EXP CON99 verifica-se que esta área corresponde à localização da frente quente, mostrando que a ausência dos FCL e FCS causaram maior impacto nesta região. O efeito da ausência dos FCS em enfraquecer o ciclone também foi verificado por Kuo et al. (1991 a), Chen e Dell'osso (1987) e Holt e Chang (1993). Comparando-se os campos simulados de diferenças de PNM sem FCT com aqueles sem FCL e FCS, verifica-se que a configuração dos campos de FCT e FCL são muito similares, indicando que a maior contribuição para as diferenças no EXP SFCT99 vem da ausência dos FCL nas proximidades do ciclone e da ausência dos FCS na região do anticiclone sobre o Oceano Atlântico Sul.

b) Sobre a Altura Geopotencial

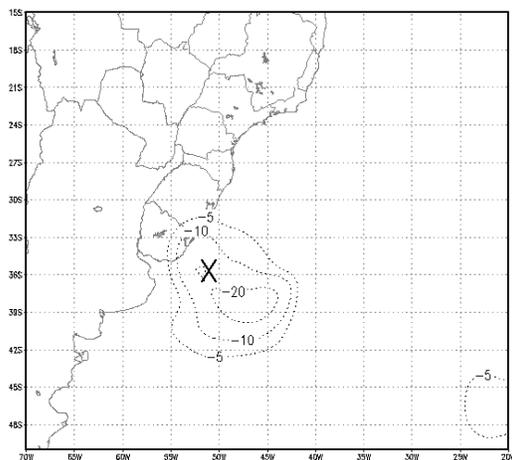
As diferenças entre os campos de Z em 850 hPa simulados pelos EXP CON99 e EXP SFCT99 foram menores do que -10 mgp somente as 00 UTC do dia 30/05 e restritas às proximidades do ciclone (Figura 4.21 a). As diferenças de Z em 850 hPa estenderam-se de sudeste para noroeste, passando pelo centro do ciclone, sendo que as maiores diferenças (da ordem de -20 mgp) são verificadas no sudeste do ciclone (Figura 4.21 b). A região deste máximo de diferenças de Z coincide com a região de máximas diferenças de PNM. Após 36 h de simulação as diferenças de Z em 850 hPa foram maiores no EXP SFCL99 do que no EXP SFCT99, indicando que a diferença entre elas pode ser efeito dos FCS. As 00 UTC do dia 30/05, diferenças de -10 mgp foram verificadas no sudeste do ciclone em função da ausência dos FCS (Figura 4.21 c). Assim, verifica-se que os FCT tem o efeito de aumentar Z em 300 hPa e diminuir Z em baixos níveis.



(a)



(c)



(b)

Fig. 4.21 - Campos de diferença de Z (mfp) em 850 hPa para 30/05 as 00 UTC entre: a) EXP CON99 e SFCT99, b) EXP CON99 e SFCL99 e c) EXP CON99 e SFCS99. IC = 5 mfp. O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

As 12 UTC do dia 29/05, observa-se um máximo de diferença de Z em 300 hPa, da ordem de 10 mfp localizado na parte sul do ciclone (Figura 4.22 a) e, as 00 UTC do dia 30/05, as maiores diferenças ocorreram na parte sudeste do ciclone, estendendo-se de oeste para leste deste (Figura 4.22 c), com um centro de máxima diferença de Z de 30 mfp. As maiores diferenças de Z em 300 hPa foram verificadas sobre o ciclone, na região entre o cavado e a crista, indicando que a ausência dos fluxos de calor (FCT,

FCL e FCS) tendem a diminuir Z nesta região. Desta forma, na ausência destes fluxos, a crista não vai se "atrasar" como é proposto na teoria do auto-desenvolvimento de Sutcliffe e Forthlyke (1950) e, por consequência, a $adv\zeta$ e a divergência não irão aumentar em magnitude, reduzindo a intensificação do ciclone. Esta discussão concorda com os resultados de Atlas (1987), o qual observou que os fluxos de calor em superfície reduzem Z em baixos níveis e aumentam Z em altos níveis, alterando a metade do comprimento de onda entre o cavado e a crista. A maior contribuição para as diferenças no campo de Z , tanto em 850 hPa quanto em 300 hPa, foi devido a ausência dos FCL.

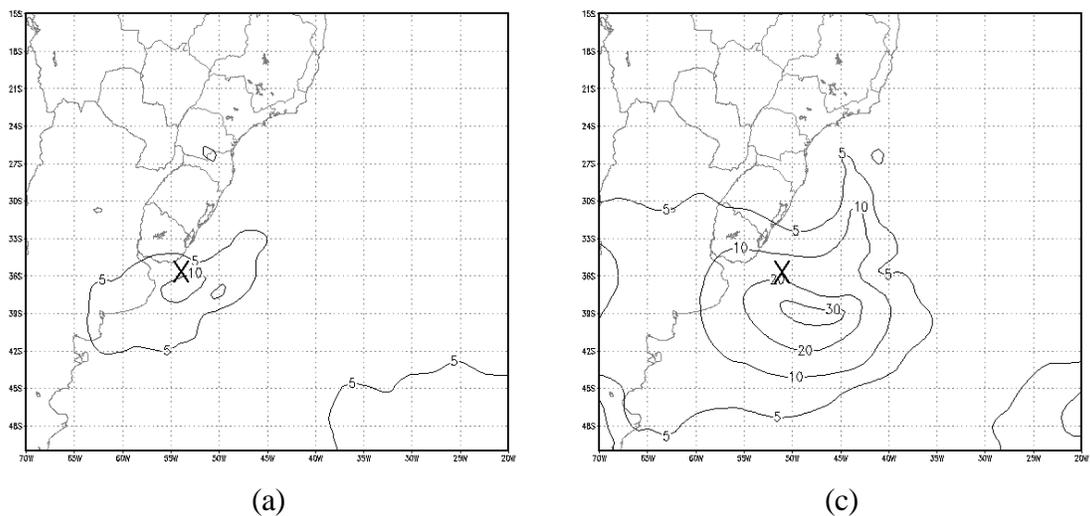


Fig. 4.22 - Campos de diferença de Z (mgp) em 300 hPa para 29/05 as 12 UTC entre: a) EXP CON99 e SFCT99, b) EXP CON99 e SFCL99; para o dia 30/05 as 00 UTC entre: c) EXP CON99 e SFCT99, d) EXP CON99 e SFCL99, e) EXP CON99 e SFCS99. IC = 5 mgp. O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

(continua)

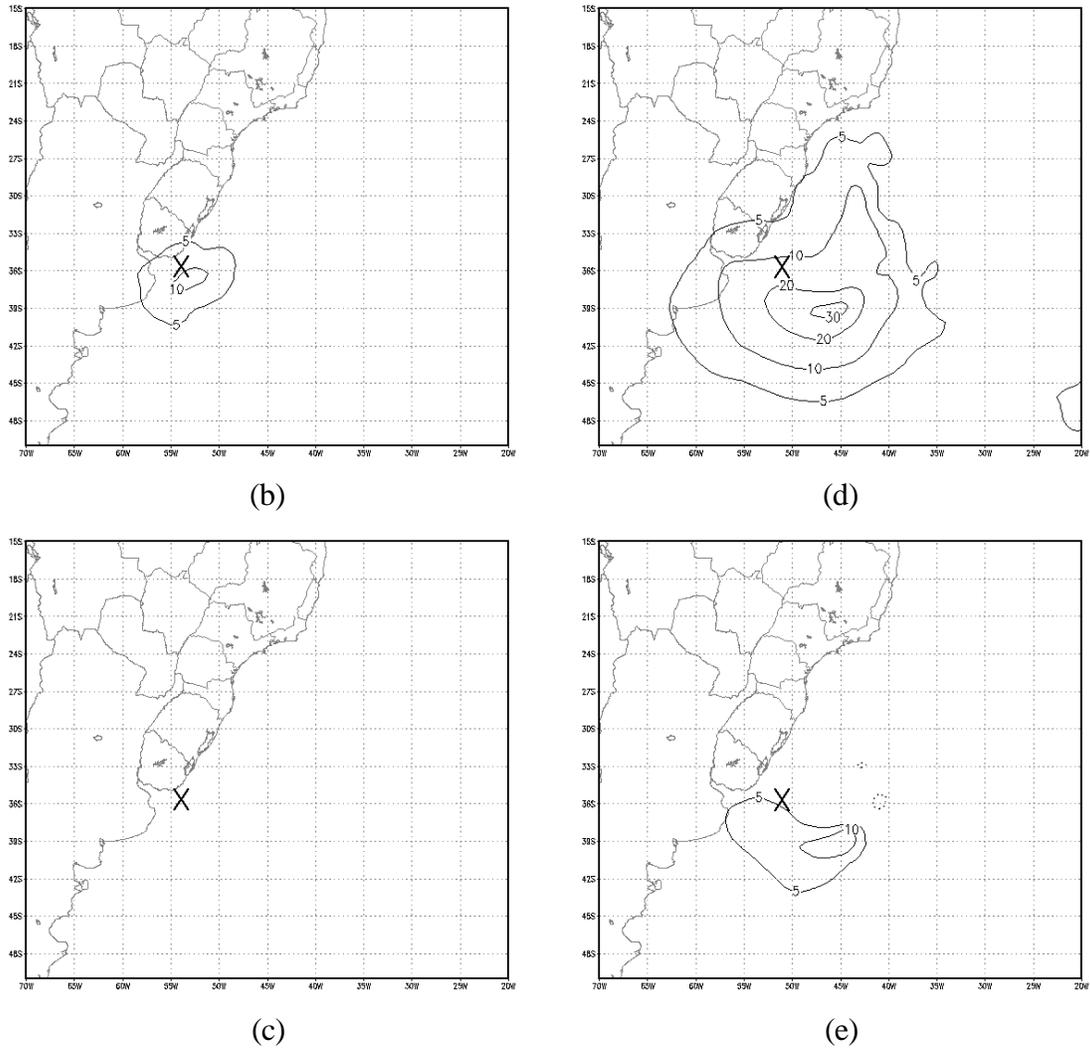


Fig. 4.22 - Conclusão.

As seções verticais das diferenças de altura geopotencial mostram quais efeitos que a ausência dos FCT, FCL e FCS geraram na vertical (Figura 4.23). Nas primeiras 24 h de simulação, na região oceânica o perfil mostra diferenças de Z negativas de -10 mgp abaixo de 900 hPa (Figura 4.23 a). Após 36 h de simulação, estas diferenças ocorrem desde baixos níveis até 750 hPa, e verifica-se a presença de dois centros de máximos negativos de Z abaixo de 950 hPa (Figura 4.23 d): um principal, de -45 mgp, localizado em 37 °S/44 °W, e um secundário de -30 mgp, localizado em 33° S/51 °W. Acima do máximo principal, observa-se uma região com diferenças positivas de Z, com máximo de 25 mgp, que estende-se de 750 hPa para níveis mais altos.

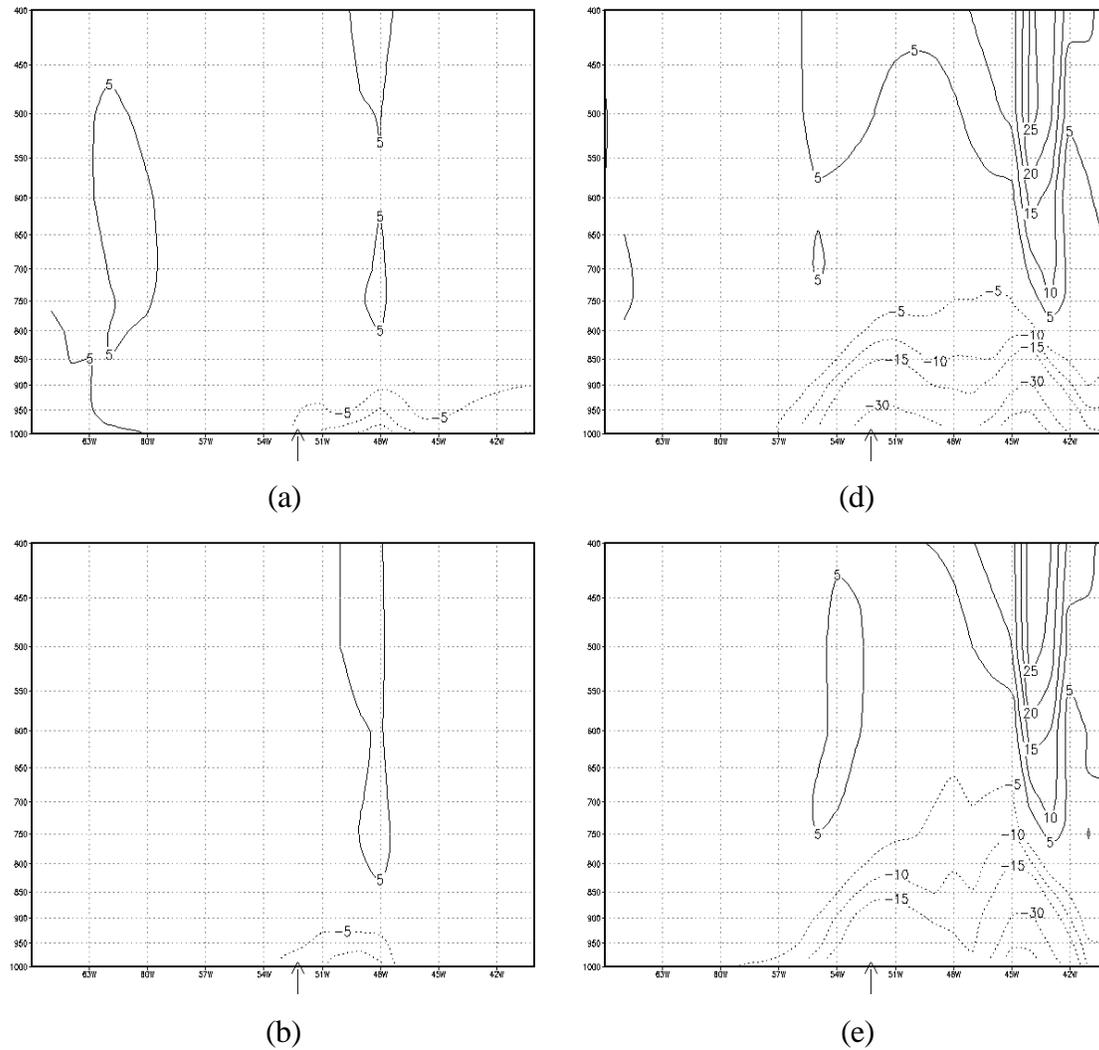


Fig. 4.23 - Campos de diferença de Z (mfp) para 29/05 as 12 UTC entre: a) EXP CON99 e SFCT99, b) EXP CON99 e SFCL99, c) EXP CON99 e SFCS99 e para o dia 30/05 as 00 UTC entre: d) EXP CON99 e SFCT99, e) EXP CON99 e SFCL99, f) EXP CON99 e SFCS99. IC = 5 mfp. A seta (\uparrow) no eixo x indica a separação entre o continente (à esquerda) e o oceano (à direita).

(continua)

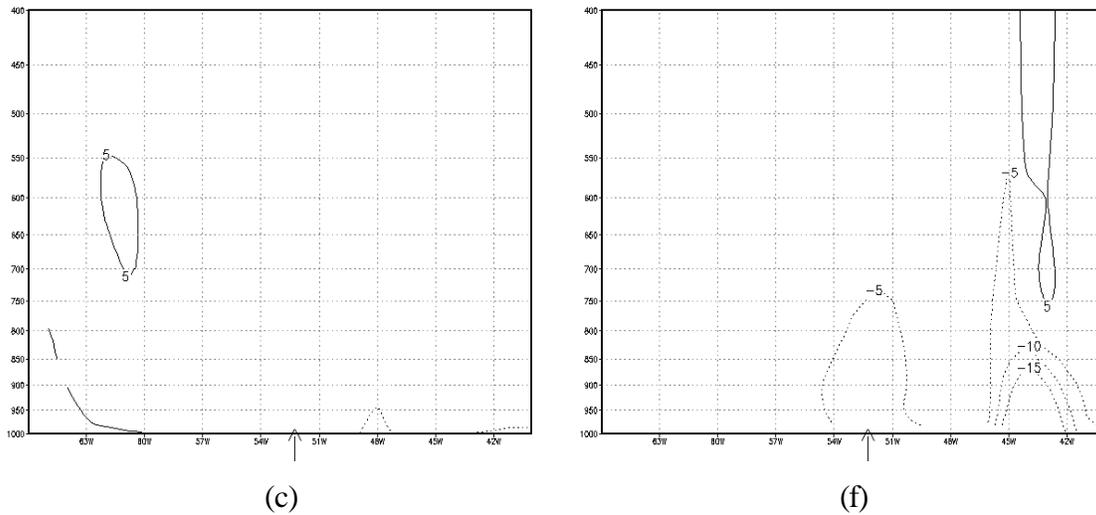


Fig. 4.23 - Conclusão.

A LCL tem o efeito de aumentar e de diminuir Z acima e abaixo dela, respectivamente. No caso da ausência dos FCL provocar diminuição da LCL, então, tem-se diferenças positivas e negativas acima e abaixo do nível de condensação, respectivamente. Comparando-se as diferenças de Z devido a ausência dos FCT, FCL e FCS, verifica-se é observado que a maior contribuição vem da ausência do FCL, pois a ausência dos FCS geraram apenas diferenças de -15 m. As 00 UTC do dia 30/05 em 44 °W (Figuras 4.23 c e f), observa-se diferenças de Z positivas acima de 800 hPa e negativas abaixo deste nível (de 5 m e 25 m, respectivamente). Logo, o tipo de configuração encontrado nos perfis verticais das diferenças de Z pode ser associado à menor LCL (Figura 4.23), o que pode ser embasado pelos resultados de Carrara et al. (1999), que calculando a diferença entre os campos gerados pelo EXP de controle e o EXP que não continha a precipitação convectiva, obtiveram diferenças positivas e negativas de Z em altos níveis e baixos níveis, respectivamente. Bosart e Lin (1984) calcularam as tendências de Z em 1000 hPa devido aos FCS e obtiveram valores inferiores a $-80 \text{ m} \text{ g} \text{ h}^{-1}$ na região próxima a costa leste dos EUA. Estes valores são maiores do que os encontrados nas Figuras 4.21, 4.22 e 4.23, provavelmente devido as aproximações feitas por Bosart e Lin (1984), os quais consideraram o aquecimento gerados pelos FCS restrito a camada 1000-850 hPa.

c) Sobre a Velocidade Vertical

A velocidade vertical começou a ser influenciada pela ausência dos FCT somente após 24 h de simulação, quando verificou-se uma diminuição da ordem de $-0,5 \text{ Pa s}^{-1}$ no setor leste do ciclone (Figuras 4.24 a). No final da simulação (Figura 4.24 d), observou-se diferenças de ω da ordem de $-0,8 \text{ Pa s}^{-1}$ no sul e sudeste do ciclone, região onde apareceram as maiores diferenças de PNM, Z e PAT (como será discutido no item e). As diferenças de ω devido à ausência dos FCL são similares às diferenças devido a ausência dos FCT como, pode ser visto nas Figuras 4.24 b-e. Isto era de se esperar, uma vez que os FCL são maiores contribuintes para FCT. Com relação à ausência dos FCS, as diferenças de ω são da ordem de $0,4 \text{ Pa s}^{-1}$ somente no final da simulação (Figura 4.24 f). Assim, pode-se concluir que na ausência dos FCT, FCL e FCS, a velocidade vertical tende a diminuir, principalmente na região sudeste do ciclone.

