



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

**SENSIBILIDADE DO USO DE “PSEUDO-TEMPS” NA
ASSIMILAÇÃO DE DADOS DO MODELO DE
CIRCULAÇÃO GERAL ATMOSFÉRICA DO
CPTEC/COLA**

João Gerd Zell de Mattos

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Nelson Jesus Ferreira e Dirceu Luis Herdies, aprovada em 05 de dezembro de 2006.

INPE

São José dos Campos

05 de Dezembro de 2006

00.000.00(000.0)

DE MATTOS, J.G.Z.

SENSIBILIDADE DO USO DE “PSEUDO-TEMPS”
NA ASSIMILAÇÃO DE DADOS DO MODELO DE
CIRCULAÇÃO GERAL ATMOSFÉRICA DO CP-
TEC/COLA / J.G.Z. de Mattos. – São José dos Campos:
INPE, 05 de Dezembro de 2006.

132p. – ().

Assimilação de Dados, Modelagem atmosféricas,
Pseudo-temps, sistema de observação, radiossonda-
gem, Data Assimilation, Numerical Weather Prediction,
Pseudo-temps, Observation System, rawinsonde

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

Dr. José Paulo Bonatti

Presidente
INPE, Cachoeira Paulista, SP

Dr. Nelson Jesus Ferreira

Orientador
INPE, São José dos Campos, SP

Dr. Dirceu Luis Herdies

Orientador
INPE, Cachoeira Paulista, SP

Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez

Membro da Banca
INPE, Cachoeira Paulista, SP

Dr. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves

Membro da Banca - Convidado
Hydrological Sciences Branch, NASA

Candidato: João Gerd Zell de Mattos

São José dos Campos, 05 de dezembro de 2006.

“A imaginação é mais importante do que o conhecimento. O conhecimento é limitado, a imaginação rompe barreiras”

ALBERT EINSTEIN

*A meus pais Manoel e Marlene; pelo esforço, dedicação e
compreensão, em todos os momentos desta e de outras
caminhadas.*

À minha esposa Ariane pela paciência e amor dedicados.

À minha filha Lara pela sua constante alegria.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as pessoas que de alguma forma me ajudaram a vencer mais uma etapa de minha vida.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), pela oportunidade de continuar os estudos e também pela utilização de suas instalações e equipamentos.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de mestrado.

Aos membros da banca examinadora, pelas críticas e sugestões.

Aos professores do curso de Pós-Graduação em Meteorologia, pelos conhecimentos compartilhados. Em especial aos meus orientadores Dr. Nelson Jesus Ferreira e Dr. Dirceu Luis Herdies, não só pela orientação durante a realização deste trabalho, mas também pela amizade e confiança. À Margarete Domingues, Clóvis Sansigolo, Marley Moscati e Regina Alvalá pela amizade e apoio.

À Lilian Escobar, pelo profissionalismo e dedicação na realização das tarefas burocráticas referentes ao curso. Ao Rafael de Souza e Carlos Cesar Oliveira pela amizade e pelo suporte técnico nos diversos pedidos de ajuda durante a realização do curso.

Aos colegas Ricardo Reinke, Lucas Mendes, Enver Ramirez, Luiz Fernando Sapucci, Luiz André dos Santos, Virginia Nogueira, Valner Nogueira, Everson Dal Piva, Suelen Roballo, Rita Valéria Andreoli de Souza pela amizade e companheirismo. A todos os colegas que de alguma maneira contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

À colega, amiga e companheira, minha esposa Ariane, pela ajuda, paciência e amor dedicados em todo o decorrer do curso.

À minha filha Lara, pelas doces palavras de carinho e pelos sorrisos inesquecíveis.

À minha mãe Marlene e meu pai Manoel, pelo carinho, motivação e exemplo de perseverança.

À minha irmã Betina, pelo apoio e carinho.

RESUMO

Utilizando o sistema de assimilação de dados *Physical-space Statistical Analysis System* em conjunto com o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera, aplica-se o uso das *Pseudo-Temps* na geração da condição inicial utilizada para integrar deste modelo. O uso das *Pseudo-Temps* busca uma melhor representação, por parte do modelo, dos fenômenos atmosféricos na América do Sul, região esta que apresenta relativa escassez de radiossondagens principalmente na Bolívia, Paraguai e Peru. Para a coleta das *Pseudo-Temps*, foram utilizadas as análises do *European Centre for Medium range Weather Forecast* e do *National Centers for Environmental Prediction*. Os resultados obtidos nos experimentos realizados com as *Pseudo-Temps* foram comparados com as previsões sem a inclusão de *Pseudo-Temps*, com as reanálises produzidas com os dados obtidos do *South America Low Level Jet Experiment* e com dados de estações em superfície sobre a América do Sul. Além disto realizaram-se dois estudos sinóticos apresentando as principais diferenças ocasionadas com a inclusão dos dados extras. Os resultados obtidos com estas análises mostraram que a utilização das *Pseudo-Temps* proporcionou um impacto positivo nas previsões do MCGA. Verificou-se que as principais melhorias se deram abaixo de $30^{\circ}S$ e o prazo útil das previsões apresentou um aumento significativo.