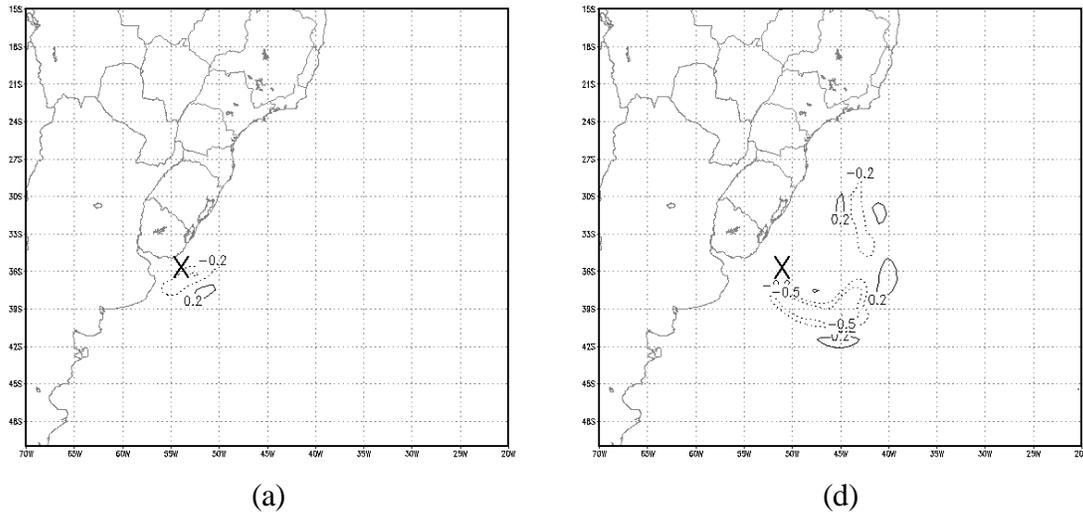


Fig. 4.24 - Campos de diferença de ω (Pa s^{-1}) em 500 hPa, para 29/05 as 12 UTC entre: a) EXP CON99 e SFCT99, b) EXP CON99 e SFCL99, c) EXP CON99 e SFCS99 e para o dia 30/05 as 00 UTC entre: d) EXP CON99 e SFCT99, e) EXP CON99 e SFCL99, f) EXP CON99 e SFCS99. IC = $0,4 \text{ Pa s}^{-1}$. Também está plotada a isolinha de $-0,1 \text{ Pa s}^{-1}$ e $0,1 \text{ Pa s}^{-1}$. O X indica a posição do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

(continua)

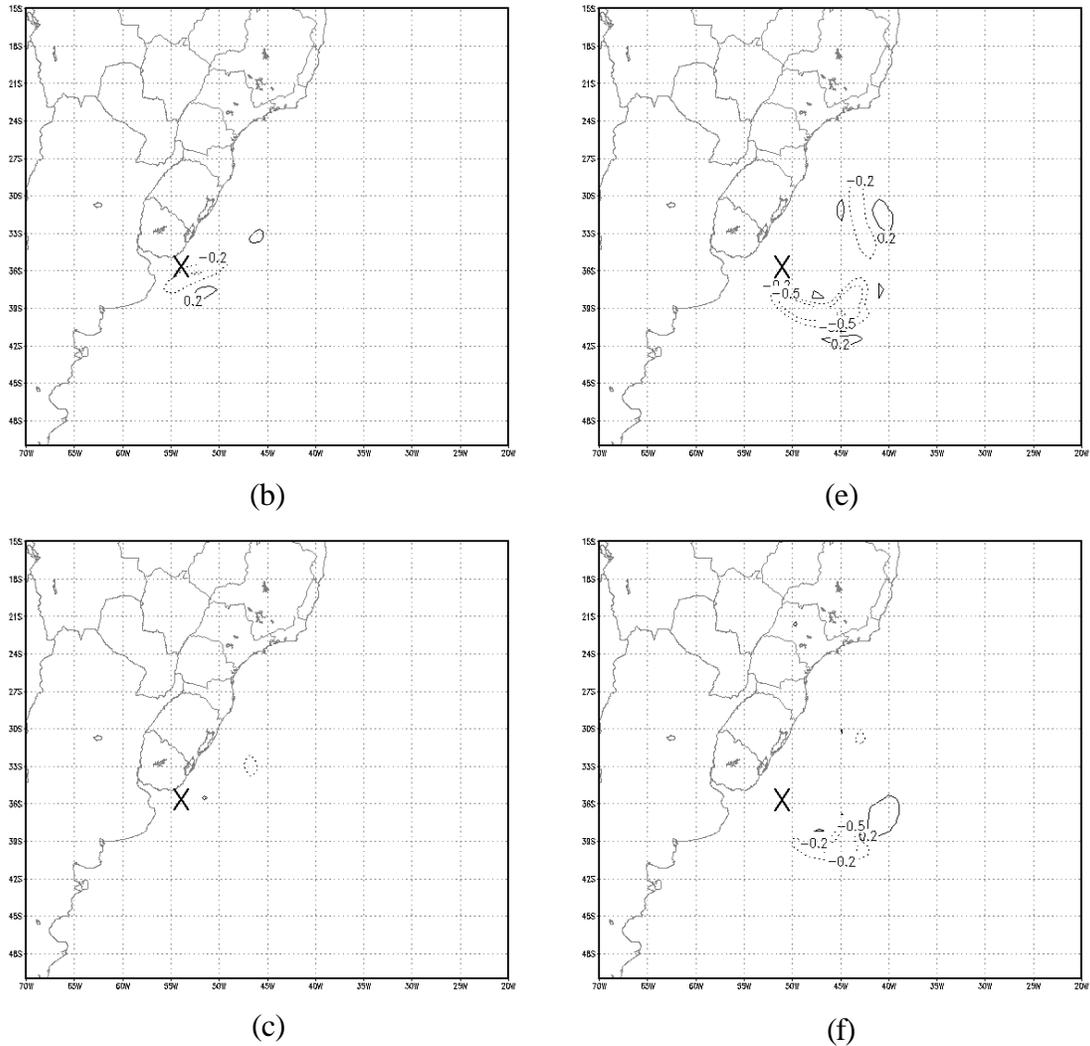


Fig. 4.24 - Conclusão.

d) Sobre o Campo de Vento

As maiores diferenças no campo de vento em 850 hPa nos EXP sem FCT, FCL e FCS, são encontradas próximo e à leste do ciclone em superfície (Figura 4.25). Na ausência dos FCT as maiores diferenças são verificadas na região sudeste do ciclone, com menor intensidade, na região noroeste. Como a diferença de vento mostrou uma circulação ciclônica na região do ciclone, conclui-se que a magnitude do vento diminuiu na ausência dos FCT. No anticiclone, como a circulação resultante também foi ciclônica, isto indica que a circulação associada ficou mais intensa na ausência dos FCT. Como a maior contribuição para o FCT vem dos FCL, os campos de diferenças de vento em

850 hPa entre os experimentos sem FCT e sem FCL (Figura 4.25 a e b, respectivamente), são similares. É observado que os FCL afetaram mais a circulação associada ao ciclone e os FCS afetaram mais a circulação associada ao anticiclone. Assim, verifica-se que a ausência dos fluxos de calor em superfície desintensifica a circulação associada ao ciclone e intensifica a circulação do anticiclone. Estes resultados mostram que os fluxos de calor em superfície diminuíram a velocidade do vento em 850 hPa, o que concorda com os resultados das simulações de Cione e Raman (1995), que obtiveram redução de 20-40 % na velocidade do vento devido a ausência dos FCT.

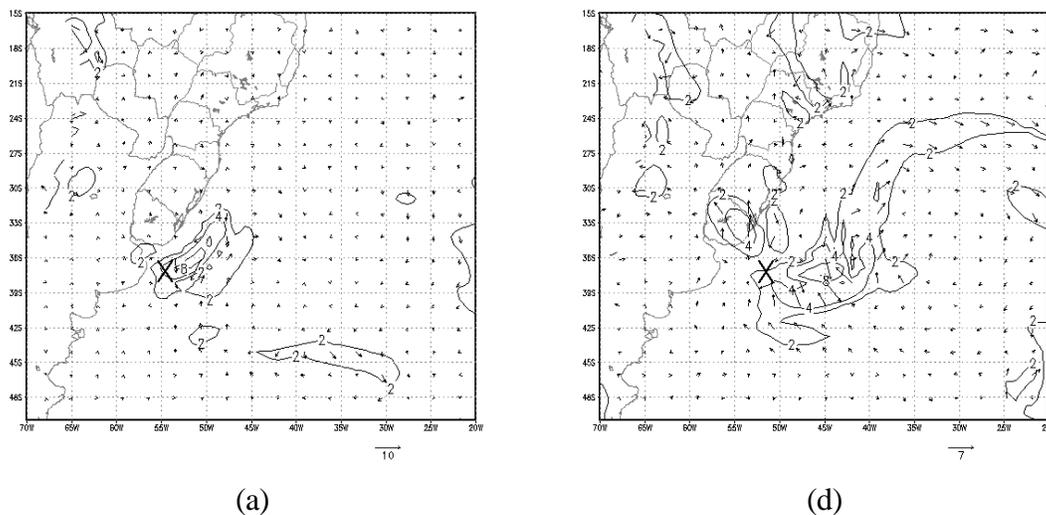


Fig. 4.25 - Campos de diferença de vento (m s^{-1}) em 850 hPa, para 29/05 as 12 UTC entre: a) EXP CON99 e SFCT99, b) EXP CON99 e SFCL99, c) EXP CON99 e SFCS99, e para o dia 30/05 as 00 UTC, entre: d) EXP CON99 e SFCT99, e) EXP CON99 e SFCL99, f) EXP CON99 e SFCS99. IC = 2 m s^{-1} . O X indica a posição do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

(continua)

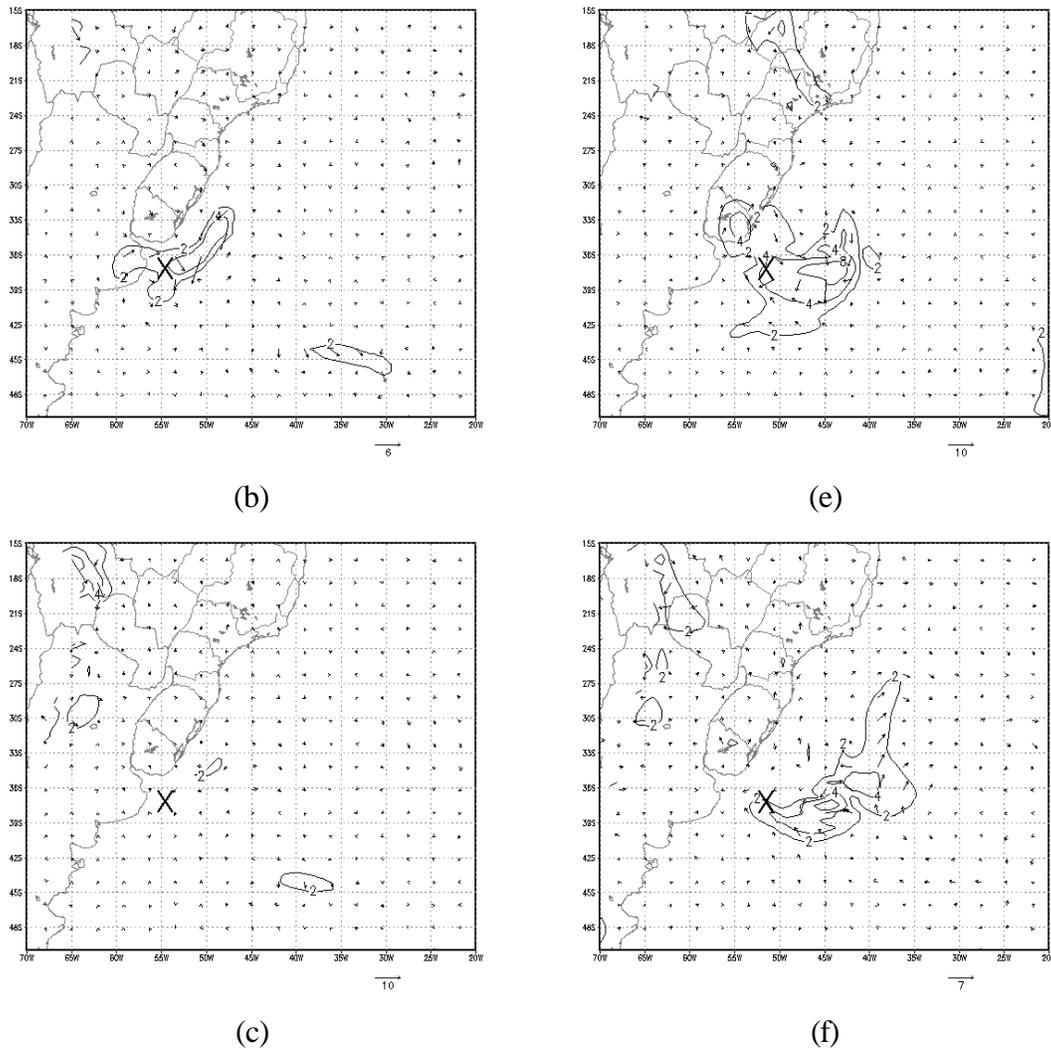


Fig. 4.25 - Conclusão.

e) Sobre a Precipitação Acumulada

O efeito dos fluxos de calor em superfície na PAT podem ser vistos na Figura 4.26. Com 24 h de simulação, observa-se na costa do RS e Uruguai uma região de diferenças de PAT da ordem de $5 \text{ mm } 12 \text{ h}^{-1}$ (Figura 4.26 a). Esta diferença aumenta com o decorrer da simulação e se estende de sudoeste até nordeste do ciclone, atingindo um máximo de $-35 \text{ mm } 12 \text{ h}^{-1}$ na parte sudoeste do ciclone (Figura 4.26 d). Considerando os 2 tipos de precipitações individualmente (PAC e PAGE), verifica-se que a ausência dos

FCT reduziu a PAC durante toda a simulação e em todo o domínio (Figuras 4.26 b e e). A análise dos campos de PAGE mostrou regiões de aumento de precipitação, principalmente no centro do ciclone as 12 UTC do dia 29/05 (Figura 4.26 c) e as 00 UTC do dia 30/05 (Figura 4.26 f)

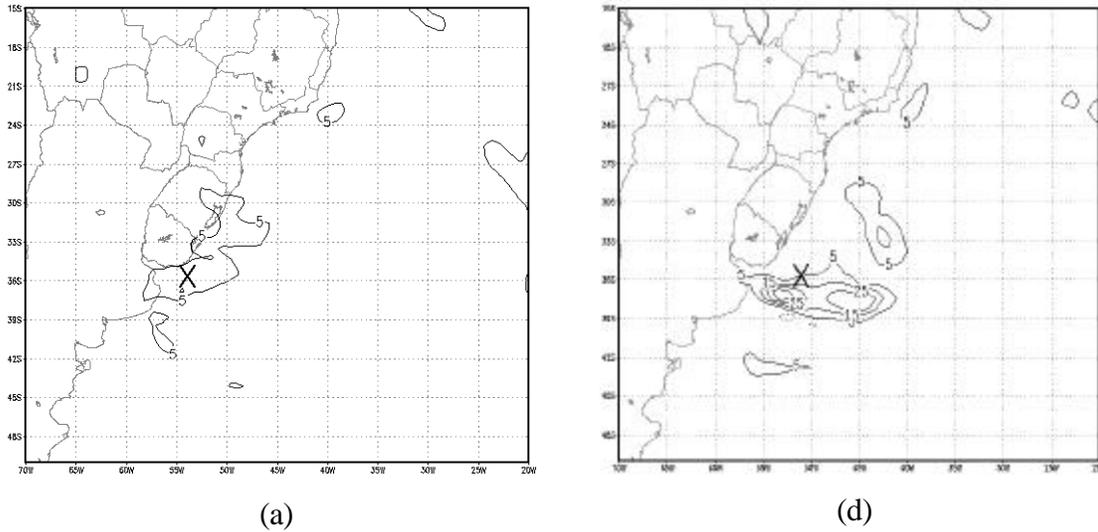


Fig. 4.26 - Campos de diferença de precipitação acumulada ($\text{mm } 12 \text{ h}^{-1}$) entre os EXP CON99 e EXP SFCT99: PAT para: a) 29/05/99 as 12 UTC e d) 30/05/99 as 00 UTC. PAC para: b) 29/05/99 as 12 UTC, e) 30/05/99 as 00 UTC. PAGE para: c) 29/05/99 as 12 UTC, f) 30/05/99 as 00 UTC. IC = $10 \text{ mm } 12 \text{ h}^{-1}$. O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99

(continua)

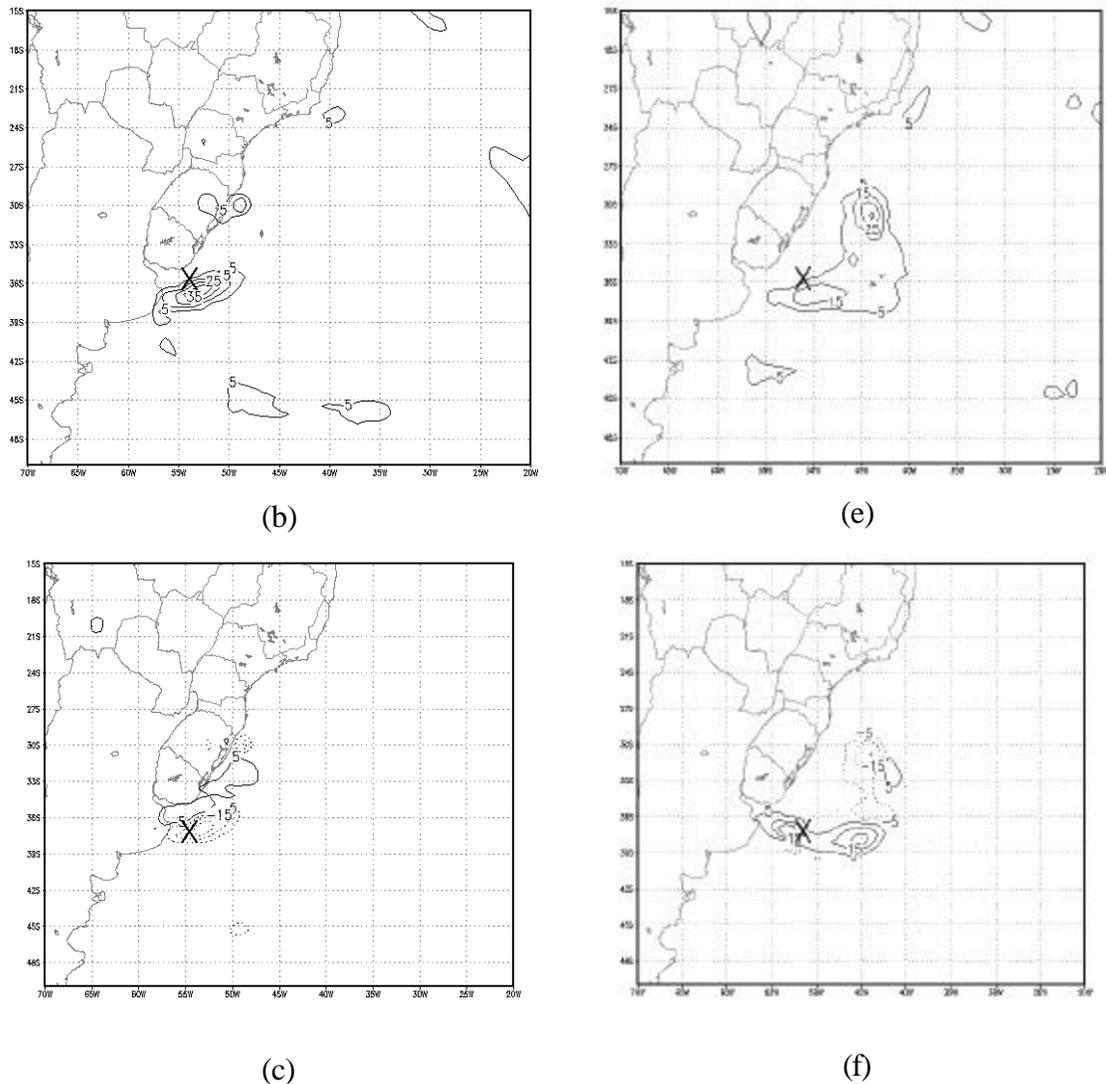


Fig.4.26 - Conclusão.

Na parametrização da precipitação do modelo MAL-JAPA, primeiro se calcula a PAC e, em seguida, a PAGE. Algumas vezes ocorre muita precipitação convectiva e, por esta razão, a precipitação de grande escala (PAGE) fica muito reduzida. Quando da ausência dos FCT, o modelo MAL-JAPA simula menos PAC, deixando mais quantidade de vapor d'água na atmosfera, permitindo, assim, que a única condição para “disparar” a PAGE (isto é, supersaturação) ocorra mais facilmente.

Os FCL foram mais importantes em gerar diferenças de precipitação do que os FCS (Figuras 4.27 e 4.28), e as diferenças geradas por sua ausência apresentaram diminuição

de PAT, PAC e PAGE, com um padrão similar ao gerado pela ausência dos FCT, e algumas regiões mostrando diferenças negativas de PAGE. A diferença mais marcante entre estes campos foi encontrada no campo de diferenças de PAT gerados sem FCS, onde há diferenças negativas no final das 36 h de simulação (Figura 4.28 d), indicando haver mais precipitação no EXP SFCS99 do que no EXP CON99. Estes resultados estão em concordância com aqueles obtidos por Leslie et al. (1987) e Holt et al. (1990). Os resultados de Anthes et al. (1983), Bosart e Lin (1984), Atlas (1987), Uccellini et al. (1987), Chen e Dell'osso (1987) e Nuss e Anthes (1987) mostraram que o efeito dos FCT é de aumentar a precipitação.

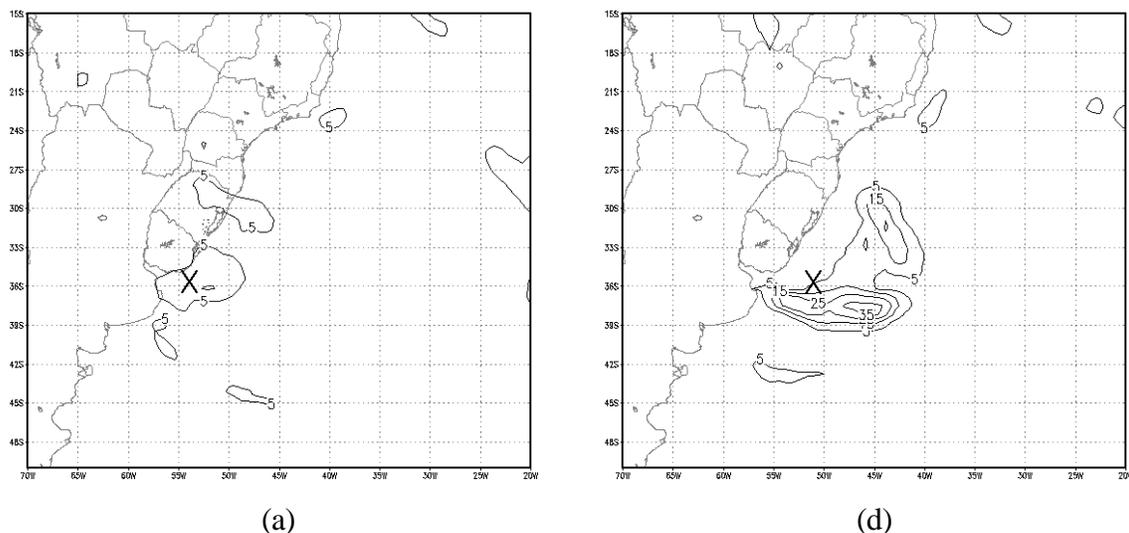
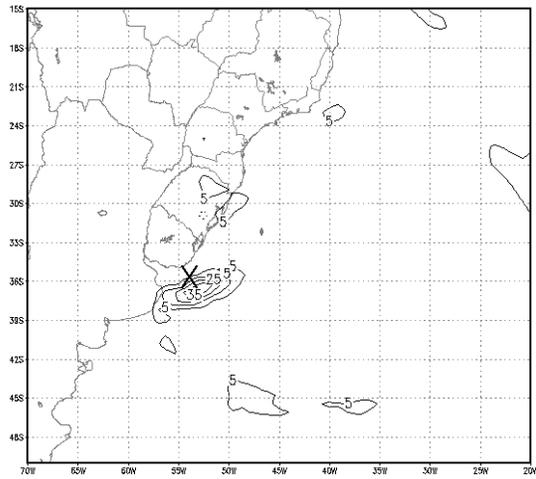
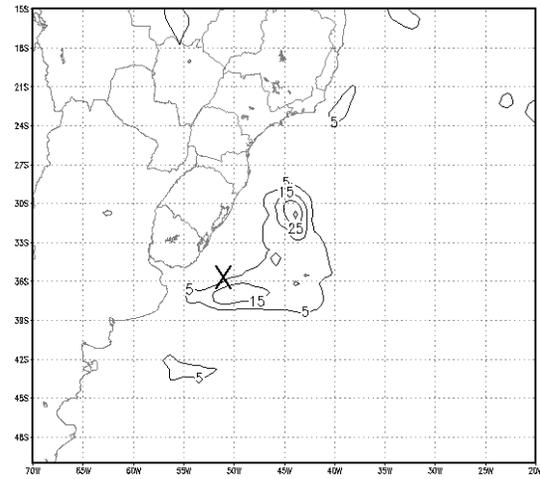


Fig. 4.27 – Campos de diferença de precipitação acumulada ($\text{mm } 12 \text{ h}^{-1}$) entre os EXP CON99 e EXP SFCL99: PAT para: a) 29/05/99 as 12 UTC e d) 30/05/99 as 00 UTC. PAC para: b) 29/05/99 as 12 UTC, e) 30/05/99 as 00 UTC. PAGE para: c) 29/05/99 as 12 UTC, f) 30/05/99 as 00 UTC. IC = $10 \text{ mm } 12 \text{ h}^{-1}$. O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99

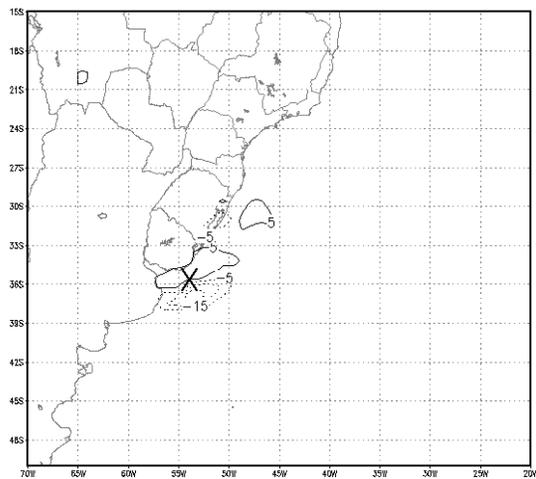
(continua)



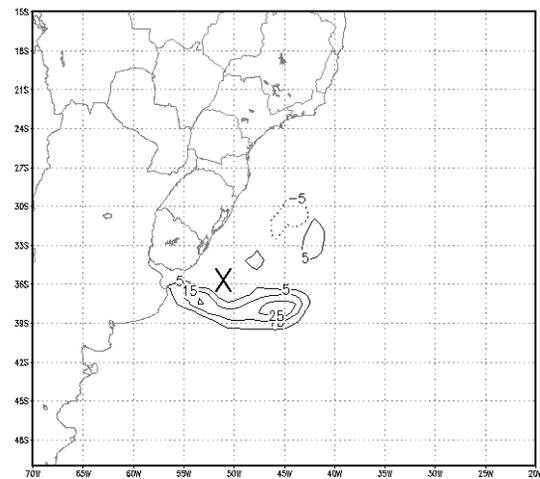
(b)



(e)



(c)



(f)

Fig. 4.27 – Conclusão.

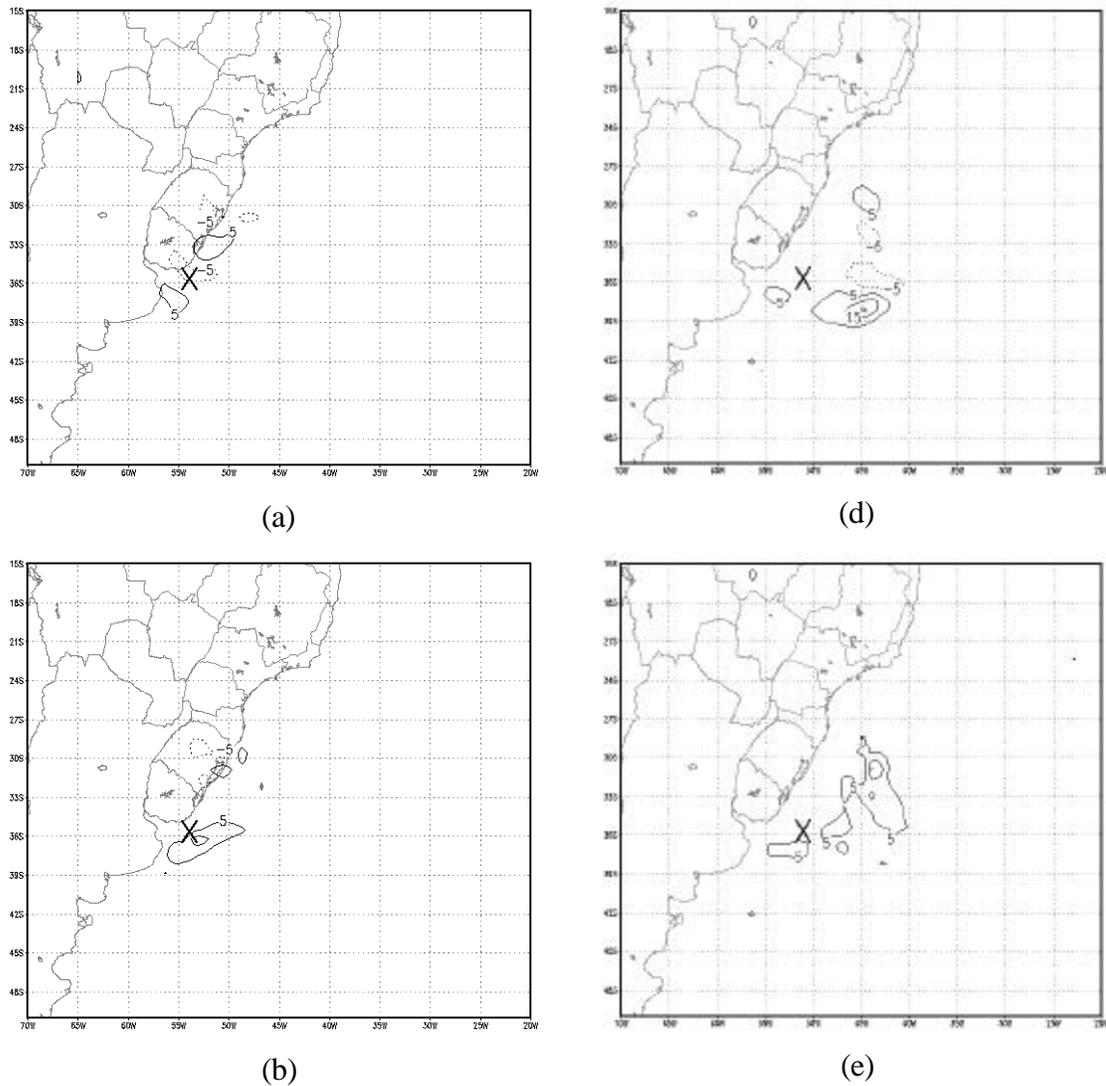
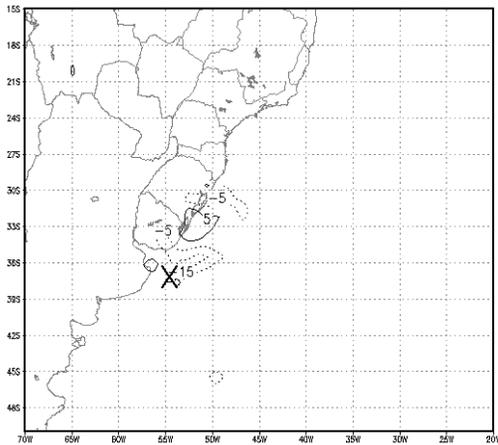
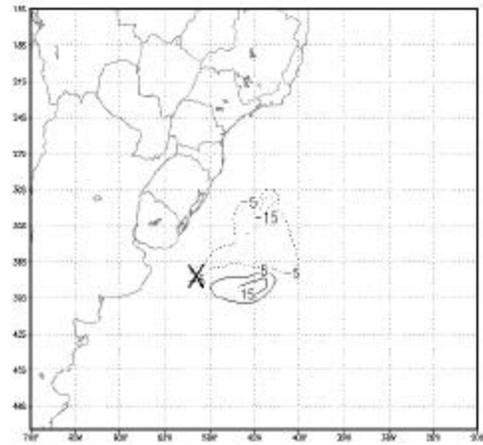


Fig. 4.28 – Campos de diferença de precipitação acumulada ($\text{mm } 12 \text{ h}^{-1}$) entre os EXP CON99 e EXP SFCS99: PAT para: a) 29/05/99 as 12 UTC e d) 30/05/99 as 00 UTC. PAC para: b) 29/05/99 as 12 UTC, e) 30/05/99 as 00 UTC. PAGE para: c) 29/05/99 as 12 UTC, f) 30/05/99 as 00 UTC. IC = $10 \text{ mm } 12 \text{ h}^{-1}$. O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99

(continua)



(c)



(f)

Fig. 4.28 – Conclusão.

f) Sobre a temperatura potencial

A ausência dos FCT foi gerar diferenças no campo de θ em 850 hPa, que alcançam valores da ordem de 2 K após 24 h de simulação nos setores sul e sudeste do ciclone (Figura 4.29 a). No fim da simulação, estas diferenças aumentam, apresentando dois centros de máximos valores de θ , um principal no sudeste do ciclone e um secundário no noroeste do sistema, da ordem de 7 K e 5 K, respectivamente (Figuras 4.29 d). A ausência de FCT diminuiu θ em quase todo o domínio sendo, em parte, resultado da menor precipitação simulada pelo EXP SFCT99. A maior contribuição para as diferenças em θ foi devido à ausência dos FCL, onde também é observado dois centros de máximos valores de θ , da ordem de 5 K e 3 K na região noroeste e sudeste do ciclone, respectivamente (Figuras 4.29 b e e). O FCS apresentaram os maiores efeitos no setor do máximo principal de diferenças de θ , com diferenças de 5 K (Figura 4.29 f). Assim, verifica-se que a ausência dos FCT, FCL e FCS geraram diminuição de θ na região do ciclone, principalmente devido à menor LCL e, em menor grau, devido à ausência dos FCS. Este resultado concorda com os obtidos por Nuss e Kamikawa (1990), os quais encontraram que o principal efeito dos FCT foi aumentar θ_e na região

dianteira do ciclone resultando, assim, em instabilidade simétrica (levantamento inclinado, importante na presença de cisalhamento vertical e horizontal) que auxiliou o desenvolvimento do ciclone.

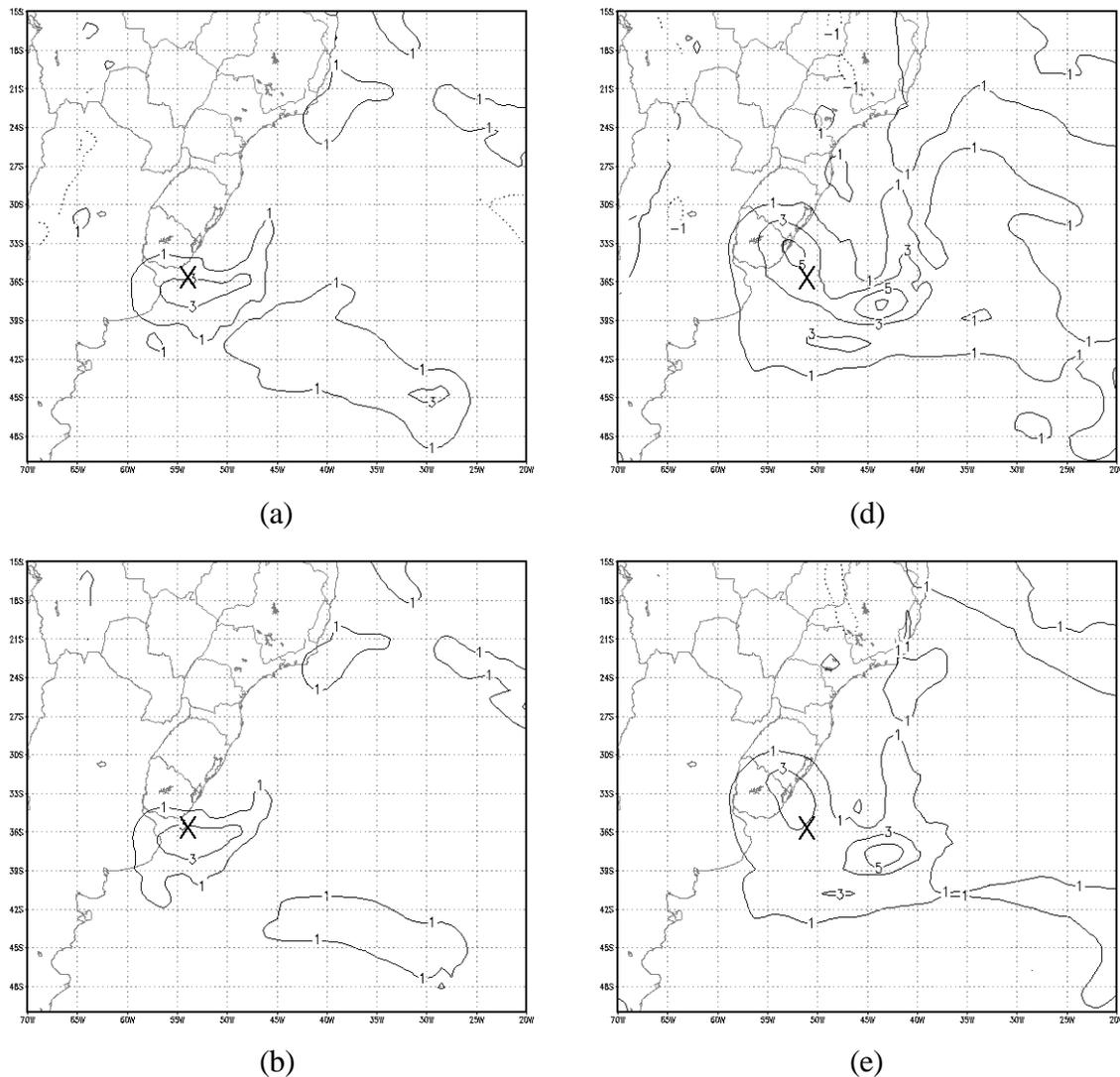


Fig. 4.29 - Campos de diferença de θ (em K) em 850 hPa, para 29/05 as 12 UTC entre: a) EXP CON99 e SFCT99, b) EXP CON99 e SFCL99, c) EXP CON99 e SFCS99, e para o dia 30/05 as 00 UTC, entre: d) EXP CON99 e SFCT99, e) EXP CON99 e SFCL99, f) EXP CON99 e SFCS99. IC = 2 K. O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

(continua)

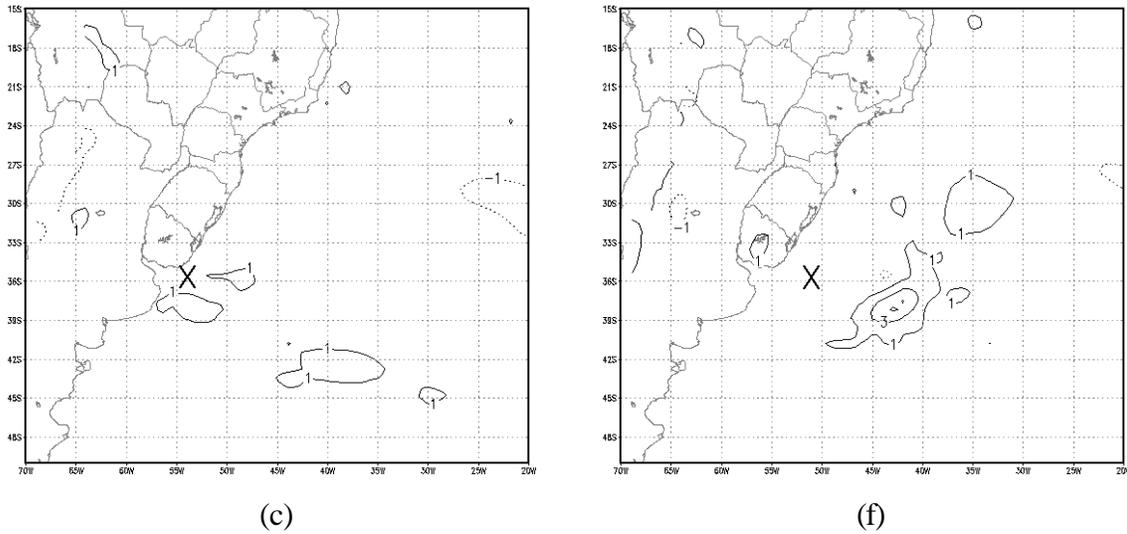


Fig. 4.29 - Conclusão.

a análise do perfil vertical da diferença de θ entre os EXP CON99 e EXP SFCT99 mostra diferenças de θ inicialmente em níveis inferiores a 950 hPa e, com o decorrer da simulação, estas se estendem na vertical. Abaixo de 950 hPa, as 00 UTC do dia 29/05, observam-se valores de -3 K próximo a costa (Figura 4.30 a), na região onde os FCT são positivos. Após 24 h de simulação sem FCT, em baixos níveis há diferenças negativas de θ sobre o continente, da ordem de -3 K, provavelmente devido a ocorrência de FCS negativos sobre o continente. Sobre o oceano em baixos níveis, após 24 h de simulação verifica-se diferenças positivas de até 5 K, as quais aumentaram até 9 K no final da simulação.