**SENSITIVITY USING “ PSEUDO-TEMPS ” IN THE DATA
ASSIMILATION OF THE ATMOSPHERIC GLOBAL CIRCULATION
MODEL OF THE CPTEC/COLA**

ABSTRACT

Using the data assimilation system *Physical-space Statistical Analysis System* with the Atmospheric Global Circulation Model *Pseudo-Temps* are used to generate initial conditions to integrate this model. The use of *Pseudo-Temps* aims to improve the model representation of the atmospheric conditions over South America. In this region there is a lack of radiosondes observations mainly in Bolivia, Paraguay and Peru. The *Pseudo-Temps* were extracted from the *European Centre for Medium range Weather Forecast* and from the *National Centers for Environmental Prediction* analyses. The obtained results were compared with forecasts without *Pseudo-Temps*, with the reanalysis produced with the *South America Low Level Jet Experiment* data, and with observed data from South America. Moreover, two synoptic case studies were done presenting the main differences due to the inclusion of the extra data. The results show that there is a positive impact in the model forecasts due to the use *Pseudo-Temps*. It was also verified that the main improvements occurred below $30^{\circ}S$ and the forecast range presented a significant increase.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

LISTA DE SÍMBOLOS

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	29
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	33
2.1 - Assimilação de Dados	33
2.1.1 - Ciclo de Assimilação de Dados	35
2.1.2 - Teoria Estatística da Assimilação de Dados	37
2.2 - Sistema de Análise Estatística em Espaço Físico	42
2.3 - Componentes do Sistema de Assimilação de Dados PSAS	43
2.3.1 - Modelo de Circulação Geral da Atmosfera	43
2.3.2 - Controle de Qualidade Estatístico das Observações	46
2.3.3 - Descrição do Ciclo do MCGA + PSAS	47
2.4 - Observações Sintéticas	48
2.4.1 - <i>Paid Observation</i> - PAOBS	50
2.4.2 - Vórtice Bogus	51
2.4.3 - Observações Alvo	52
2.4.4 - Pseudo-Temps	53
CAPÍTULO 3 - DADOS E METODOLOGIA	55
3.1 - Dados	55
3.2 - Metodologia	58
3.2.1 - Simulações	58
3.2.2 - Análise Estatística	62
3.2.3 - Estudo de Caso	66
CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES	69

4.1 - Comparação com Análises do CTRL1.	69
4.2 - Comparação com dados Observacionais.	73
4.3 - Análise espacial do Erro	76
CAPÍTULO 5 - ESTUDO DE CASO	81
5.1 - Identificação e análise do caso de JBN	82
5.1.1 - Previsões dos perfis de vento x observações	88
5.2 - Descrição sinótica	93
5.2.1 - Comparação entre as rodadas CTRL1, CTRL2 e EXP4	95
5.3 - Análise do caso de ZCAS	100
5.3.1 - Comparação entre CTRL1 e EXP4	110
CAPÍTULO 6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	117
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	121
APÊNDICE A - Distribuição Temporal dos dados do SALLJEX	131

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Diagrama esquemático do ciclo de assimilação.	36
2.2 Fluxograma do ciclo de Assimilação de Dados baseado no modelo Global CPTEC/COLA e usando o PSAS para o sistema de análise.	48
3.1 Distribuição espacial das redes de observação: a)SYNOP, b) METAR, c)Temp, d)Ship, e)AIRCRAFT, f)ATOVS, g) QuikScat e h) TPW	56
3.2 Distribuição da rede de estações de ar superior na AS.	57
3.3 Funções de Influência para a ϕ em 200 hPa, duramente o verão	60
3.4 Distribuição espacial dos pontos utilizados no Experimento 1 baseados nas FI.	60
3.5 Distribuição espacial dos pontos utilizados nos Experimentos 2, 3 e 4. . .	61
3.6 Divisão espacial das áreas onde são calculados os índices estatísticos. . .	63
4.1 Índices estatísticos (a) MAE, (b) CCA, (c) RMS e (d) <i>viés</i> , calculados sobre o domínio da AS para a variável $\Phi 850$	70
4.2 Índices estatísticos (a) MAE, (b) CCA, (c) RMS e (d) <i>viés</i> , calculados sobre o domínio da região sul para a variável $\Phi 850$	71
4.3 Índices estatísticos (a) MAE, (b) CCA, (c) RMS e (d) <i>viés</i> , calculados sobre o domínio da AS para a variável $\Phi 500$	72
4.4 Índices estatísticos (a) MAE, (b) CCA, (c) RMS e (d) <i>viés</i> , calculados sobre o domínio da região sul para a variável $\Phi 500$	72
4.5 Índices estatísticos (a) MAE, (b) RMS, (c) Viés e (d) SS, calculados sobre o domínio da AS para a variável $U 850$	74

4.6	Índices estatísticos (a) MAE, (b) RMS, (c) Viés e (d) SS, calculados sobre o domínio da AS para a variável $V850$	74
4.7	Índices estatísticos (a) MAE, (b) RMS, (c) Viés e (d) SS, calculados sobre o domínio da AS para a variável $Q500$	75
4.8	Índices estatísticos (a) MAE, (b) RMS, (c) Viés e (d) SS, calculados sobre o domínio da AS para a variável $\Phi850$	76
4.9	Índices estatísticos (a) MAE, (b) RMS, (c) Viés e (d) SS, calculados sobre o domínio da AS para a variável $\Phi500$	77
4.10	Distribuição espacial do MAE para as previsões de (a) 24, (b) 48, (c)72 e (d) 96 horas de $\Phi850$ do CTRL1.	78
4.11	Distribuição espacial do MAE para as previsões de (a) 24, (b) 48, (c)72 e (d) 96 horas de $\Phi850$ do EXP4.	78
4.12	Distribuição espacial do MAE para as previsões de (a) 24, (b) 48, (c)72 e (d) 96 horas de $\Phi500$ do CTRL1.	79
4.13	Distribuição espacial do MAE para as previsões de (a) 24, (b) 48, (c)72 e (d) 96 horas de $\Phi500$ do EXP4.	79
5.1	Perfil vertical de: (a) Intensidade (linha azul, em ms^{-1}) e direção do vento (pontos pretos, em Graus), (b) Componentes zonal e meridional do vento (u linha vermelha, v linha verde, em ms^{-1}), (c) Umidade relativa (linha azul, em %), (d) Temperatura do ar (linha roxa, em $^{\circ}C$), Temperatura do ponto de orvalho (linha amarela, em $^{\circ}C$) na estação de Santa Cruz de la Sierra, na Bolívia ($17^{\circ}S/63^{\circ}W$) no dia 18/01/2003 às 06:00 UTC. No eixo das ordenadas está a escala de pressão (hPa), no eixo inferior, a escala de cada variável, em (a) o eixo superior apresenta a direção do vento.	85
5.2	Idem a Figura 5.1, exceto para o dia 19/01/2003 as 18:03 UTC.	86
5.3	Idem a Figura 5.1, exceto para o dia 22/01/2003 as 18:18 UTC.	87

5.4	Perfis verticais da componente meridional do vento total em ms^{-1} (coluna da esquerda) do conjunto de dados SALLJEX (linha preta) e das previsões de 24 horas das rodadas CTRL1 (linha vermelha), CTRL2 (linha verde) e EXP4 (linha azul) e a respectiva diferença entre os dados observacionais e as simulações (coluna da direita) para os dias: (a) 19/01 às 1800 UTC, (b) 20/01 às 0600 UTC e (c) 21/01 às 0600 UTC.	90
5.5	Perfis verticais da componente meridional do vento total em ms^{-1} (coluna da esquerda) do conjunto de dados SALLJEX (linha preta) e das previsões de 48 horas das rodadas CTRL1 (linha vermelha), CTRL2 (linha verde) e EXP4 (linha azul) e a respectiva diferença entre os dados observacionais e as simulações (coluna da direita) para os dias: (a) 19/01 às 1800 UTC, (b) 20/01 às 0600 UTC e (c) 21/01 às 0600 UTC.	91
5.6	Variação temporal da componente meridional do vento (ms^{-1}) em 850 hPa entre os dias 17 e 24 de janeiro de 2003 obtida dos conjuntos de dados SALLJEX, CTRL1, CTRL2 e EXP4 para : (a) análise, (b) previsão de 24 horas e (c) previsão de 48 horas.	92
5.7	Seqüência de imagens do satélite GOES-8 do canal infravermelho, para os dias: a) 18/01 às 1809 UTC b) 19/01 às 07:39 UTC, c) 20/01 às 11:09 UTC, d) 20/01 às 17:39 UTC, e) 22/01 às 02:39 UTC, f) 22/01 às 11:39 UTC, g) 22/01 às 19:39 UTC, h) 23/01 às 02:09 UTC, i) 23/01 às 06:39 UTC.	94
5.8	Mosaico das imagens de satélite GOES-8 e Meteosat, divergência de umidade (linhas contínuas) e linhas de corrente, para as análises do dia 18/01 às 0600 UTC obtidas do: (a) CTRL1, (b) CTRL2 e (c) EXP4.	97
5.9	Idem a Figura 5.8, exceto para as previsões de 24 horas.	97
5.10	Idem a Figura 5.8, exceto para as previsões de 48 horas.	98
5.11	Mosaico das imagens de satélite GOES-8 e Meteosat, divergência de umidade (linhas contínuas) e linhas de corrente, para as análises do dia 23/01 às 0600 UTC obtidas do: (a) CTRL1, (b) CTRL2 e (c) EXP4.	98
5.12	Idem a Figura 5.11, exceto para as previsões de 24 horas.	99

5.13	Idem a Figura 5.11, exceto para as previsões de 48 horas.	99
5.14	Campos médios da circulação em altos níveis (300 hPa - linha de corrente) e ROLE (sobreado em Wm^{-2}) para o período de 24 a 31 de janeiro de 2003.	100
5.15	Seqüência de imagens do satélite GOES-8 no canal infravermelho para o período de 25 de janeiro a 01 de fevereiro de 2003 às 18:09 UTC.	102
5.16	Campos médios da circulação em altos níveis (300 hPa - linha de corrente) e Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE - sombreado em Wm^{-2}) para o período da ZCAS (25 a 31 de janeiro de 2003) obtidos das previsões de (a) 24, (b) 48, (c) 72 e (d) 96 horas do EXP4.	104
5.17	Distribuição espacial de precipitação total (em mm) durante o episódio de ZCAS ocorrido no período de 25 a 31 de janeiro de 2003.	105
5.18	Distribuição espacial de precipitação total (em mm) para o período de 25 a 31 de janeiro de 2003, obtidos das previsões de (a) 24, (b) 48, (c) 72 e (d) 96 horas do EXP4.	107
5.19	Campos médios de $\Phi 500$ (isolinhas em m) e $Q 500$ (sombreado em $g/kg \times 10^3$) durante o episódio de ZCAS (25 a 31 de janeiro de 2003) obtidos das análises do EXP4.	108
5.20	Campos médios de $\Phi 500$ (isolinhas em m) e $Q 500$ (sombreado em $g/kg \times 10^3$) para o período de 24 a 31 de janeiro de 2003, obtidos das previsões de (a) 24, (b) 48, (c) 72 e (d) 96 horas do EXP4.	109
5.21	Distribuição espacial do <i>viés</i> de precipitação (mm) para (a) controle 1, (b) experimento 4 e (c) diferença absoluta entre os <i>viéses</i> . Regiões em laranja representam $(a) < (b)$ e em azul representam $(a) > (b)$, para as previsões de 24 horas.	111
5.22	Idem a Figura 5.21 exceto para as previsões de 48 horas	111
5.23	Idem a Figura 5.21 exceto para as previsões de 72 horas	112
5.24	Idem a Figura 5.21 exceto para as previsões de 96 horas	112