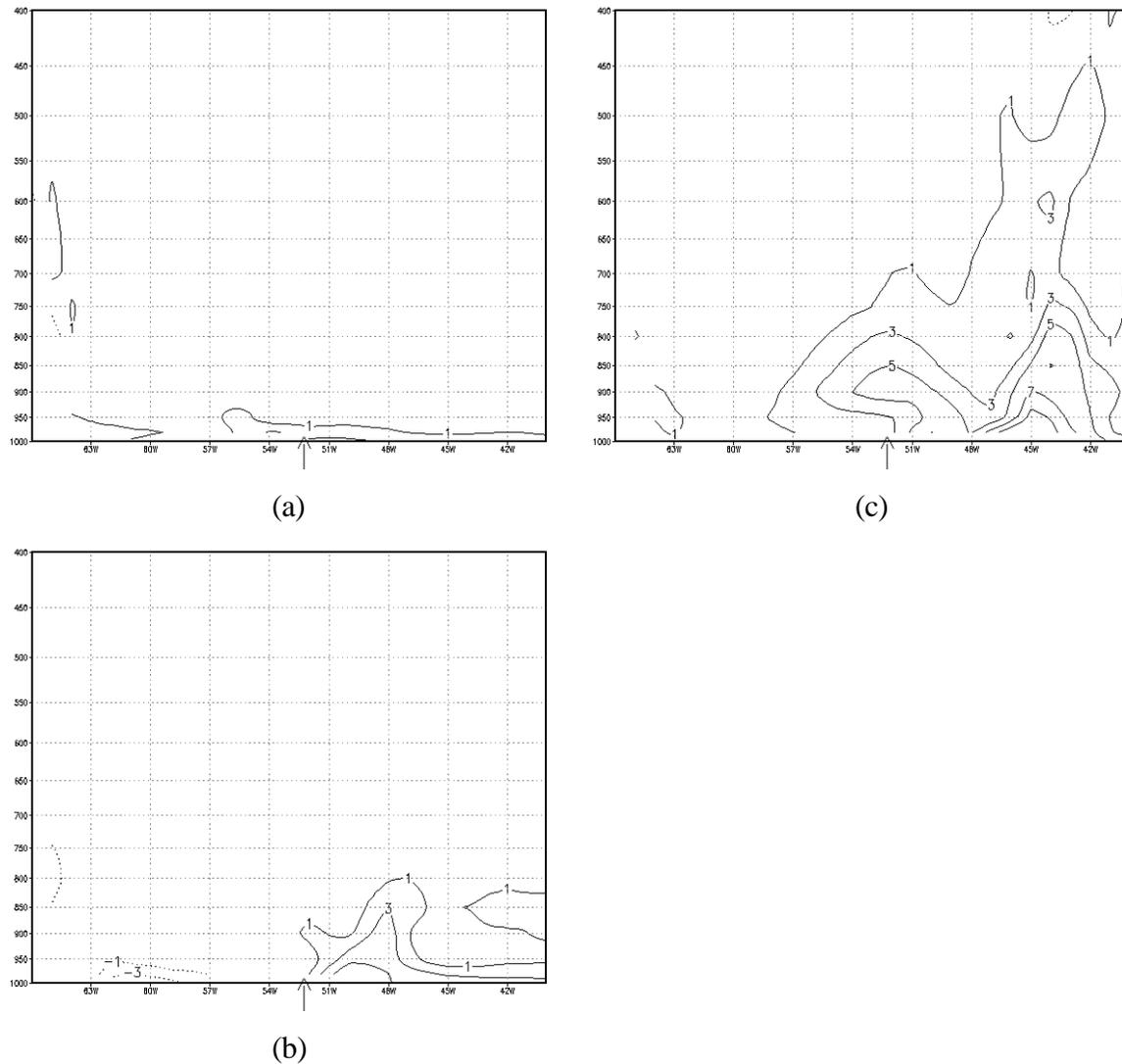


Fig. 4.30 - Perfil vertical da diferença de θ (em K) entre os EXP CON99 e EXP SFCT99, para: a) 29/05/99 as 00 UTC, b) 29/05/99 as 12 UTC, c) 30/05/99 as 00 UTC. IC = 2 K. A seta (\uparrow) no eixo x indica o limite entre o continente (à esquerda) e o oceano (à direita).

Comparando-se os perfis verticas de diferença de θ entre os EXP CON99, EXP SFCL99 e EXP SFCS99 verifica-se que, no inicio da simulação, as diferenças em θ são observadas em baixos níveis devido à ausência de FCS e, com o decorrer da simulação, estas estendem-se verticalmente devido à menor LCL gerada pela ausência dos FCL e FCS.

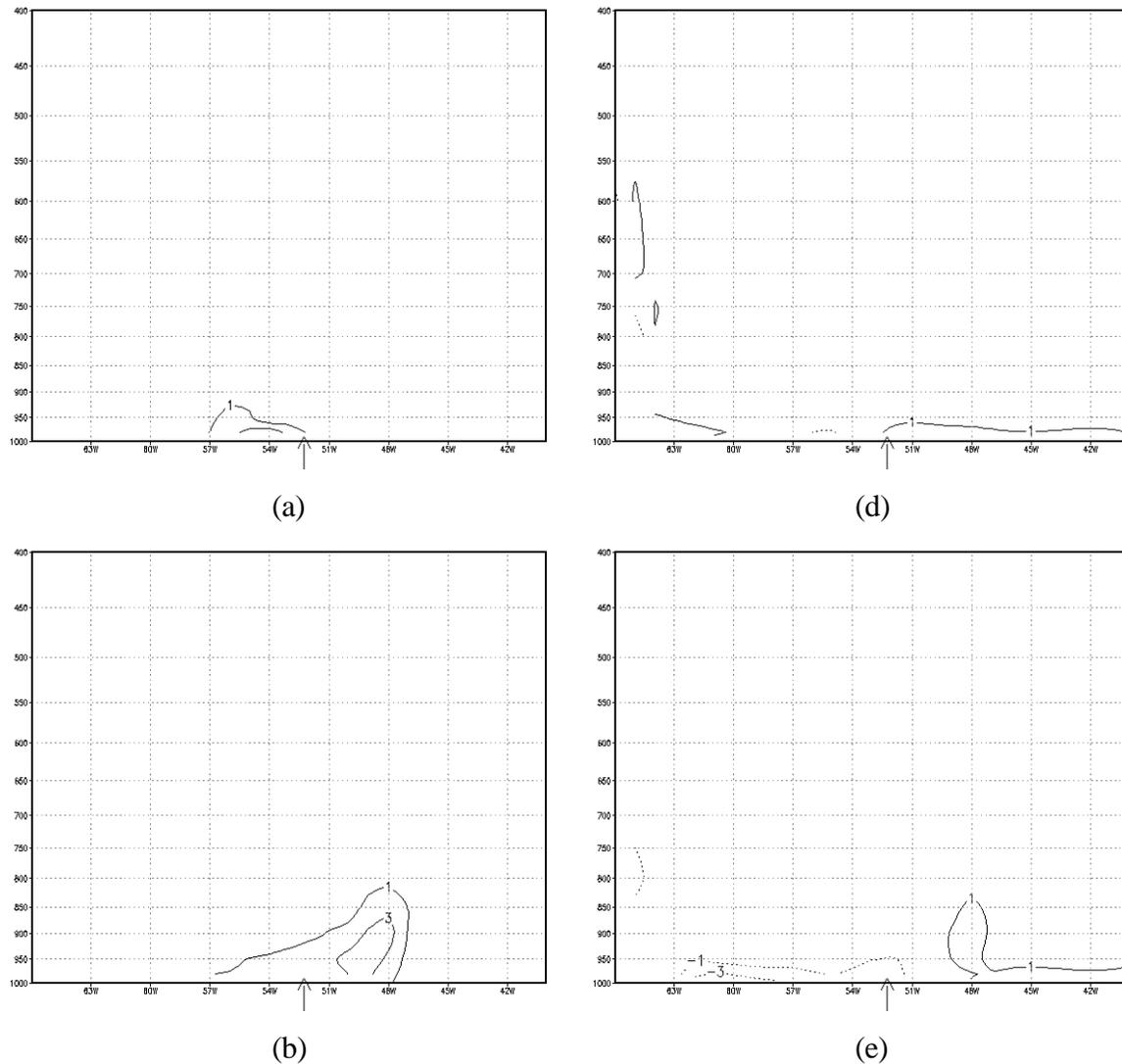


Fig. 4.31 – Perfil vertical de diferença de θ (em K) entre os EXP CON99 e EXP SFCL99, para: a) 29/05/99 as 00 UTC, b) 29/05/99 as 12 UTC c) 30/05/99 as 00 UTC; e entre os EXP CON99 e EXP SFCS99, para: d) 29/05/99 as 00 UTC, e) 29/05/99 as 12 UTC, f) 30/05/99 as 00 UTC. IC = 2 K. A seta (\uparrow) no eixo x indica o limite entre o continente (à esquerda) e o oceano (à direita).

(continua)

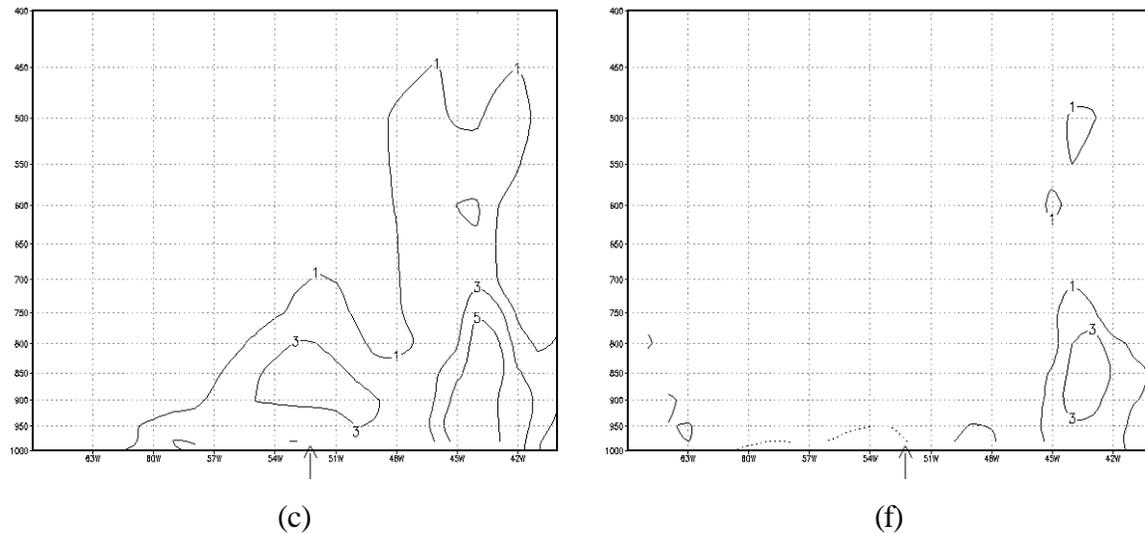
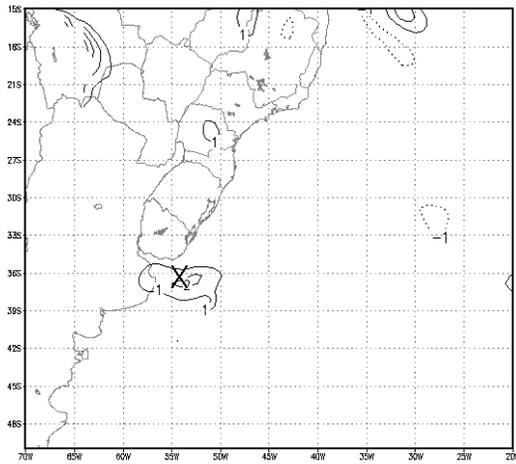


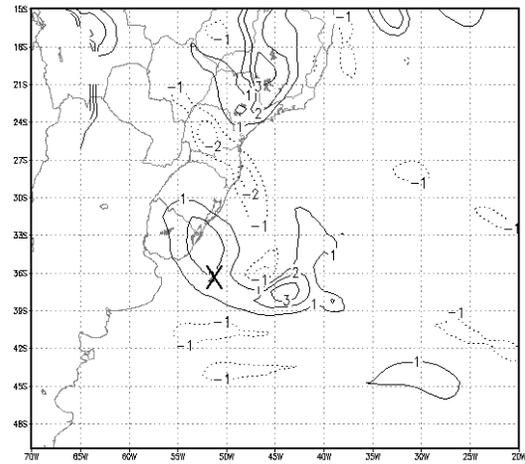
Fig. 4.31 - Conclusão.

g) Sobre a umidade específica

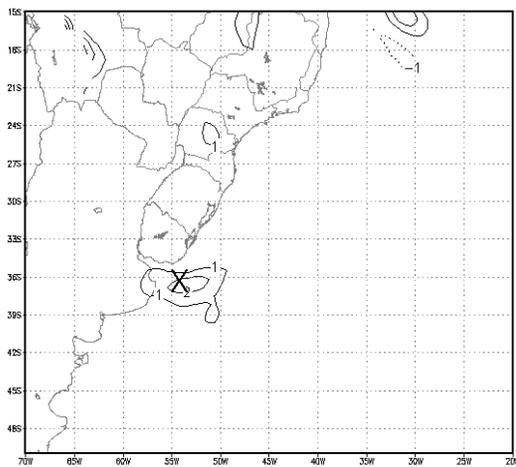
No dia 29/05 as 12 UTC a ausência dos FCT gerou efeitos consideráveis no campo de umidade específica em 850 hPa, apresentando diferenças de 2 g kg^{-1} no centro e sudeste do ciclone e na região em torno de $16^\circ\text{S}/31^\circ\text{W}$ (Figura 4.32 a). No final da simulação, diferenças positivas e negativas distribuem-se sobre o domínio com dois centros de máximos na região do ciclone (Figura 4.32 d): um principal de 3 g kg^{-1} e o secundário de 2 g kg^{-1} localizaram-se nas regiões sudeste e noroeste do sistema, respectivamente. A maior contribuição para a diferença de umidade específica foi devido à ausência dos FCL do que pela ausência dos FCS. Nos três EXP sem fluxos, observa-se um centro de máxima diferença de umidade específica de 3 g kg^{-1} sobre o sul do Estado de MG e uma região de 2 g kg^{-1} se estendendo para nordeste até o litoral do Estado da BA (Figura 4.32 d-f).



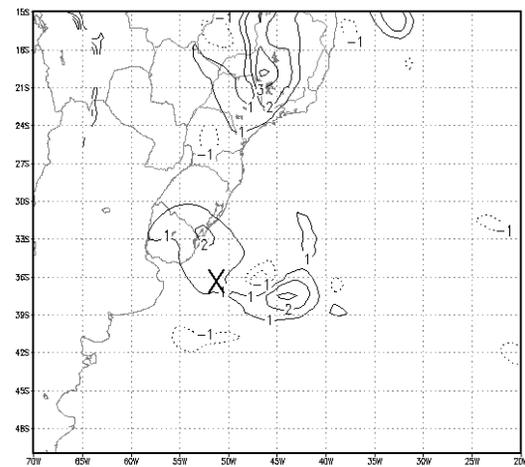
(a)



(d)



(b)



(e)

Fig. 4.32 - Campos de diferença de q (g kg^{-1}) em 850 hPa, para dia 29/05 as 12 UTC entre: a) EXP CON99 e SFCT99, b) EXP CON99 e SFCL99, c) EXP CON99 e SFCS99, e para o dia 30/05 as 00 UTC, entre: d) EXP CON99 e SFCT99, e) EXP CON99 e SFCL99, f) EXP CON99 e SFCS99. IC = 2 g kg^{-1} . O X indica a localização do centro em superfície do ciclone no EXP CON99.

(continua)

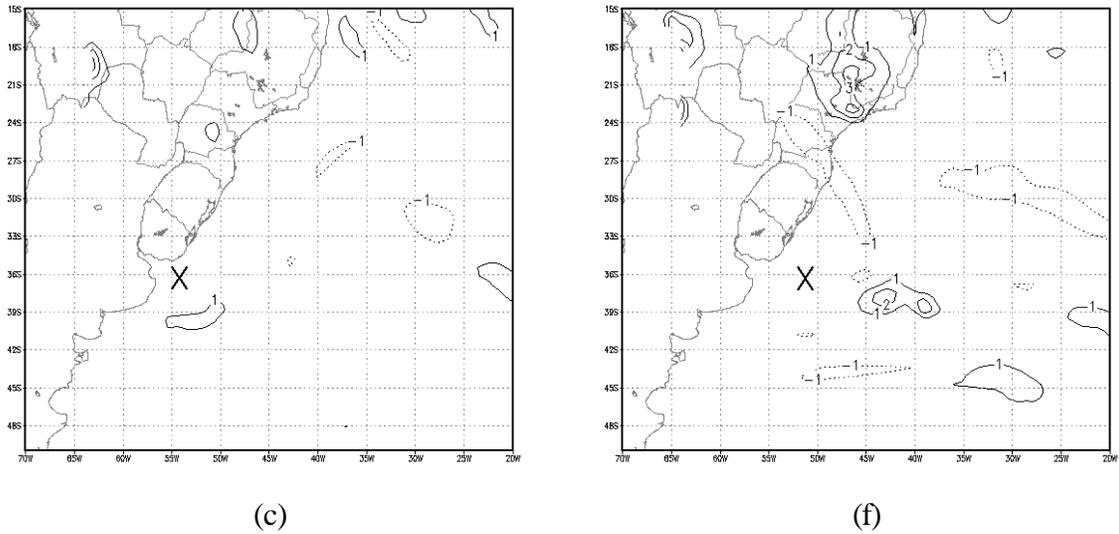


Fig. 4.32 - Conclusão.

Como ocorreu com o campo de θ na ausência de FCT, do início ao fim da simulação, a umidade específica também apresentou diferenças na camada inferior da troposfera, e se espalhou verticalmente (Figura 4.33). Nas primeiras 24 h de simulação, as diferenças na umidade específica ficaram sobre o oceano abaixo de 900 hPa com valores de 3 g kg^{-1} sobre o oceano (Figuras 4.33 a-b). No fim das 36 h de simulação a máxima diferença na troposfera inferior ocorreu sobre o oceano com magnitudes de 5 g kg^{-1} (Figura 4.33 c), enquanto, entre 750 hPa e 800 hPa, verifica-se máximas diferenças negativas de q , da ordem de -3 g kg^{-1} (Figura 4.33 c).