5.25	Distribuição espacial do <i>viés</i> de ROLE (Wm^{-2}) para (a) controle 1, (b) experimento 4 e (c) diferença absoluta entre os <i>viéses</i> . Regiões em laranja representam $(a) < (b)$ e em azul representam $(a) > (b)$, para as previsões de 24 horas.	114
5.26	Idem a Figura 5.25 exceto para as previsões de 48 horas	114
5.27	Idem a Figura 5.25 exceto para as previsões de 72 horas	115
5.28	Idem a Figura 5.25 exceto para as previsões de 96 horas	115

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Simulações realizadas para o período de 1 ^o a 31 de janeiro de 2003.	61
3.2 Resumo dos Estudos de Caso realizados entre o de 1 ^o a 31 de janeiro de 2003.	66
5.1 Análise da ocorrência de JBN a partir de dados extraídos de perfis verticais na estação de Santa Cruz de la Sierra, Bolívia (17,5°S/63,5°W) de 18 a 23 de janeiro de 2003.	84
A.1 Dados do SALLJEX utilizados no procedimento de assimilação de dados.	131

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AC	– América Central
ACARS	– Aircraft Communications Addressing and Reporting System
AO	– Análise Objetiva
AD	– Assimilação de Dados
AS	– América do Sul
ATOVS	– Advanced TIROS Operational Vertical Sounder
AV	– Análise Variacional
CAD	– Ciclo de Assimilação de Dados
CCA	– Coeficiente de Correlação de Anomalia
CCM	– Complexo Convectivo de Mesoescala
CPTEC	– Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
COLA	– Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies
CSP	– Core Service bio-geophysical Parameter
CTRL1	– Controle 1
CTRL2	– Controle 2
DAO	– Data Assimilation Office
DAS	– Data Assimilation System
DWD	– Deutscher Wetterdienst
EAE	– Esquemas de Análise Empírica
ECMWF	– European Centre for Medium Range Forecast
EM	– Erro Médio
ENIAC	– Eletronic Numerical Integrator and Computer
EP	– Erro Padrão
EQM	– Erro Quadrático Médio
EXP1	– Experimento 1
EXP2	– Experimento 2
EXP3	– Experimento 3
EXP4	– Experimento 4
FI	– Funções de Influência
KF	– Kalman Filter
FNMOC	– Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center
EFK	– Extended Kalman Filter
EnFK	– Ensemble Kalman Filter
GFSC	– Goddard Space Flight Center
GEOS DAS	– Goddard Earth Observing System Data Assimilation System
GPCP	– Global Precipitation Climatology Project
GTS	– Global Telecommunication System
HS	– Hemisfério Sul
IE	– Interpolação Espacial

INPE	– Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JMA	– Japan Meteorological Agency
JBN	– Jato em Baixos Níveis
MAE	– Erro Absoluto Médio
MCGA	– Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
METAR	– Meteorological Aerodrome Report
MPNT	– Modelo de Previsão Numérica de Tempo
NASA	– National Aeronautics and Space Administration
NCAR	– National Center for Atmospheric Research
NCEP	– National Centers for Environmental Prediction
OI	– Optimum Interpolation
OMM	– Organização Meteorológica Mundial
PT	– Previsão de Tempo
PTECMWF	– Pseudo-Temps extraídas das análises do ECMWF
PTNCEP	– Pseudo-Temps Extraídas das análises do NCEP
PNMM	– Pressão ao Nível médio do Mar
PNT	– Previsão Numérica de Tempo
PSAS	– Physical-space Statistical Analysis System
r4aods	– Dados coletados via GTS
REQM	– Raíz do Erro Quadrático Médio
SALLJEX	– South American Low-Level Jet Experiment
SATOB	– Satellite Observations
SS	– Skill Score
SYNOP	– Surface Synoptic Observations
TPW	– Total Precipitable Water

LISTA DE SÍMBOLOS

α	–	Variável aleatória
ϕ	–	Altura Geopotencial
Φ_{850}	–	Altura Geopotencial em 850 hPa
Φ_{500}	–	Altura Geopotencial em 500 hPa
λ	–	Ponto de longitude
φ	–	Ponto de latitude
P	–	Pressão à superfície
q	–	Umidade específica
Q_{500}	–	Umidade específica em 500 hPa
r	–	Coefficiente de correlação
\mathbf{P}	–	Matriz de covariância dos erros de previsão
\mathbf{R}	–	Matriz de covariância dos erros de observação
R	–	Raio de influência
T	–	Temperatura
T_d	–	Temperatura do ponto de orvalho
u	–	Componente zonal do vento
U_{850}	–	Componente zonal do vento em 850 hPa
v	–	Componente meridional do vento
V_{850}	–	Componente meridional do vento em 850 hPa
w	–	Função peso
\mathbf{d}	–	Vetor Inovação
\mathbf{x}	–	Vetor Estado
\mathbf{y}^o	–	Observações
\mathbf{y}	–	Valores Observados estimados
η	–	Erro do Modelo
ε	–	Erro Observacional
H	–	Operador Observação
J	–	Função Custo
S	–	Operador Simplificação
$(\cdot)^T$	–	Transposta
$(\cdot)^a$	–	Análises
$(\cdot)^b$	–	Background
$(\cdot)^f$	–	Previsão
$(\cdot)^o$	–	Observação
$(\cdot)^t$	–	Verdade

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Atualmente existe uma crescente demanda por prognósticos meteorológicos uma vez que eventos severos do tempo podem gerar desastres de grande impacto econômico e social. Os meios de transporte (terrestre, marítimo e aéreo), bem como a agricultura, zootecnia e gerenciamento de recursos hídricos dependem muito do tempo e do clima. Somados a estes aspectos tradicionalmente reconhecidos, há a crescente demanda por decisões políticas envolvendo a atmosfera, relacionadas à poluição e seu controle, efeitos de vários produtos químicos sobre a camada de ozônio e outros impactos ambientais. Isto porque melhores previsões de tempo e clima fornecem aos tomadores de decisão informações mais detalhadas acerca do comportamento meteorológico, possibilitando que ações sejam tomadas a fim de minimizar os efeitos causados pelos sistemas meteorológicos. Portanto, vários esforços têm sido realizados para o avanço das técnicas de Previsão Numérica de Tempo (PNT).

Com a necessidade do aprimoramento das previsões de tempo, tem havido uma crescente demanda para a melhoria dos modelos de previsão e suas componentes, necessárias para o cálculo do estado atual e evolução tridimensional das variáveis básicas do tempo. Uma importante componente de todo o conjunto de previsão é o processo conhecido como Assimilação de Dados (AD) (TALAGRAND, 1997). A AD é complexo processo de criar uma condição inicial “balanceada” e incorporar novos dados durante a integração do modelo de previsão. São utilizadas todas as informações disponíveis sobre o estado da atmosfera em conjunto com uma previsão de curto prazo, a fim de estimar e diagnosticar da forma mais correta possível o estado da atmosfera, para que seja utilizada como condição inicial nos modelos de previsão numérica de tempo.

As condições atmosféricas futuras podem ser conhecidas por meio dos modelos matemáticos, que são baseados em sistemas de equações diferenciais parciais não lineares, em que os valores iniciais necessários são conhecidos de forma incompleta ou inexata. Deste modo, uma das componentes que torna a previsão de tempo mais precisa é o fato de se dispor de condições iniciais representativas do estado atual da atmosfera.

Este estado só pode ser conhecido por meio de uma rede de observações distribuídas por todo o globo. Nas últimas décadas, diferentes tipos de instrumentos surgiram

para fornecer amostragens contínuas da atmosfera e da superfície da Terra, dos quais pode-se citar instrumentos pontuais como termômetros, barômetros e pluviômetros, distribuídos irregularmente no espaço, fornecendo amostragens da atmosfera em quatro horários sinóticos (0000, 0600, 1200 e 1800 UTC). Existem ainda as radiossondas que fornecem perfis verticais da atmosfera em algumas regiões e os instrumentos que realizam medidas remotas, como radares e satélites. Mesmo assim, um dos maiores problemas enfrentado pelos centros operacionais é a insuficiência de observações em vastas regiões do globo, como o Hemisfério Sul (HS), em especial sobre a América do Sul (AS) e oceanos adjacentes.

De acordo com Bergot *et al.* (1999), as incertezas nas previsões numéricas de tempo (PNT) são causadas por duas fontes de erros distintas: erros na especificação das condições iniciais e imperfeições nos modelos. Sobre regiões com dados esparsos há boas razões para se esperar incertezas freqüentes e significantes nas condições iniciais dos modelos de previsão. Embora existam observações *in situ* nestas regiões, elas são insuficientes para restringir um rápido crescimento dos erros de análise, que geralmente causam previsões inexatas (LANGLAND *et al.*, 1999).

Para melhor descrever o estado da atmosfera em regiões com carência de informações, torna-se necessário ampliar a rede de observações já existente. Isto pode ser parcialmente obtido por meio de experimentos de campo tais como o Experimento do Jato em Baixos Níveis da América do Sul (*South American Low-Level Jet Experiment - SALLJEX*), cujo objetivo foi analisar o papel do Jato em Baixos Níveis (JBN) na circulação da América do Sul (AS) e também ampliar a rede de observações de ar superior a leste dos Andes. Porém, esses experimentos são de curta duração, resultando em um baixo aproveitamento das observações extras na meteorologia operacional, que necessita diariamente de dados para produção das condições iniciais dos Modelos de PNT (MPNT).

Necessita-se então de alguma técnica que possa minimizar ou até suprimir esta carência. Ainda que se tenham informações disponíveis, a quantidade de dados que são utilizados pelo sistema de AD do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) são insuficientes para uma representação adequada da atmosfera. A partir desta dificuldade, buscam-se alternativas para que as condições iniciais sejam melhoradas e conseqüentemente as previsões de tempo adquiram um maior grau de confiabilidade. Uma metodologia que vem sendo utilizada em alguns centros operacionais, como o *Deutscher Wetter-*

dienst (DWD) do Serviço Meteorológico Alemão, para sanar a carência de dados é a inclusão de *Pseudo-Temps* no processo de assimilação de dados. As *Pseudo-Temps* são observações sintéticas derivadas de análises previamente geradas, por exemplo, no *European Centre for Medium Range Forecast* (ECMWF) e/ou no *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) . Essa técnica pode ser particularmente útil devido à escassez de dados observacionais de ar superior sobre a AS.

Em vista do exposto, o objetivo principal do trabalho é:

- incluir as *Pseudo-Temps* no processo de AD do CPTEC/INPE, as quais representariam dados extras em pontos onde não existem dados observacionais *in situ*, a fim de melhorar a condição inicial utilizada pelo Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA).

e os objetivos específicos são:

- a) realizar uma análise quantitativa do impacto da inclusão de dados extras no processo de AD do CPTEC/INPE;
- b) verificar as implicações qualitativas da inclusão das *Pseudo-Temps*;
- c) verificar entre as análises do ECMWF e NCEP qual se ajusta de melhor forma ao MCGA;