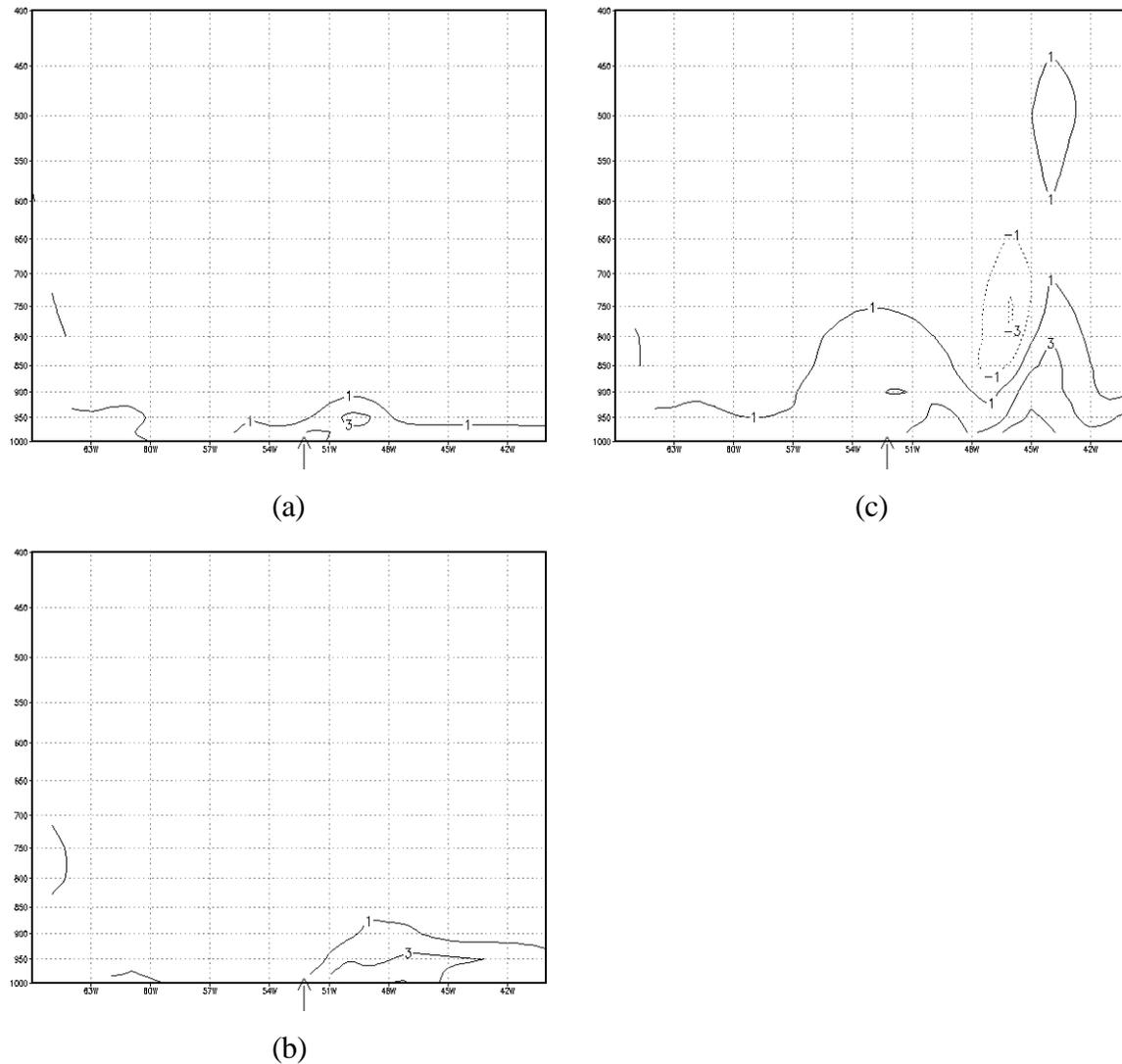


Fig. 4.33 - Perfil vertical da diferença de q (em g kg^{-1}) entre os EXP CON99 e EXP SFCT99, para: a) 29/05/99 as 00 UTC, b) 29/05/99 as 12 UTC, c) 30/05/99 as 00 UTC. $IC = 2 \text{ g kg}^{-1}$. A seta (\uparrow) no eixo x indica o limite entre o continente (à esquerda) e o oceano (à direita).

Como era de se esperar, a maior contribuição no campo de umidade específica foi devido à ausência dos FCL (Figuras 4.34 a-c), embora a ausência dos FCS também tenham contribuído (Figuras 4.34 d-f). Assim, os efeitos iniciais no campo de diferença de q foram sentidos em baixos níveis, indicando que a troposfera inferior ficou mais seca, ou seja, houve diminuição da instabilidade potencial. Com a troposfera inferior

potencialmente menos instável, houve redução do movimento vertical e de precipitação, gerando um ciclone menos intenso.

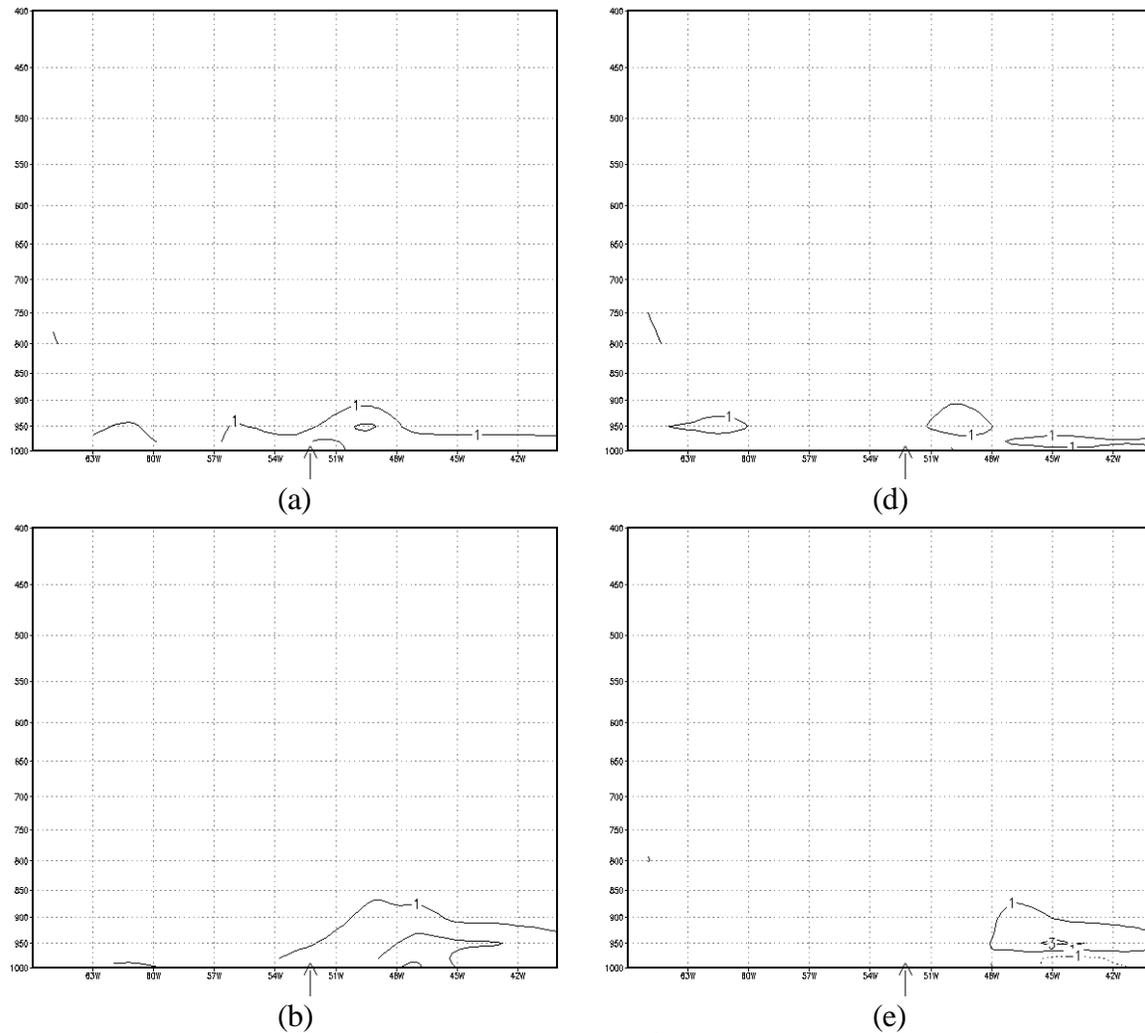


Fig. 4.34 – Perfil vertical da diferença de q (g kg^{-1}) entre os EXP CON99 e EXP SFCL99 para: a) 29/05 as 00 UTC, b) 29/05 as 12 UTC e c) 30/05/99 as 00 UTC; e entre os EXP CON99 e EXP SFCS99 para: e) 29/05 as 00 UTC, f) 29/05 as 12 UTC e g) 30/05/99 as 00 UTC. IC = 2 g kg^{-1} . A seta (\uparrow) no eixo x indica o limite entre o continente (à esquerda) e o oceano (à direita).

(continua)

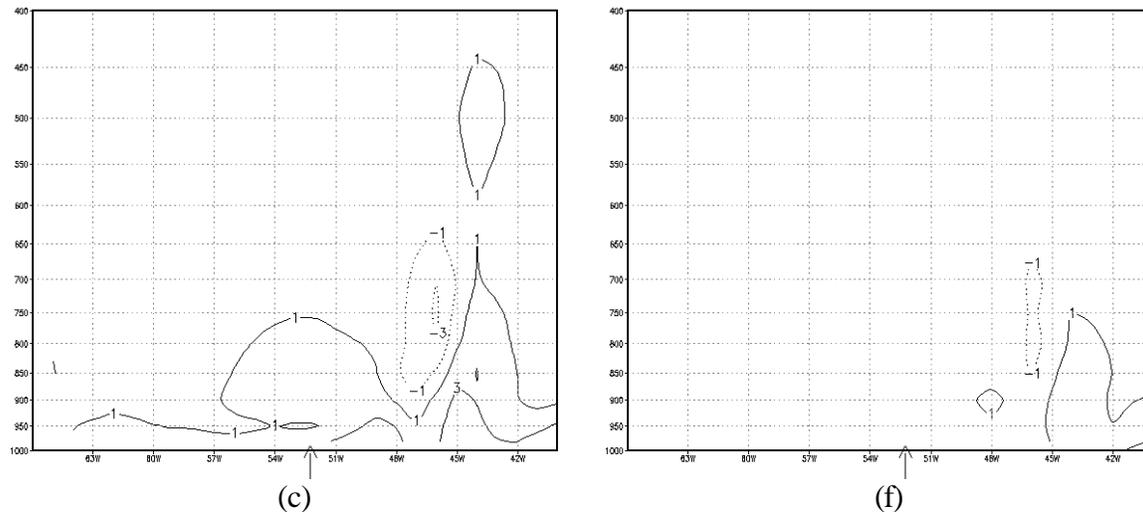
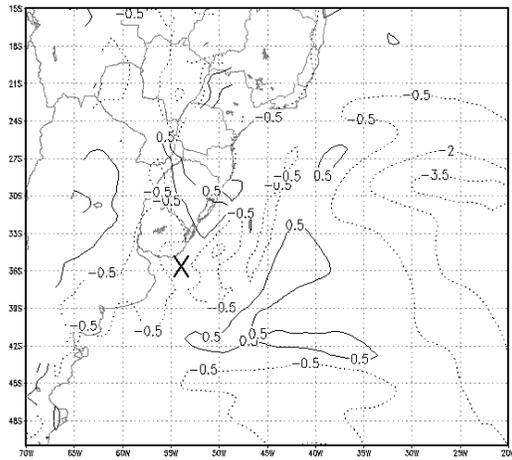


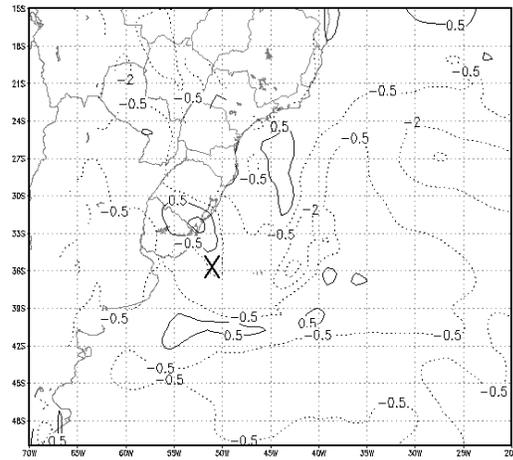
Fig. 4.34 - Conclusão.

h) Sobre a estabilidade estática

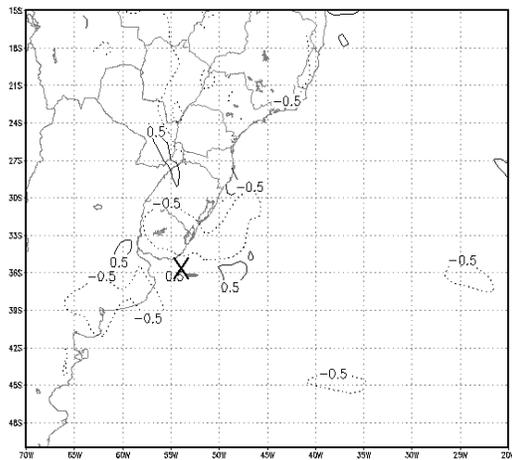
As diferenças de σ devido à ausência dos FCT aumentaram com o decorrer da simulação (Figura 4.35). As 12 UTC do dia 29/05 verifica-se próximo à costa do RS e Uruguai diferenças negativas de $-1,5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$ e, no norte do ciclone, diferenças positivas de $0,5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$ (Figura 4.35 a). Após 36 h de simulação, as diferenças negativas continuaram a dominar e, na região do ciclone tem-se diferenças de $-0,5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$ sobre a maior parte do sistema, com exceção do setor noroeste, onde observam-se diferenças de $1,5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$. Comparando-se os campos de diferenças de σ geradas pela ausência dos FCT, FCL e FCS (Figura 4.35), observa-se que, na região do ciclone os maiores efeitos sobre σ foram devidos à ausência dos FCL (Figuras 4.35 b e e) causado pela menor LCL, enquanto os efeitos dos FCS foram distribuídos verticalmente devido ao movimento ascendente. Na região do anticiclone sobre o Oceano Atlântico Sul, as diferenças em σ foram devido à ausência dos FCS (Figuras 4.35 c e f) pois, o movimento descendente associado, manteve o efeito dos FCS restrito aos baixos níveis. Assim, na ausência dos FCT, FCL e FCS a estabilidade estática tende a aumentar, dificultando a ocorrência de movimento vertical ascendente e, por consequência, diminuindo o desenvolvimento do ciclone em superfície.



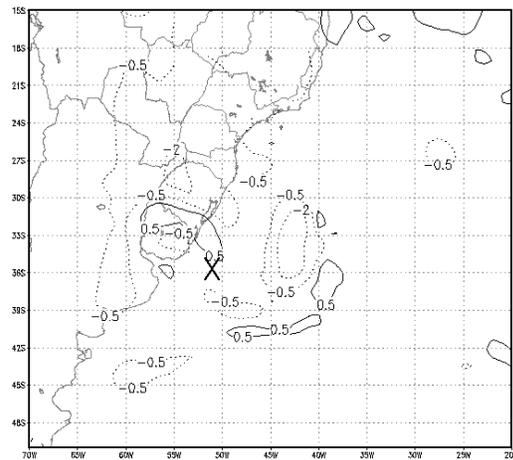
(a)



(d)



(b)



(e)

Fig. 4.35 - Campos de diferença de σ ($\text{m}^2 \text{s}^{-2} \text{Pa}^{-2}$) em 925 hPa, para o dia 29/05 as 12 UTC entre: a) EXP CON99 e EXP SFCT99, b) EXP CON e EXP SFCL99, c) EXP CON99 e EXP SFCS99, e para o dia 30/05 as 00 UTC, entre: d) EXP CON99 e EXP SFCT99, e) EXP CON99 e EXP SFCL99, f) EXP CON99 e EXP SFCS99. IC = $1,5 \times 10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-2} \text{Pa}^{-2}$. O X indica a localização do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

(continua)

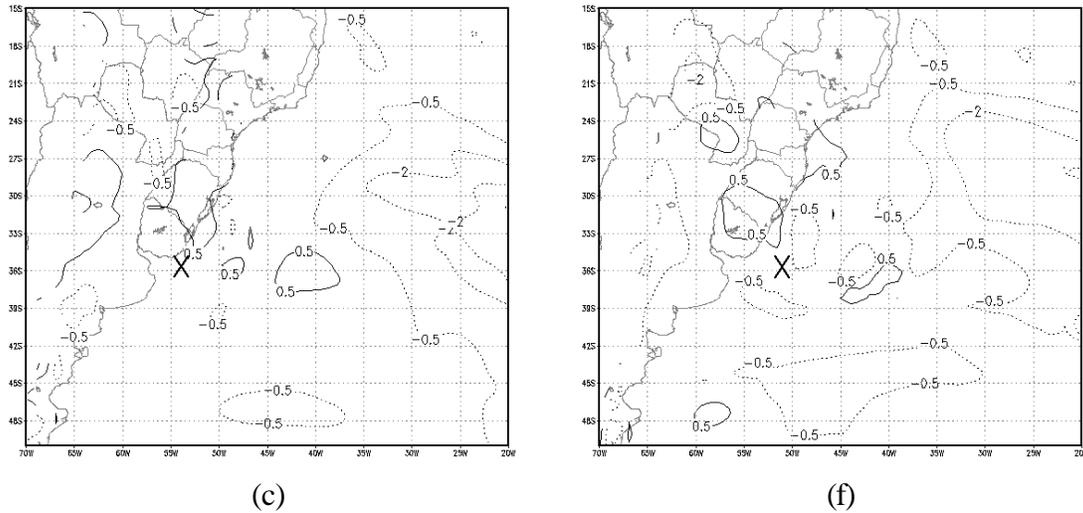
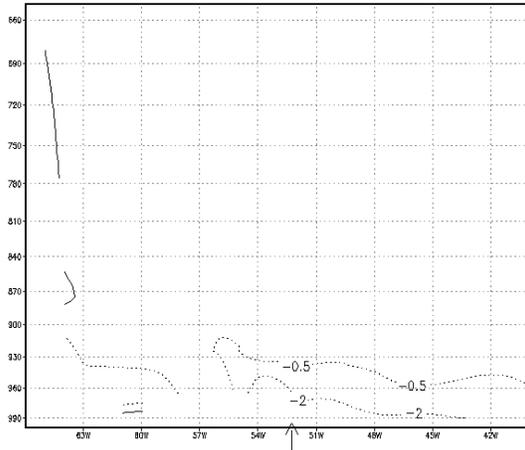
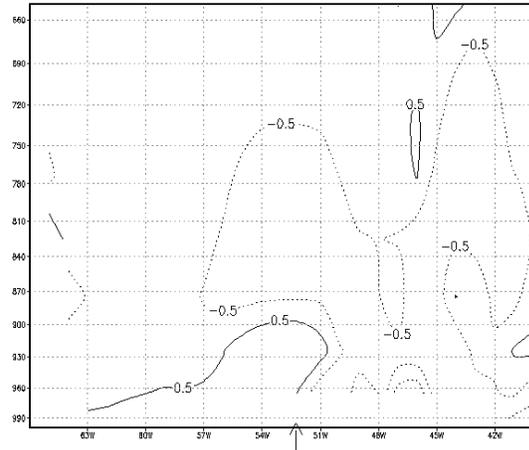


Fig. 4.35 - Conclusão.

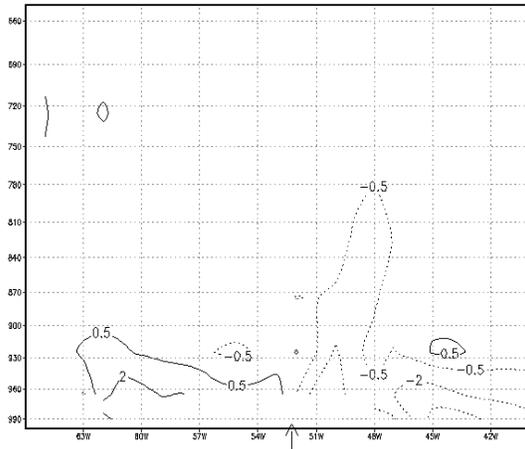
No perfil vertical de diferenças de σ , as diferenças são positivas sobre o continente e negativas sobre o oceano e, inicialmente, estas se manifestaram em baixos níveis, distribuindo-se verticalmente com o decorrer da simulação (Figuras 4.36 a-c). Este padrão ocorre porque os efeitos iniciais foram devidos à ausência dos FCS e, quando a LCL começa a ser afetada, surgem diferenças em níveis mais altos. Comparando-se as diferenças de σ geradas pela ausência de FCL e FCS (Figura 4.37), observa-se que os FCS tem maior efeito sobre o oceano em níveis mais baixos, enquanto a ausência dos FCL mostram efeitos distribuídas verticalmente.



(a)



(c)



(b)

Fig. 4.36 - Perfis verticais da diferença de σ (em $m^2 s^{-2} Pa^{-2}$), entre os EXP CON99 e EXP SFCT99, para: a) 29/05 as 00 UTC, b) 29/05 as 12 UTC e c) 30/05 as 00 UTC. $IC = 1,5 \times 10^{-6} m^2 s^{-2} Pa^{-2}$. A seta (\uparrow) no eixo x indica o limite entre o continente (à esquerda) e o oceano (à direita).