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Assimilação de Dados

A previsão de tempo começou após a invenção da carta sinótica (maneiras de representar as observações meteorológicas de modo coerente em gráficos ou mapas). Estes diagnósticos tiveram duas motivações: primeiro, esperava-se que as leis que governavam os fluxos da atmosfera pudessem ser deduzidas destas cartas; e segundo, esperava-se que os estados da atmosfera, presente e passado, pudessem ajudar em prognósticos de estados futuros. Hoje a análise de dados por cartas sinóticas é conhecida como análise subjetiva, uma vez que os mapas são desenhados manualmente e conseqüentemente estão sujeitos ao empirismo e habilidade do meteorologista. Estas cartas são construídas marcando-se a magnitude das quantidades observadas nos locais onde as observações são feitas em um mapa geográfico, e traçando-se contornos entre os pontos marcados. A partir destes mapas, Bjerknes *et al.* (1911), Saucier (1955), Fjortoft (1952) deduziram técnicas gráficas mais complexas. Este trabalho era tão complexo que os serviços meteorológicos necessitavam de muitos recursos humanos para obter as análises subjetivas, que eram úteis para prever estados futuros da atmosfera, porém um único meteorologista, com muita experiência, poderia fazer previsões de tempo para um ou dois dias com base nestas cartas.

Bjerknes concebeu a previsão de tempo como um problema de valor inicial no qual estados atmosféricos futuros poderiam ser prognosticados utilizando as equações governantes do fluxo atmosférico. A primeira tentativa foi feita por Richardson (1922). As equações eram decompostas (em forma de diferenças finitas) e integradas avançando no tempo, a partir de um estado inicial, utilizando procedimentos numéricos. O grande problema no experimento de Richardson foi obter os valores das variáveis atmosférica em pontos regularmente espaçados a partir de estações de observação irregularmente espaçadas. Como solução Richardson realizou uma análise subjetiva e então “digitalizou” os valores em pontos de grade. Infelizmente, seu esforço pioneiro em previsão numérica de tempo falhou por vários motivos, entre eles o não conhecimento dos conceitos de inicialização.

Em 1950, um segundo esforço foi feito para prever o tempo utilizando as idéias de Bjerknes e Richardson, os cálculos foram feitos por Jule Charney, Fjortoft e John

Von Neuman, em Princeton, com o primeiro computador digital, o *Electronic Numerical Integrator and Computer* (ENIAC), utilizando uma forma modificada das equações atmosféricas. Este experimento foi um sucesso, porém como no experimento de Richardson, os valores iniciais das variáveis dependentes eram requeridos em grade regular. Para a solução do problema foi utilizada a análise subjetiva proposta por Richardson. Esse processo era muito desgastante e tornou-se mais longo do que a previsão. Percebeu-se a necessidade de se desenvolver um procedimento automático (análise objetiva) para estimar as variáveis atmosféricas sobre uma grade regular, utilizando dados disponíveis a partir de redes de observação irregularmente espaçadas. Este deveria ser robusto o suficiente, para que não fosse necessária a intervenção humana, e viável do ponto de vista computacional.

O advento dos computadores e a evolução dos métodos de análise numérica introduziram uma maneira mais rápida e consistente de produzir mapas sinóticos. A primeira análise objetiva, como assim passou a ser denominada, foi produzida por PANOFSKY (1949) utilizando uma técnica de ajustes por mínimos quadrados em duas dimensões, que consiste basicamente em expandir os campos (variáveis meteorológicas) a serem analisados em séries de polinômios em torno do ponto de observação, minimizando o quadrado de suas diferenças com os valores observados. O trabalho de Panofsky em análise objetiva foi motivado pelo projeto de Princeton supra citado, onde iniciou uma nova área de pesquisa, a previsão numérica de tempo (TODLING, 1999). A necessidade de uma análise objetiva tornou-se aparente (CHARNEY, 1951), e métodos de interpolação ajustando dados para pontos de grade foram desenvolvidos (GILCHRIST; CRESSMAN, 1954; BARNES, 1964).

O procedimento de análise objetiva foi sendo aperfeiçoado através de idéias, como a de Bergthórsson e Döös (1955), de utilizar uma previsão numérica como a primeira estimativa (*background*) para o estado analisado. Isso levou ao esquema de correções sucessivas (CRESSMAN, 1959), cujo procedimento não analisa as observações diretamente; subtrai o campo de *background* de cada observação produzindo os incrementos de observação; estes incrementos são analisados e produzem o incremento de análise, que é somado aos campos de *background* para produzir a análise final. Os trabalhos de Eliassen (1954), Gandin (1963) introduziram e aplicaram as idéias de interpolação estatística em problemas de ciências atmosféricas, incorporando vínculos físicos à análise estatística, este procedimento é análogo ao procedimento de correções sucessivas. Por volta de 1960, os procedimentos de análise objetiva tornaram-se

operacionais e o uso de modelos de previsão numérica de tempo para gerar a condição inicial tornou-se universal. Na década de 70, poderosas técnicas de interpolação estatística ganharam aceitação (DALEY, 1993). Nesta época previsões numéricas com modelos de equações primitivas também tornaram-se habituais. A partir de então a denominação de Ciclo de Assimilação de Dados (CAD) passou a ser utilizado para designar o complexo processo de criar uma condição inicial “balanceada” e incorporar novos dados durante a integração do modelo de previsão.

2.1.1 Ciclo de Assimilação de Dados

O termo ciclo de assimilação de dados foi concebido para descrever o complexo processo de prognóstico que possui quatro componentes principais: Controle de qualidade (verificação dos dados); Análise objetiva; Inicialização; Previsão curta para preparar para o próximo campo de *background*.