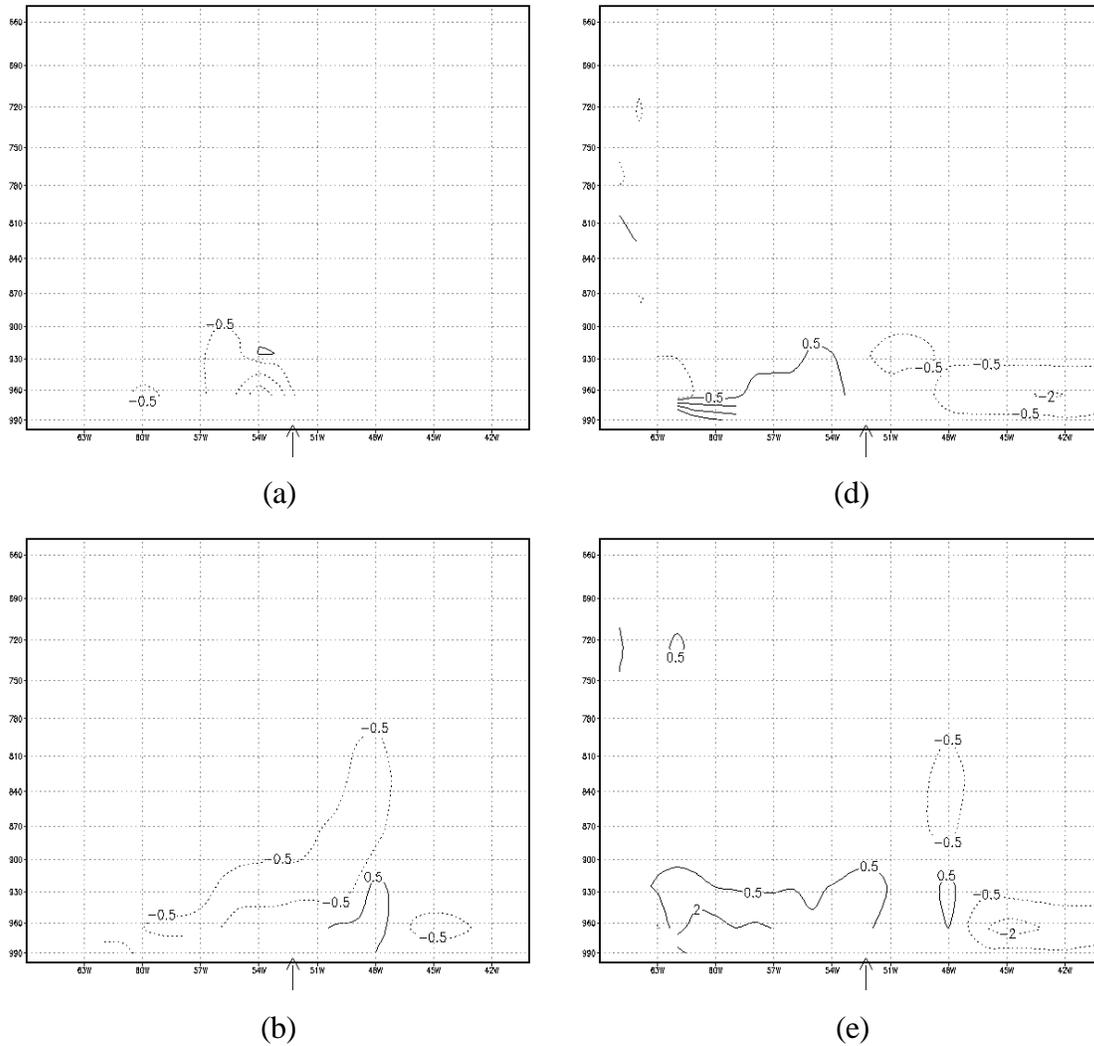


Fig. 4.37 - Perfis verticais da diferença de σ (em $\text{m}^2 \text{s}^{-2} \text{Pa}^{-2}$), entre os EXP CON99 e EXP SFCL99, para: a) 29/05 as 00 UTC, b) 29/05 as 12 UTC, c) 30/05 as 00 UTC; e entre os EXP CON99 e EXP SFCS99, para: d) 29/05 as 00 UTC, e) 29/05 as 12 UTC e f) 30/05 as 00 UTC. IC = $1,5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ Pa}^{-2}$. A seta (\uparrow) no eixo x indica o limite entre o continente (à esquerda) e o oceano (à direita).

(continua)

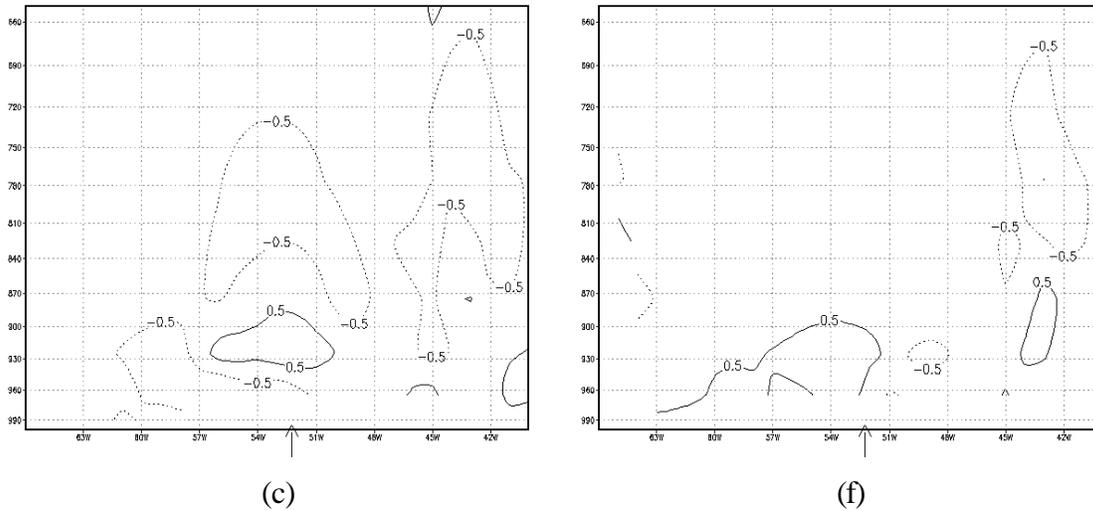


Fig. 4.37 - Conclusão.

Para fornecer uma visão geral de como a ausência dos fluxos de calor em superfície afetaram o desenvolvimento do ciclone, a Tabela 4.1 apresenta um resumo dos principais efeitos destes sobre as variáveis meteorológicas estudadas. Nesta tabela, distribuiu-se as variáveis meteorológicas em uma ordem que ilustra a sequência de efeitos gerados pela ausência dos FCT, FCL e FCS. Primeiramente, a ausência dos FCT, FCL e FCS diminuíram θ e q , principalmente sobre o Oceano Atlântico Sul. Como um efeito da diminuição de θ , principalmente em baixos níveis, σ aumentou e, associado à diminuição de umidade disponível, reduziu-se a precipitação acumulada. A partir desta redução de precipitação, deu-se início aos efeitos mais evidentes e dominantes nos campos de diferenças das variáveis, pois a diminuição da LCL apresentou efeitos maiores e mais distribuídos verticalmente do que os efeitos dos FCT, FCL e FCS. Com a diminuição da LCL, os campos de PNM, Z e ω começaram a apresentar as maiores diferenças nos campos simulados pelo EXP CON99. Como há interação entre estes efeitos, a menor LCL afetou θ , que por sua vez produziu mudanças em σ , e assim por diante.

TABELA 4.1 - EFEITOS GERADOS PELA AUSÊNCIA DOS FCT, FCL E FCS

VARIÁVEL	Sem FCT	Sem FCL	Sem FCS	
1°	θ	↓	↓	
	θ -v	↓ sobre o oceano ↑ sobre o continente com 24 h de simulação	↓ sobre o oceano	↓ sobre o oceano ↑ sobre o continente
	q	↓ em geral	↓ em geral ↑ L do ciclone	↓ L do ciclone
	q-v	↓ em geral ↑ - 36 h - 46 °W - 870-650 hPa	↓ em geral ↑ - 36 h - 46 °W 870-650 hPa	↓ em geral ↑ - 36 h - 46 °W 850-680 hPa e abaixo de 950 hPa p/ W de 46 °W
2°	σ	↓ - N - ciclone ↑ - ciclone e anticiclone	↓ - N e NW do ciclone ↑ - SE e NE do ciclone	↓ - N do ciclone ↑ - NE e S do ciclone e no anticiclone e
	σ -v	↓ - sobre o continente ↑ - sobre o oceano	↓ - 940-880 - 50-56 °W ↑ - sobre o continente ↑ - 43 °W- 680-810hPa	↓ sobre o continente ↑ sobre o oceano ↑ - 43 °W- 680-840 hPa
3°	PAT	↓	↓	↓
	PAC	↓	↓	↓
	PAGE	↑ com 24 h de simulação e no NE do ciclone ↓ em geral	↑ no NE do ciclone ↓ em geral	↑ com 24 h de simulação e no L e NE do ciclone ↓ no SE do ciclone
4°	PNM	↑ no ciclone e no anticiclone	↑ no ciclone	↑ no ciclone e no anticiclone
	Z	↓ em altos níveis no ciclone ↑ em baixos níveis no ciclone	↓ em altos níveis ↑ em baixos níveis no ciclone	↓ em altos níveis ↑ em baixos níveis no ciclone
	ω	↓ no SE do ciclone	↓ no SE do ciclone ↑ no NE do ciclone	↓ no SE do ciclone ↑ no NE do ciclone
	velocidade do vento	↓ no ciclone ↑ no anticiclone	↓ no ciclone	↓ no ciclone ↑ no anticiclone

A coluna 1 indica a ordem em que os efeitos ocorreram. Os símbolos ↓ e ↑ indicam que as variáveis diminuíram e aumentaram, respectivamente, com relação ao EXP CON99. As letras S, SE, L, NE, N, NW, W indicam as regiões sul, sudeste, leste, nordeste, norte, noroeste, noroeste e oeste. A sigla θ -v, q-v, σ -v indica um corte vertical da variável θ , q e σ .

4.2.2 - Impacto das Distribuições Espaciais de TSM

Neste item será apresentado e discutido os campos de diferenças entre variáveis meteorológicas simuladas pelo EXP CON99 e pelo EXP TSMC99 (TSM climatológica do mês de maio).

A trajetória e o aprofundamento do ciclone foi pouco afetado pela mudança do campo de TSM. As diferenças no campo de PNM começaram a apresentar valores maiores que 0,5 hPa as 00 UTC do dia 29/05, na região em torno de 46 °S/45 °W, onde o escoamento foi de oeste-sudoeste (Figura 4.38 a). As 12 UTC do dia 29/05, começaram a surgir diferenças de 0,5 hPa no sul do ciclone e diferenças de até 1 hPa na região do colo, em 44 °S/42 °W (Figura 4.38 b). No fim da simulação, diferenças de 0,5 hPa ocorreram na porção sudeste, sul e sudoeste do ciclone, e diferenças de 1 hPa no setor oeste do sistema (Figura 4.38 c).

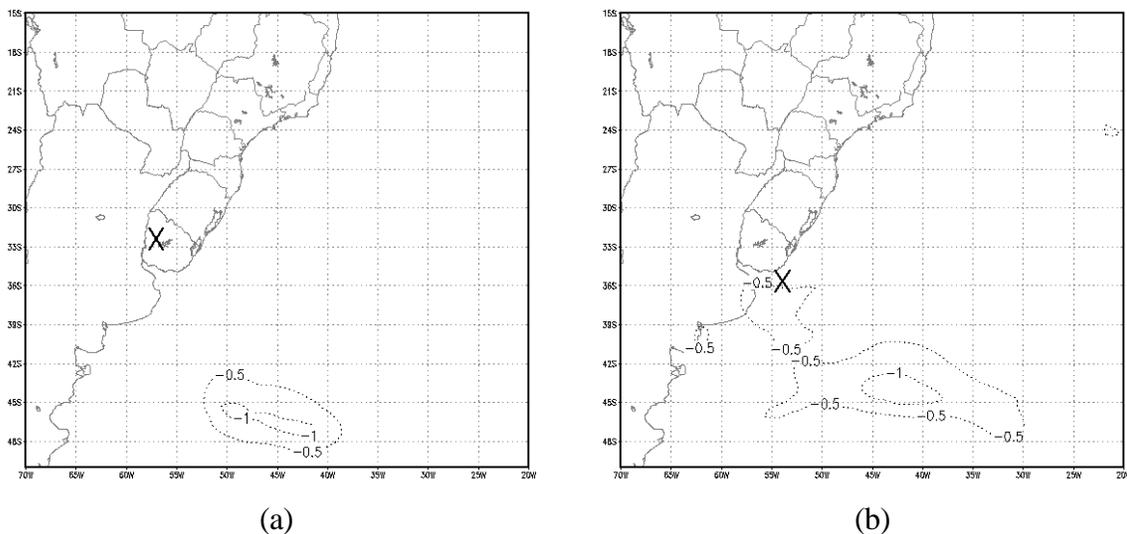
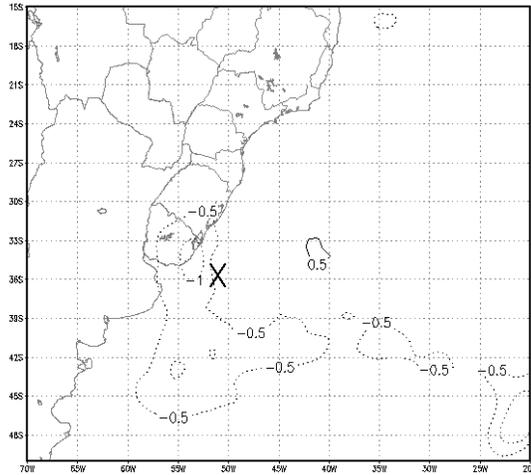


Fig. 4.38 – Campos de diferença de PNM (hPa) entre os EXP CON99 e EXP TSMC99, para: a) 29/05 as 00 UTC, b) 29/05 as 12 UTC, c) 30/05 as 00 UTC. IC = 0,5 hPa. O X indica a posição do centro do ciclone em superfície no EXP CON99.

(continua)



(c)

Fig. 4.38 - Conclusão.

Nos campos de diferença de FCS observa-se que, em geral, as diferenças são positivas, principalmente próximo à costa leste da América do Sul. As 00 UTC e as 12 UTC do dia 29/05 os FCS diminuíram em $10\text{-}30\text{ W m}^{-2}$ na região em torno de $38^{\circ}\text{S}/50^{\circ}\text{W}$ (Figuras 4.39 a-b). Na região em que as diferenças de FCS foram da ordem de 30 W m^{-2} , verificou-se FCS da ordem de 40 W m^{-2} no EXP CON99 (Figura 4.17 l), ou seja, a mudança de TSM diminuiu os FCS para valores da ordem de 10 W m^{-2} . As 00 UTC do dia 30/05, ocorreram diferenças de até 50 W m^{-2} no sul e sudeste do ciclone e de 30 W m^{-2} na parte nordeste do ciclone (Figura 4.39 c). No EXP CON99, estas regiões corresponderam a centros de máximos FCS de 120 W m^{-2} e 80 W m^{-2} , respectivamente (Figura 4.17 n), indicando que a mudança da TSM diminuiu os FCS em torno de 40 % nestas áreas.

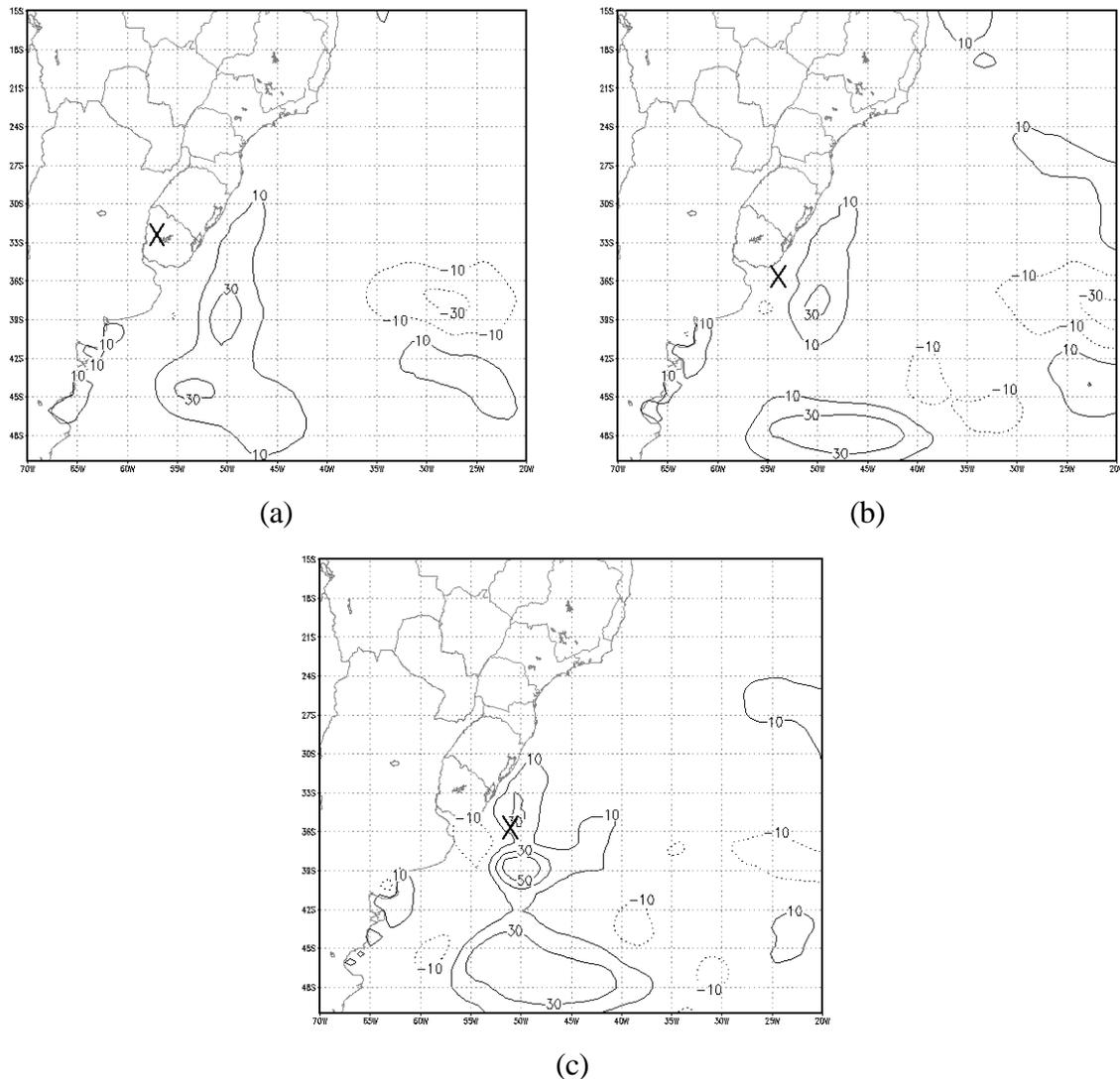


Fig. 4.39 – Como na Figura 4.38, mas para os FCS (W m^{-2}). IC=20 W m^{-2} .

As diferenças no campo de FCL foram maiores do que as diferenças no campo de FCS. As 00 UTC do dia 29/05 verifica-se duas regiões de diferenças positivas de FCL, da ordem de 90 W m^{-2} (Figura 4.40 a). Uma destas regiões encontra-se no Oceano Atlântico Sul, em torno de $40^\circ\text{S}/50^\circ\text{W}$, e a outra encontra-se na costa dos Estados do Nordeste. Diferenças negativas, da ordem de -30 W m^{-2} , ocorreram no Oceano Atlântico Sul entre 34°S e 39°S e entre 30°W e 20°W (Figura 4.40 a). As diferenças positivas de FCL aumentaram com o tempo, atingindo no final das 36 h de simulação valores de 150 W m^{-2} na região sul e sudeste do ciclone (Figura 4.40 c). No EXP CON99, esta região de máxima diferença de FCL, correspondeu a um centro de máximo principal de

FCL de 300 W m^{-2} (Figura 4.17 g), indicando que a mudança do campo de TSM gerou uma diminuição nos FCL de até 50 % nesta região.