Os algoritmos de controle de qualidade são projetados para rejeitar ou modificar dados ruins. Os dados do sistema de observação contêm erros que podem ser classificados em dois tipos: Erros naturais (erros de instrumentos e erros de representatividade); e erros grosseiros (instrumentos não calibrados, observações de registro incorreto, observações incorretamente codificadas, erros de telecomunicações). Estes erros podem ser aleatórios ou espacialmente/temporariamente correlacionados para cada situação sinótica, e pode apresentar “vieses”(bias) sistemáticos. Geralmente, se faz primeiro a verificação dos erros de códigos e da localização correta das estações, depois, verifica-se com limites grosseiros a racionalidade das observações. O controle de qualidade restante consiste na confiabilidade, ou seja, a observação é avaliada contra seus vizinhos, quanto à consistência temporal e espacial. Relações dinâmicas, tais como a hidrostática e a geostrofia, são verificadas em observações de geopotencial, temperatura e umidade. E ainda existe a verificação contra o campo do modelo. O controle de qualidade pode se tornar bem sofisticado, usando a estrutura da análise objetiva, como um processo consistente. O modelo de previsão numérica é usado para preparar o campo de *background* do próximo tempo observado e é chamado de modelo de assimilação, este é geralmente um modelo numérico de alta resolução contendo parametrizações sofisticadas de vários processos físicos tais como convecção, radiação, ciclo hidrológico, processos biológicos de superfície, turbulência da camada limite planetária, e interação terra-oceano. Tais modelos não são diferentes dos modelos usados para previsões ou simulações climáticas.

Um modelo esquemático do CAD é mostrado na Figura 2.1. A Cada 6 horas são coletadas todas as observações dentro de ± 3 horas do ponto médio do intervalo de tempo (caixa 1B). Verifica-se a presença de erros grosseiros que podem ser causados por algum *viés* instrumental ou ainda por leituras fisicamente inconsistentes. Os dados são combinados com uma previsão de curto prazo (caixa 1A) resultante de um CAD precedente. A fusão das observações com o *background* é realizada calculando os incrementos de observação (caixa 2), que representam as diferenças entre as observações e o *background* realizadas nos pontos de observação. O controle de qualidade estatístico das observações é executado nos incrementos de observação, identificando mais eficientemente valores extremos. Após, no processo de análise objetiva estes incrementos são interpolados de volta aos pontos de grade do modelo para realizar a correção no modelo (caixa 3). As correções são aplicadas de volta ao *background* para gerar a análise (caixa 4). A nova análise fornece as condições iniciais para a próxima previsão operacional e uma previsão de curto prazo (caixa 1A) para o próximo CAD.

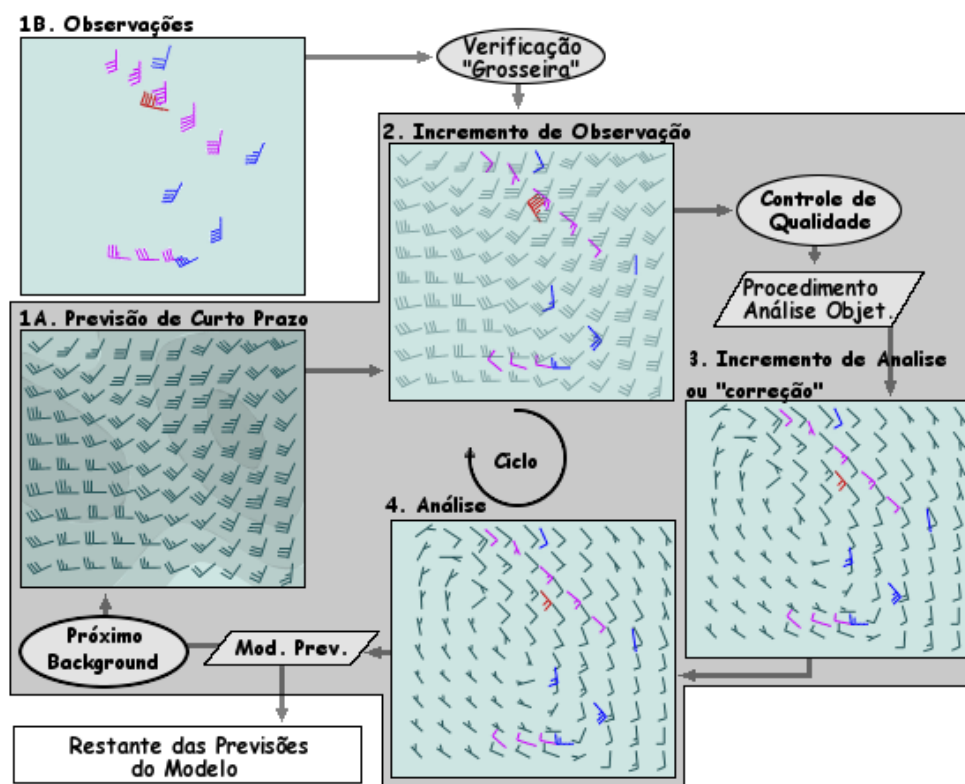


FIGURA 2.1 - Diagrama esquemático do ciclo de assimilação.
 FONTE: Adaptada de METED (2005)

2.1.2 Teoria Estatística da Assimilação de Dados

Apresenta-se, a seguir uma teoria geral de análise estatística que serve tanto para sistemas lineares como para não-lineares (GHIL, 1989; GHIL; MALANOTTE-RIZZOLI, 1991; TALAGRAND, 1997; KALNAY, 2003). As notações utilizadas seguem Ide *et al.* (1997).