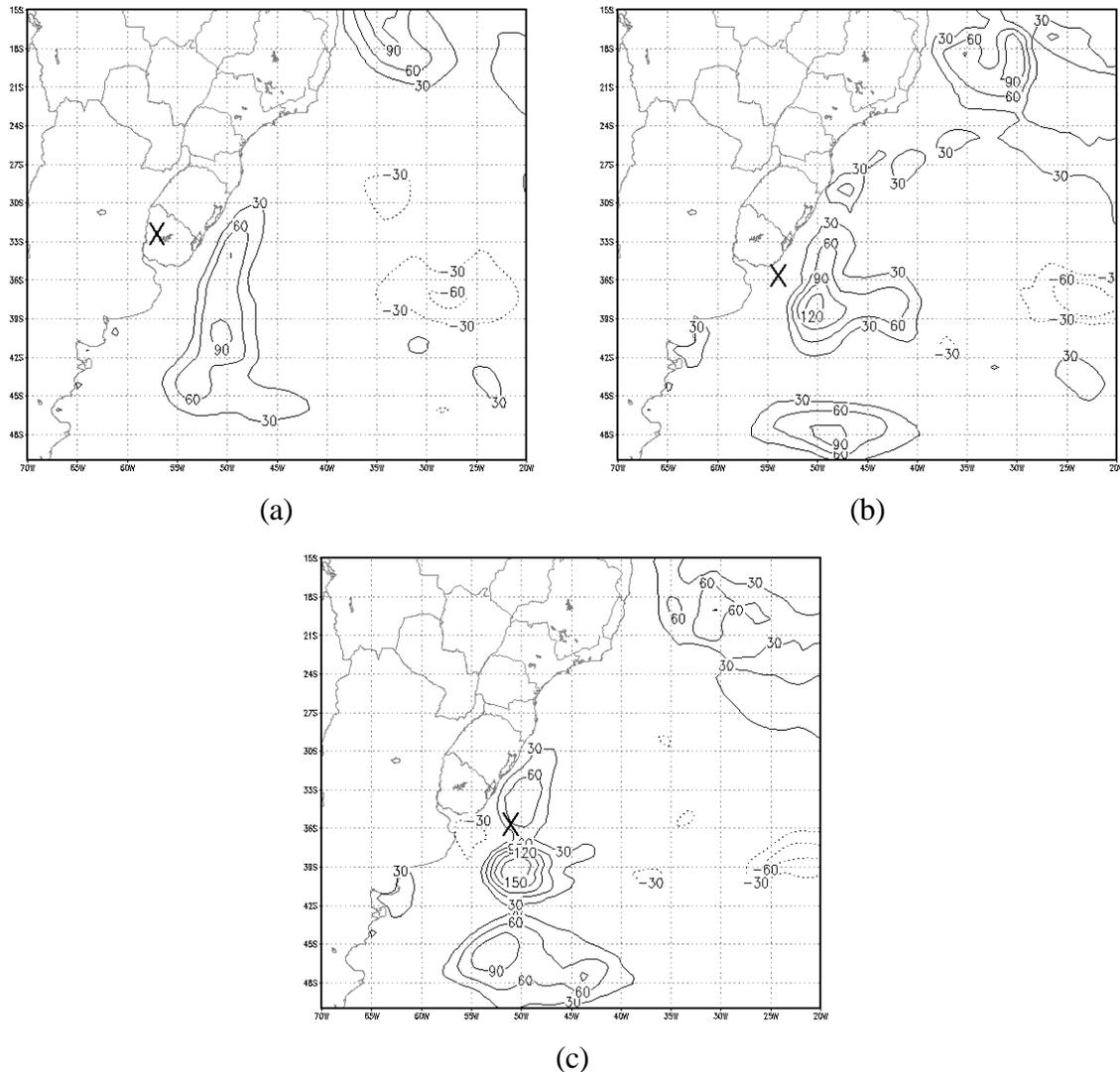


Fig. 4.40 – Como na Figura 4.39, mas para os FCL (W m^{-2}). IC = 30 W m^{-2} .

Assim, apesar da mudança do campo de TSM gerar uma redução na magnitude dos FCS e FCL, os efeitos no campo de PNM foram pequenos, chegando a no máximo 1 hPa na região oeste do ciclone, mostrando que a redução dos FCS e FCL não foi suficiente para mudar a estrutura termodinâmica ao ponto de reduzir a intensificação do ciclone.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Estudou-se um caso de ciclogênese ocorrido na costa leste da América do Sul, visando identificar os efeitos dos Fluxos de Calor Total, de Calor Latente e de Calor Sensível em superfície, no processo de desenvolvimento rápido do ciclone. Esta ciclogênese desenvolveu-se sobre o Uruguai e o Rio Grande do Sul, no período de 28/05/99 a 30/05/99 e caracterizou-se por apresentar uma taxa de aprofundamento explosiva, da ordem de $22 \text{ hPa } 24 \text{ h}^{-1}$, segundo o critério de Sanders e Gyakum (1980).

Os efeitos dos fluxos de calor em superfície foram simulados através de 4 experimentos, por um período de 36 h, iniciando 12 h antes do mais rápido aprofundamento do sistema. Utilizou-se um modelo de área-limitada da *Japan Meteorological Agency* (MAL-JAPA), adaptado para a América do Sul. A resolução dos dados do NCEP para a condição inicial e de fronteira foi de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de lat/long, com 17 níveis na vertical.

A situação sinótica deste evento foi simulada através de um experimento controle (EXP CON99). O ciclone desenvolveu-se como um distúrbio baroclínico, apresentando crescimento baroclínico (visto pela inclinação dos cavados e cristas para oeste na vertical) e um decaimento barotrópico. Dois aspectos da *Teoria de Auto-Desenvolvimento de Sutcliffe e Forsdyke (1950)* foram verificadas na fase de rápido aprofundamento do ciclone: 1) O encurtamento da metade do comprimento de onda entre o cavado e a crista sobre o ciclone em superfície e 2) a mudança da inclinação horizontal do eixos.

As seguintes conclusões podem ser feitas a partir dos resultados das simulações realizadas considerando experimentos sem FCT, sem FCL e sem FCS:

- A magnitude dos FCL são maiores do que a dos FCS. Em consequência, estes geraram os maiores efeitos nos campos meteorológicos estudados.
- As maiores magnitudes dos fluxos de calor em superfície foram observadas antes da fase de mais rápido aprofundamento do sistema e, durante esta, os fluxos de calor em superfície diminuiram, reforçando a tese de que os fluxos de calor são importantes antes do rápido aprofundamento, mas os efeitos dos destes são verificados durante o rápido desenvolvimento.
- O deslocamento do ciclone não foi afetado pela ausência dos fluxos de calor em superfície. Entretanto, sua taxa de aprofundamento foi reduzida em $6 \text{ hPa } 24 \text{ h}^{-1}$ para o experimento sem FCT e em $4 \text{ hPa } 24 \text{ h}^{-1}$ para o experimento sem FCL.
- O principal efeito da ausência dos fluxos de calor em superfície foi de aumentar a estabilidade estática e de diminuir a disponibilidade de umidade. Desta forma, estes fluxos agiram diretamente nos esquemas de precipitação do modelo (convectiva e de grande escala). No caso da precipitação convectiva, as condições para início da precipitação é a existência de instabilidade atmosférica e de convergência de umidade na coluna atmosférica. Na precipitação de grande escala, a única condição é que a atmosfera atinja a super - saturação. Como discutido no Capítulo 4, a estabilidade estática é aumentada pela ausência dos FCS e FCL, principalmente sobre o oceano. A convergência de umidade na coluna é reduzida à medida que se diminui a quantidade de umidade na atmosfera, a qual é uma consequência direta da ausência dos FCL. Por sua vez, a super - saturação é afetada à medida que se diminui a quantidade de umidade na atmosfera. Além disso, esta pode ser impedida de ocorrer se houver aquecimento (pelos FCS) sem haver fonte/sorvedouro de umidade, pois, a pressão de saturação cresce com a temperatura. Assim, os fluxos de calor em superfície diminuindo a LCL, modificam um mecanismo importante no desenvolvimento dos ciclones extratropicais, e esta modificação é que produzirá efeitos no restante dos campos meteorológicos. O perfil vertical de diferença de Z reforça esta conclusão, pois,

para as diferenças entre o EXP CON99 e todos os experimentos sem fluxos de calor em superfície, observam-se diferenças positivas nas camadas mais altas e diferenças negativas em baixos níveis, padrão típico de menor LCL em níveis intermediários.

Para se avaliar a importância da Corrente do Brasil e das Malvinas sobre este evento de ciclogênese de costa leste, foram realizadas simulações utilizando a TSM climatológica. O campo climatológico de TSM gerou pouco impacto sobre o desenvolvimento rápido do ciclone, provavelmente em função da baixa resolução do modelo utilizado. As maiores diferenças com relação à mudança da TSM podem ser encontradas na estrutura de mesoescala.

5.1 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Algumas sugestões para trabalhos futuros podem ser dadas, a saber:

- 1) Avaliar o impacto dos fluxos de calor em superfície através de experimentos sem fluxos, mas que mantenham o mesmo aquecimento diabático associado à LCL verificado no experimento de controle. Isto permitirá avaliar mais adequadamente outros impactos causados pela ausência dos fluxos de calor em superfície, já que as diferenças associadas à LCL tem um efeito dominante.
- 2) Alguns problemas com relação ao uso de modelos de área limitada são levantados por Anthes (1990). Por exemplo, a parametrização da CLP, os erros associados a condição inicial e aos problemas de fronteira lateral. Desta forma, os efeitos dos fluxos de calor em superfície são dependentes do modelo utilizado e de seus problemas inerentes, sendo útil, então, realizar estudos com outros modelos numéricos.

- 3) Realizar simulações iniciando 24 h ou 36 h antes da fase de mais rápido aprofundamento, a fim de avaliar os efeitos e a evolução do pré-condicionamento da atmosfera sobre o oceano à ciclogênese.
- 4) Realizar estudos observacionais e de modelagem numérica visando identificar as forçantes de alta troposfera que favoreçam o desenvolvimento de um ciclone intenso.
- 5) Utilizar um modelo com maior resolução para avaliar a importância das correntes oceânicas nas características de mesoescala, tais como as frentes costeiras, já que sobre escalas maiores, a ausência dos meandros das correntes oceânicas, não causaram impactos sobre o desenvolvimento do ciclone estudado.
- 6) Estudar outros casos de ciclogênese de costa leste sobre a América do Sul, considerando desenvolvimento explosivo e não-explosivo, visando comparar as semelhanças e diferenças entre estes dois tipos de eventos.
- 7) Verificar as deficiências do transporte vertical de vapor d'água no modelo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anthes, R.A, Kuo, Y.-H, Gyakum, J. R. Numerical simulations of a case of explosive marine cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 111, n., p. 1174-1188, . 1988.
- Atlas, R. The role of oceanic fluxes and initial data in the numerical prediction of an intensive coastal storm. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 10, n. 4, p. 359-388, Jan. 1987.
- Bhumralkar, C. M. Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in atmospheric general circulation models. **Journal of Applied Meteorology**, v. 14, n. 8, p. 1246-1258, . 1975.
- Bjerknes, J. On the structure of moving cyclones. **Geophys. Publ.**, v. 1, n. 2, p. 1-8, . 1919.
- Bjerknes, J., Solberg, H. Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. **Geophys. Publ.**, v. 3, n. 1, p. 3-18, . 1922.
- Bluestien, H. B. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes: principles of kinematics and dynamics**. New York: Oxford University Press. v.1, 1992. 431p.
- Bonatti, J.P.; Rao, V.B. Moist baroclinic instability in the development of North Pacific and South-American intermediate-scale disturbances, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 18, p. 2657-2667, Set. 1987.
- Bonatti, J.P. Análise da capacidade do modelo global operacional do CPTEC/COLA para simular a evolução de meso-escala usando alta resolução: estudo de caso. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, 2000. **Anais**. Sociedade Brasileira de Meteorologia, v.1. 2000 a.

- . Capacidade do modelo global operacional do CPTEC/COLA T062L28 em simular a evolução de ciclogênese de meso-escala: estudo de caso. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, 2000. **Anais**. Sociedade Brasileira de Meteorologia, v.1. 2000 b.
- Bosart, L. F.; Lin, S. C. A diagnostic analysis of the Presidents' day storm of February 1979. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 11, p. 2148-2177, Nov. 1984.
- Bunker, A.F. Surface energy fluxes of the South Atlantic Ocean. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. , p. 809-823, Apr. 1988.
- Businger, J.A., Wyngaard, J.C., Izumi, Y.; Bradley, E.F. Flux-profile relationships in the atmosphere surface layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, n. , p. 181-189. . 1971.
- Carlson, T. N. **Mid-latitude weather systems**. London: Harper Collins. 1994. 507p.
- Carrera, M. L., Gyakum, J. R. e Zhang, D.-L. A numerical case study of secondary marine cyclogenesis sensitivity to initial error and varying physical processes. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 5, p. 641-660, Mai. 1999.
- Chang, S. W.; Holt, T. R., Sashegyi, K. D. A numerical study of the ERICA IOP 4 marine cyclone. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 1, p. 27-46, Jan. 1996.
- Charney, J. G. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. **Journal of Meteorology**, v. 4, n. , p. 135-162, . 1947.
- Chen, T.-C., Chang, C.-B.; Perkey, D. J. Synoptic study of a medium-scale oceanic cyclone during AMTEX'75. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 3, p. 349-361, Mar. 1985.

- Chen, T.-C., Dell'osso, L. A numerical case study of east Asian coastal cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 2, p. 477-487, Fev. 1987.
- Chen, T.-C., Kuo, 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, Dez. 1992.
- Cione, J. J.; Raman, S. A numerical investigation of surface-induced mesocyclogenesis near the Gulf stream. **Tellus**, v. **47A**, n 5:1, p. 815-833, Out. 1995.
- Cione, J. J.; Raman, S.; Pietrafesa, L.J. The effect of Gulf Stream-induced baroclinicity on U.S. East Coast winter cyclones. **Monthly Weather Review**, v.121, n. 2, p. 421-430, Feb. 1993.
- Danard, M. B. On the influence of released latent heat on cyclone development. **Journal of Applied Meteorology**, v. 3, n. 1, p. 27-37, Feb. 1964.
- Danard, M. B.; Elleton, G. E. Physical influences of east coast cyclogenesis. **Atmosphere-Ocean**, v. 18, n. 1, p. 65-82, Jan. 1980.
- Davis, C. A.; Emanuel, K. A. Observational evidence for the influence of surface heat fluxes on rapid marine cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, v.116, n. 12, p. 2649-2659, Dez. 1988.
- Eady, E. T. Long waves and cyclone waves. **Tellus**, v. 1, n. , p. 33-52, . 1949.
- Fantini, M. The influence of heat and moisture fluxes from the ocean on the development of baroclinic waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 7, p. 840-855, Abr. 1990.

- Gan, M. A.; Rao, V. B. Case studies of cyclogenesis over South America. **Meteorology Applied**, v. 3, n. , p. 359-368, . 1996.
- Geleyn, J.F. On a single, parameter-free partition between moistening and precipitation in the Kuo scheme. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. , p. 405-417. . 1985.
- Godfrey, J.S.; Rintoul, S.R. The role of the oceans in Southern Hemisphere Climate. In: Koroly, D. J.; Vincent, D. G. ed. **Meteorology of the Souther Hemisphere**. Boston: MAS, Meteorological Monographs, 1998, v. 27, Cap. 7, p. 283-306.
- Gyakum, J.R, Carrera, M., Zhang, D-L, Miller, S. Caveen, J., Benoit, R., Black, T., Buzzi, A. Chouinard, C. Fantini, M., Folloni, C., Katzfey, J. J., Kuo, Y-h., Lalaurette, F., Low-Nam, S., Mailhot, J., Malguzzi, P. McGregor, J. L., Nakamura, M., Tripoli, G., Wilson, C. A regional model intercomparison using a case of explosive oceanic cyclogenesis. **Weather and Forcasting**, v. 11, n. 4, p. 521-543. . 1996.
- Holland, G. J., Lynch, A. H.; Leslie, L. M. Australian east-coast cyclones. Part I: Synoptic overview and case study. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 12, p. 3024-3036, Dez. 1987.
- Holt, T. R.; Chang, S. W., Raman, S. A numerical study of the coastal cyclogenesis in GALE IOP 2: sensivity to PBL parametrizations. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. , p. 234-257, . 1990.
- Holt, T. R.; Chang, S. W. A numerical investigation of the effects of timing of diabatic processes in the coastal cyclogenesis of GALE IOP 2. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 4, p. 1007-1029, Abr. 1993.
- Holton, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. 3^a ed, San Diego: Academic Press., 1992, 51 p. (International Geophysics Series, vol. 48).

- Hoskins, B.J. Theory of extratropical cyclones. In: ed. **Extratropical cyclones - Erik Palmén Memorial Volume**. Boston: MAS, 1990. Cap. 5, p. 63-80.
- Innocentini, V.; Neto, E.D.C. A case study of the 9 August 1988 South Atlantic storm: Numerical simulations of the wave activity. **Weather and Forecasting**, v. 11, n. 1, p. 78-88, Mar. 1996.
- James, I.N.; Anderson, D.L.T. The seasonal mean flow and distribution of large-scale weather systems in the Southern Hemisphere: The effects of moisture transports. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 110, n. , p. 943-966, . 1984.
- Jones, D. A.; Simmonds, I. A climatology of Southern Hemisphere extratropical cyclones. **Climate Dynamics**, v. 9, n. 3, p. 131-145, . 1993.
- Kep, S.L. **A climatology of cyclogenesis, cyclone tracks and cyclolysis in the Southern Hemisphere for the period 1972-81**. Publ. 25, Department of Meteorology, University of Melbourne, 1984, 162 p.
- Kuo, Y.-H.; Reed, R. J. Numerical simulation of an explosively deepening cyclone in the eastern Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 10, p. 2081-2105, Out. 1988.
- Kuo, Y.-H.; Low-Nam, S. Prediction of nine explosive cyclones over the western Atlantic ocean with a regional model. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. , p. 3-25, . 1990.
- Kuo, Y.-H.; Shapiro, M. A.; Donall, E. G. The interaction between baroclinic and diabatic processes in a numerical simulation of a rapidly intensifying extratropical marine cyclone. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 2, p. 368-384, Fev. 1991 a.

- Kuo, Y.-H.; Reed, R. J.; Low-Nam, S. Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclone in the western Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 2, p. 457-476, Feb. 1991 b.
- Langland R. H., Elsberry R. L.; Errico R. M. Evaluation of physical processes in idealized extratropical cyclone using adjoint sensitivity. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 121, n. 526, p. 1349-1386, Jul. 1995.
- . Adjoint sensitivity of an idealized extratropical cyclone with moist physical processes. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 121, n. , p. 1891-1920, . 1996.
- Le Marshall, J. F., Kelly, G.A.M. A January and July climatology of Southern hemisphere based on daily numerical analyses 1973-1977. **Aust. Met. Mag.**, 29, 115-123, 1981.
- Legeckis, R. A Survey of worldwide sea surface temperature fronts detected by environmental satellites. **Journal of Geophysical Research**, v. 83, n. C9, p. 4501-4522, Set. 1978.
- Leslie, L. M., Holland, G. J.; Lynch, A. H. Australian east-coast cyclones. Part II: Numerical modeling study. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 12, p. 3037-3053, Dez. 1987.
- Lin, Y.-L. A theory of cyclogenesis forced by diabatic heating. Part I: A quasi-geostrophic approach. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 19, p. 3015-3036, Out. 1989.
- Lin, S. C.; Smith, P. J. Diabatic Heating and generation of available potential energy in a tornado-producing extratropical cyclone. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1169-1183, Set. 1979.

- Mattos, L. F. **O papel da deformação horizontal na frontogênese na região sul Brasileira.** São José dos Campos. 118p. (INPE-4469-TDL/322). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1988.
- Mellor, G.L. e Yamada, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. , p. 1791-1806, . 1974.
- Messinger, F.; Arakawa, A. **Numerical methods used in atmospheric models.** GARP/WMO, vol. 1, Aug. 1976. 65 p. (GARP Publ. Series, 17).
- Miller, J. E. Cyclogenesis in the Atlantic coastal region of the United States. **Journal of Meteorology**, v. 3, n. , p. 31-44, Jun. 1946.
- Moskins, B. J. Theory of Extratropical Cyclones. In: **Extratropical cyclones. The Erik Palmén Memorial Volume** , , 1990. Cap. 5, p. 64-80.
- Nagata, M.; Ogura, Y. A modeling case of interaction between heavy precipitation and a low-level jet over Japan in Baiu season. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. , p. 1309-1336. . 1991.
- Necco, G. V. Comportamiento de vortices ciclonicos en el area sudamericana durante el FGGE: Trayectorias y desarrollos. **Meteorologica**, v. 8, n. 1, p. 21-34, Jul. 1982.
- Neiman, P. J.; Shapiro, M. A., Donall, E. G.; Kreitzberg, C. W. Diabatic modification of an extratropical marine cyclone warm sector by cold underlying water. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 8, p. 1576-1590, Ago. 1990.
- Neiman, P. J.; Shapiro, M. A. The life cycle of a extratropical marine cyclone. Parte I: Frontal-cyclone evolution and thermodynamic air-sea interaction. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 8, p. 2153-2176, Ago. 1993.

- Nielsen, J.W.; Dole, R.M. A survey of extratropical cyclone characteristics during GALE. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 7, p. 1156-1167, Jul. 1992.
- Nuss, W. A.; Anthes, R. A. A numerical investigation of low-level processes in rapid cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 11, p. 2728-2743, Nov. 1987.
- Nuss, W. A.; Kamizawa, S.I. Dynamics and boundary layer processes in two Asian Cyclones. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 3, p. 755-771, Mar. 1990.
- 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, Dez. 1988.
- Peterson, R. G.; Stramma, L. Upper-level circulation in the South Atlantic ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, n. , p. 1-11, 32-42. 1991.
- Petterssen, S. **Weather analysis and forecasting**. Vol. I: Motion and motion systems. New York, McGraw Hill Book Co. Inc., 1956, 428 p.
- Reed, R. J.; Albright, M. D. A case study of explosive cyclogenesis in the Eastern Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 114, n. 12, p. 2297-2319, Dez. 1986.
- Reed, R. J. Advances in knowledge and understanding of extratropical cyclones during the past quarter century: na overview. In: **Extratropical cyclones. The Erik Palmén Memorial Volume**, , 1990. Cap 3, p. 27-45.
- Reed, R. J.; Simmons, A. J. Numerical simulation of an explosively deepening cyclone over the north Atlantic that was unaffected by concurrent surface energy fluxes. **Weather and Forecasting**, v. 6, n. 1, p. 117-122, Mar. 1991.

Rocha, R. P. **Simulação numérica de sistema convectivo de mesoescala na América do Sul**. São Paulo. 138p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Departamento de Ciências Atmosféricas – IAG – USP, 1992.

---. **Impacto de parametrizações de convecção em ciclogênese sobre o Oceano**. São José dos Campos. 201p. (INPE-7505-TDI/720). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2000.

Roebber, P. J. Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 8, p. 1577-1589, Aug, 1984.

Roebber, P. J. On the statistical analysis of cyclone deepening rates. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 10, p. 2293-2298, Oct. 1989.

Roebber, P. J. A diagnostic case-study of self-development as an antecedent conditioning process in explosive cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 121, n.4, p. 976-1006, Abr. 1993.

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

Saraiva, J. 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.

Saulo, A. C., Nicolini, M. e 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, Out. 2000.

- Seluchi, M. E.; Saulo, A. C. Possible mechanisms yielding an explosive coastal cyclogenesis over South America: Experiment using a limited area model. **Australian Meteorological Magazine**, v. 47, n. 4, p. 309-320, Dez. 1998.
- Simmonds, I. e Keay, K. Mean Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior in the 40-year NCEP-NCAR reanalysis. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 873-885, Mar. 2000.
- Sinclair, M.R. An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. , p. 2239-2256, . 1994.
- . A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. , p. 1601-1619, . 1995.
- Sinclair, M.R.; Revell, M. J. Classification and composite diagnosis of Extratropical Cyclogenesis Events in the Southwest Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 4, p. 1089-1105, Apr, 2000.
- Sutcliffe, R. C. A contribution to the problem of development. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v. 73, n. , p. 370-383, . 1947.
- Sutcliffe, R. C.; Forsdyke, A.G. The theory and use of upper air thickness patterns in forecasting. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v. 76, n. , p. 189-217. 1950.
- Taljaard, J.J. Development, distribution and movement of cyclones and anticyclones in the Southern Hemisphere during the IGY. **Journal of Applied Meteorology**, v. 6., n. , p. 973-987, . 1967.
- Tatsumi, Y. An economical explicit time integration scheme for primitive model. **Journal Meteorological Society of Japan**, v. 61, n. , p. 269-288, . 1983.

Uccellini, L.W.; Petersen, R.A.; Brill, K.F.; Kocin, P.; Tuccillo, J.J. Synergistic interactions between an upper-level jet streak and diabatic processes that influence the development of a low-level jet and a secondary coastal cyclone. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. , p. 2227-2261, Oct. 1987.

Uccellini, L.W. Processes contributing to the rapid development of Extratropical Cyclones. In: **Extratropical cyclones. The Erik Palmén Memorial Volume**, 1990, Cap. 6, p. 81-105.

---. **Processes contributing to the rapid development of extratropical cyclones**. San Jose, 1992. 8p. (SEM-192L/Doc.2).

Yamagishi, Y. Simulation of the air mass transformation processes using a numerical model with the detailed boundary layer parametrization. **Journal Meteorological Society of Japan**, v. 58, n. , p. 357-377, . 1980.

Yinlong, X.; Mingyu, Z. Numerical simulations on the explosive cyclogenesis over the Kuroshio current. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 16, n. 1, p. 64-76, Fev. 1999.

Warner, T. T., Lakhtakia, N. L., Doyle, J. D.; Pearson, R. A. Marine atmospheric boundary layer circulation forced by Gulf stream sea surface temperature gradients. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 2, p. 309-323, Fev. 1990.

Wash, C. H. Halo, R. A., Dobos, P. H.; Wright, E. J. Study of explosive and nonexplosive cyclogenesis during FGGE. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. p. 40-51, Jan. 1992.

APÊNDICE A

DESCRIÇÃO DO MODELO MAL-JAPA.

O modelo utilizado neste trabalho é um modelo de equações primitivas na forma de fluxo, da *Japan Meteorological Agency*, desenvolvido por Yamagishi (1980) e Tatsumi (1983), e modificado por Nagata e Ogura (1991). Este modelo foi adaptado para a região da América do Sul, e apresenta as seguintes características (Rocha, 1992):

- a) 14 camadas na vertical, onde são definidas as variáveis prognósticas como u e v , θ , q e a diferença entre a pressão na superfície e no topo do modelo (π), com maior número de camadas na troposfera, sendo que as 4 camadas mais baixas localizam-se abaixo de 900 hPa;
- b) 15 níveis na vertical, dados pela coordenada vertical σ_v ;

$$\sigma_v = \frac{P - P_{top}}{P_{sup} - P_{top}} \quad (\text{A.1})$$

onde P_{top} é a pressão no topo do modelo, a qual é estabelecida em 100 hPa e P_{sup} é a pressão na superfície, igual a 1000 hPa (Figura A.1);

	níveis de σ	níveis de u, v, θ e q	espessura
k=14	100	125	50
k=13	150	200	100
k=12	250	300	100
k=11	350	400	100
k=10	450	500	100
k= 9	550	595	90
k= 8	640	680	90
k= 7	720	755	60
k= 6	790	820	60
k= 5	850	875	50
k= 4	900	920	40
k= 3	940	955	30
k= 2	970	980	20
k= 1	990	995	10
	1000		

Fig. A.1 - Distribuição vertical dos níveis σ_v .

Os níveis σ_v e as espessuras de cada camada estão em hPa, assumindo a PNM de 1000 hPa.

FONTE: Adaptada de Rocha (1992, p. 19).

- c) Espaçamento de 100 km, com 73 pontos e 55 pontos de grade nas direções x e y, respectivamente;
- d) Projeção horizontal Mercator ou estereográfica;
- e) Na horizontal as variáveis são distribuídas conforme a grade do Tipo B de Arakawa (Messinger e Arakawa, 1976), onde as variáveis escalares (π , θ e q) e vetoriais (u, v) são alternadas (Figura A.2);

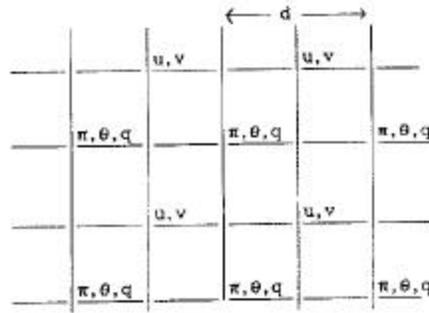


Fig. A.2 - Estrutura da grade horizontal do Tipo B de Arakawa.

A letra d representa o espaçamento entre dois pontos de grades consecutivos.

FONTE: Rocha (1992, p. 19).

f) Nos seis pontos mais externos da grade horizontal, aplica-se a relaxação entre os campos gerados pelo MAL-JAPA e os campos da análise do modelo global (Figura A.3);

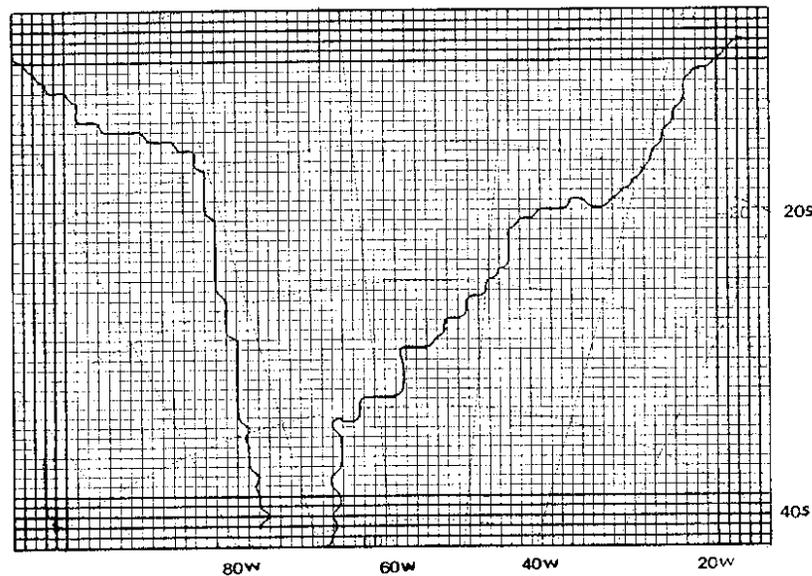


Fig. A.3 - Área de domínio e distribuição da grade horizontal do MAL-JAPA.

Os pontos de grade mais externos em destaque representam a fronteira de relaxação. Também está destacado o contorno da América do Sul.

FONTE: Rocha (1992, p. 39).

g) condição de contorno dada por $\dot{\sigma}_v = \frac{d\sigma_v}{dt} = 0$, em $\sigma_v = 0$ e em $\sigma_v = 1$;

- h) As parametrizações de precipitação consideradas são a condensação na escala da grade e a convecção cumulus usando o Esquema Kuo (Kuo, 1965), modificado por Geleyn (1985);
- i) O efeito evaporativo da precipitação na escala da grade é incorporada explicitamente, como descrito por Nagata e Ogura (1991);
- j) A topografia é interpolada dos dados globais da Marinha dos Estados Unidos (US Navy) com resolução de $1/6^\circ \times 1/6^\circ$ (Figura A.4);

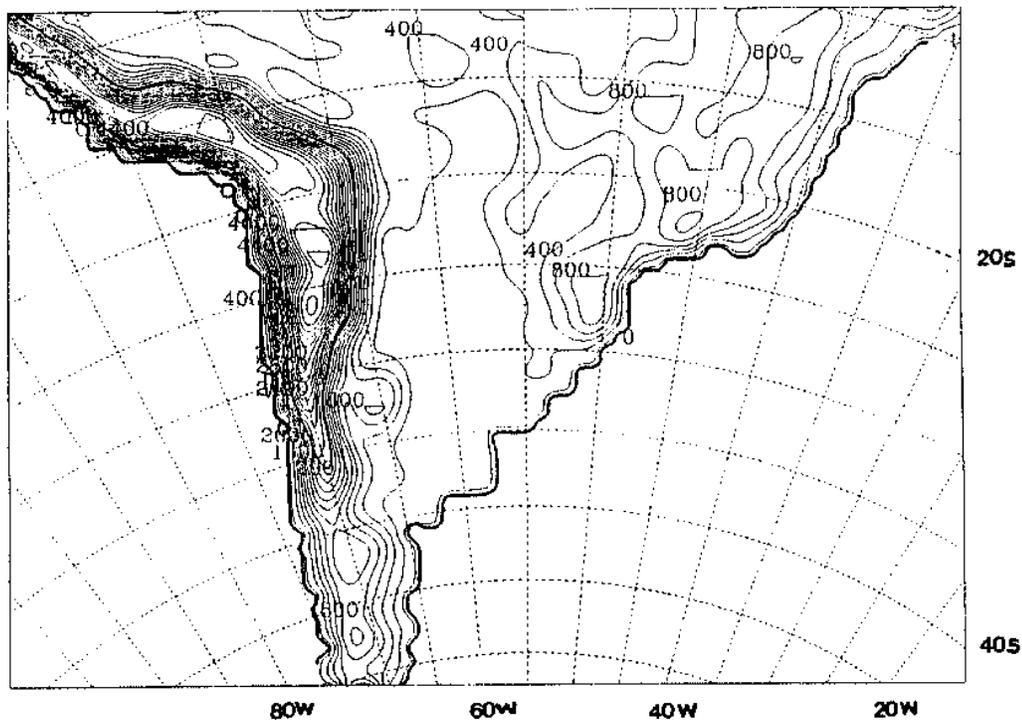


Fig. A.4 - Topografia utilizada no MAL-JAPA.

Isolinhas traçadas a cada 200 m. Em destaque o contorno da América do Sul.

FONTE: Rocha (1992, p. 40).

- k) A TSM mantém-se constante durante todo o período de simulação;

l) ω em coordenada de pressão, dada por:

$$\omega = \frac{dp}{dt} = \pi \frac{d\sigma_v}{dt} + \sigma_v \frac{d\pi}{dt} \quad (\text{A.2})$$

$$\omega = m^2 \left(\sigma_v \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi}{m^2} \right) + \sigma_v \left(\frac{u}{m} \frac{\partial \pi}{\partial x} + \frac{v}{m} \frac{\partial \pi}{\partial y} \right) + \pi \dot{\sigma}_v^* \right) \quad (\text{A.3})$$

$$\dot{\sigma}_v^*_{\sigma_v + \Delta\sigma_v} = \left(\dot{\sigma}_v^* \right) - \int_{\sigma_v}^{\sigma_v + \Delta\sigma_v} \left(\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi}{m^2} \right) + \frac{\partial u^*}{\partial x} + \frac{\partial v^*}{\partial y} \right) d\sigma_v \quad (\text{A.4})$$

onde m é o fator de mapa da projeção estereográfica polar.

m) As saídas do modelo MAL-JAPA contém as seguintes variáveis em intervalos de 12 h: FCS (expresso em $^{\circ}\text{K m s}^{-1}$), FCL (em $\text{g m kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$), PNM (em hPa), precipitação acumulada de grande escala e convectiva (PAGE e PAC, respectivamente, dadas em mm/12 h), temperatura potencial virtual (θ_v , em K), Z (em mgp), q (em g kg^{-1}), u e v (em m/s) e ω (em Pa s^{-1}).

A.1 - Parametrização da Camada Limite Planetária

A CLP é tratada a partir da correlação entre os termos de subgrade, os quais são resolvidos em um número discreto de níveis dentro desta. Quatro camadas do modelo ficam abaixo de 900 hPa (1000-990, 990-970, 970-940 e 940-900 hPa). Os processos na CLP são avaliados usando o modelo de nível 2 de Mellor e Yamada (1974), no qual os termos de ordem 3 são escritos em função dos termos de ordem 2 e, estes são escritos em termos de coeficientes turbulentos. Na parametrização da CLP primeiro se calcula os fluxos turbulentos na superfície e depois a difusão vertical turbulenta.

A condição de contorno inferior para o modelo de nível 2 de Mellor e Yamada (1974) é dada pelos fluxos turbulentos em superfície. A condição de fronteira superior para o cálculo da transferência vertical turbulenta é obtida assumindo-se que $\left(\frac{\partial}{\partial z} \right) (\overline{\alpha'w'}) = 0$,

onde $\alpha = u, v, \theta$ e q no nível mais alto do modelo. O processo de difusão vertical turbulenta é aplicado através de todas as camadas e resolvido iterativamente a partir do valor inicial para o comprimento de mistura $l_0=30$ m.

A.1.1 - Fluxos Turbulentos na Superfície

Os fluxos turbulentos em superfície são estimados com base na Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov com as funções universais (constante de Von Karman - k , número turbulento de Prandtl e constantes experimentais) definidas por Bussinger et al. (1971). Os fluxos turbulentos de *momentum*, FCS e umidade na superfície são calculados da seguinte forma (Rocha, 1992):

$$\left(\frac{\vec{\tau}}{\rho} \right) = -(\overline{w'u'})_s = u^{*2} \quad (\text{A.5})$$

$$\frac{H}{\rho c_p} = -(\overline{w'q'})_s = u^* q^* \quad (\text{A.6})$$

$$\frac{E}{L\rho} = -(\overline{w'q'})_s = u^* q^* \quad (\text{A.7})$$

onde $\vec{\tau}$ é o fluxo vertical de momentum, ρ é a densidade do ar, H e E são os fluxos vertical de calor e umidade, respectivamente, $\overline{w'u'}$, $\overline{w'\theta'}$ e $\overline{w'q'}$ são os fluxos turbulentos de momentum, de calor sensível e de umidade, respectivamente. O índice s denota o valor das variáveis na superfície, as linhas representam as perturbações em relação ao campo médio e as barras, a média de Reynolds. Os FCS e FCL gerados pelo modelo MAL-JAPA tem a unidade de K m s^{-1} e $\text{g m kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$, respectivamente. Para expressá-los em unidades de W m^{-2} , unidade mais comumente usada na literatura, os FCS foram multiplicados por ρc_p e FCL, por ρ e pelo calor latente de condensação ($L_c=2,5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$).

A velocidade de fricção (u^*), as escalas de temperatura (θ^*) e de umidade específica (q^*), são calculadas pelas seguintes equações:

$$u^* = u_a \left(\text{CN} + \frac{\Psi_m}{k} \right)^{-1} \quad (\text{A.8})$$

$$\mathbf{q}^* = (\mathbf{q}_s - \mathbf{q}_a) \left(CN + \frac{\mathbf{Y}_h}{k} \right)^{-1} \mathbf{R}^{-1} \quad (\text{A.9})$$

$$q^* = (q_a - q_s) \left(CN + \frac{\mathbf{Y}_h}{k} \right)^{-1} \mathbf{R}^{-1} \quad (\text{A.10})$$

onde u_a é a velocidade do vento no nível mais baixo do modelo, θ_s e θ_a são as temperaturas θ na superfície e na altura Z_a (altura do nível mais baixo do modelo, aproximadamente 40 m), respectivamente; q_a e q_s são as umidades específicas no nível mais baixo do modelo e na superfície, respectivamente; k igual a 0,35; CN é o coeficiente de arrasto, dado pela fórmula $\frac{1}{k} \ln \left(\frac{Z_a}{Z_o} \right)$; ψ_m e ψ_h são calculados pelas seguintes relações:

$$\psi_m = \beta \frac{Z_a}{L} \quad (\text{A.11})$$

$$\psi_h = \frac{\beta}{R} \frac{Z_a}{L} \quad (\text{A.12})$$

onde L é o comprimento de Monin-Obukhov e β é a razão entre os coeficientes de difusividade turbulenta.

A magnitude dos FCL e FCS depende principalmente das variáveis u , v , θ , e q nos níveis Z_a e em superfície (indicados pelo índice s). No nível Z_a , a velocidade do vento, θ_a e q_a são obtidos diretamente durante a simulação. Em superfície, θ_s e q_s são dependentes da área considerada.

Sobre o oceano, θ_s é obtido diretamente do campo de TSM, a qual é constante durante o período de integração. Esta aproximação não representa uma limitação, visto que a TSM varia muito pouco na escala de tempo da simulação (48 h) e também porque o oceano tem uma grande capacidade térmica. Sobre o continente, a temperatura potencial do solo

(T_s) é calculada pela equação prognóstica proposta por Bhumrlkar (1975), à saber:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = -\frac{2\sqrt{\pi}}{\rho_s C_{ps} \sqrt{\nu_s \tau_1}} H_f - \frac{2\pi}{\tau_1} (T_s - T_g) \quad (\text{A.13})$$

onde τ_1 é o período de um dia, ρ_s , c_{ps} são a densidade e o calor específico do solo, respectivamente, ν_s é a difusividade térmica do solo, T_g é a temperatura do solo à profundidade constante, π é igual a 3,141516 e H_f é o balanço radiativo na superfície.

Sobre o oceano q_s é igual a umidade específica de saturação (q_{ss}) que, por sua vez, é dependente da pressão de saturação do vapor (e_s) e da p em superfície. Sobre o continente q é calculada da seguinte forma:

$$q_s = \beta_s q_{ss} + (1 - \beta_s) q_a \quad (\text{A.14})$$

onde β_s é o fator de evapotranspiração, que varia de 1 a 0 dependendo da quantidade de umidade presente no solo, assumindo o valor 1 para o oceano e 0 para o solo seco.

A.1.2 - Difusão Vertical Turbulenta

No modelo de nível 2 de Mellor e Yamada (1974) as equações a serem resolvidas são algébricas e expressas na forma de coeficientes turbulentos, como segue:

$$\left(\frac{H}{\rho C_p} \right) = \overline{\theta' w'} = -K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (\text{A.15})$$

$$\left(\frac{E}{\rho} \right) = \overline{q' w'} = -K_h \frac{\partial q}{\partial z} \quad (\text{A.16})$$

onde K_m é o coeficiente de difusão turbulenta para o momentum e K_h é o coeficiente de difusão turbulenta para calor e umidade.