Considera-se um problema simples de estimação, de onde se quer determinar uma quantidade escalar não conhecida \mathbf{x}^t , obtidas a partir de duas medidas conhecidas, \mathbf{y}_1 e \mathbf{y}_2 , na forma:

$$\mathbf{y}_1 = \mathbf{x}^t + \zeta_1 \quad (2.1)$$

$$\mathbf{y}_2 = \mathbf{x}^t + \zeta_2 \quad (2.2)$$

em que ε_1 e ε_2 são erros observacionais, não conhecidos. Considera-se que os instrumentos de medição não apresentam vícios e que os erros das observações não são correlacionados. Tem-se então

$$E(\zeta_1) = E(\zeta_2) = 0 \quad (2.3)$$

e

$$E(\zeta_1 \zeta_2) = 0 \quad (2.4)$$

em que $E(\cdot)$ representa o média estatística (*valor esperado*). As variâncias estatísticas de \mathbf{y}_1 e \mathbf{y}_2 são dadas por

$$E(\zeta_1^2) = \sigma_1^2 \quad , \quad E(\zeta_2^2) = \sigma_2^2 \quad (2.5)$$

Dada as condições apresentadas, pode-se estimar \mathbf{x}^t como uma combinação linear

de \mathbf{y}_1 e \mathbf{y}_2

$$\mathbf{x}^a = a_1\mathbf{y}_1 + a_2\mathbf{y}_2 \quad (2.6)$$

em que os pesos a_1 e a_2 devem ser determinados. Quer-se primeiro estimar \mathbf{x}^a , sendo estatisticamente não tendencioso, isto significa que a Equação 2.6 satisfaz a condição $E(\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^t) = 0$. Isto será verificado se

$$a_1 + a_2 = 1 \quad (2.7)$$

Também espera-se determinar \mathbf{x}^a com variância mínima do erro de estimação, que seria dada por

$$\sigma^2 = E[(\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^t)^2] \quad (2.8)$$

A solução deste problema de minimização é encontrada para os pesos correspondentes a_1 e a_2 que são inversamente proporcionais às variâncias dos Erros de Observação correspondentes, ou seja

$$a_1 = \frac{\sigma_2^2}{(\sigma_1^2 + \sigma_2^2)} \quad , \quad a_2 = \frac{\sigma_1^2}{(\sigma_1^2 + \sigma_2^2)} \quad (2.9)$$

O mínimo da estimativa do erro da variância σ^2 é dado pela relação

$$\frac{1}{\sigma^2} = \frac{1}{\sigma_1^2} + \frac{1}{\sigma_2^2} \quad (2.10)$$

que apresenta uma simples interpretação: se chamarmos de “precisão” o inverso da variância do erro, então a precisão da estimativa \mathbf{x}^a é o somatório da precisão das observações.

A mesma estimativa \mathbf{x}^a pode ser encontrada por meio de uma aproximação diferente: uma estimativa de um valor exato \mathbf{x}^t deve estar próximo das observações, pelo

menos dentro da exatidão das observações. Para qualquer valor \mathbf{x} , a “distância” entre \mathbf{x} e a observação pode ser medida pela seguinte quantidade quadrática

$$\mathcal{J}(\mathbf{x}) = \frac{(\mathbf{x} - \mathbf{y}_1)^2}{\sigma_1^2} + \frac{(\mathbf{x} - \mathbf{y}_2)^2}{\sigma_2^2} \quad (2.11)$$

em que a variância dos erros observacionais σ_1^2 e σ_2^2 levam em conta a precisão das observações. Agora o valor de \mathbf{x} que minimiza $\mathcal{J}(\mathbf{x})$ é precisamente a estimativa \mathbf{x}^a dada pelas equações de 2.6 à 2.9. A minimização da Equação 2.11 fornece conseqüentemente uma outra maneira de determinar a estimativa \mathbf{x}^a , baseada em um princípio variacional.

Com base nos conceitos anteriores, pode-se levar a estimativa estatística à uma forma geral. Assume-se que queremos estimar um vetor \mathbf{x}^t com dimensão n e componentes $x_i^t (i = 1, \dots, n)$. Esse vetor pode consistir, por exemplo, nos valores de um ou mais campos meteorológicos (Temperatura, pressão, umidade, etc.) em um dado instante de tempo nos pontos de uma grade regular de duas ou três dimensões. Mas os desenvolvimentos que seguem são muito gerais, e independentes da natureza ou do significado físico dos parâmetros a serem estimados. O vetor \mathbf{x}^t , a ser estimado, é chamado de *vetor de estado*, desde que ele, em geral, descreve o estado de um sistema físico, como a atmosfera e o oceano. Considera-se, também, um vetor observação \mathbf{y} , com dimensão m e componentes $y_j (j = 1, \dots, m)$. Assumindo que o vetor \mathbf{y} pode ser escrito sob a forma

$$\mathbf{y} = \Gamma \mathbf{x}^t + \zeta \quad (2.12)$$

em que Γ é uma matriz $m \times n$ que define uma ligação entre os parâmetros a serem estimados e as quantidades observadas. Considerando que os erros não são correlacionados e estatisticamente não viciados, ou seja, $E(\zeta) = 0$ e $E(\zeta \zeta^T) = \Sigma$, tem-se

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{A} \mathbf{y} \quad (2.13)$$

em que \mathbf{A} é uma matriz $n \times m$ a ser determinada. Assume-se que \mathbf{x}^a é não tenden-

cioso, tal que $E(\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^t) = 0$. Esta condição é verificada se

$$\mathbf{A}\Gamma = \mathbf{I}_n \quad (2.14)$$

em que \mathbf{I}_n é uma matriz unitária de ordem n . Além disso, entre todas as matrizes que verificam (2.14), que-se escolher as que minimizam a variância da norma do erro de estimativa, isto é, a matriz que minimiza o traço (soma dos termos diagonais) da matriz de covariância do erro de aproximação ($\mathbf{P}^a = E\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^t^T$). A solução para esse problema é

$$\mathbf{A} = [\Gamma^T \Sigma^{-1} \Gamma]^{-1} \Gamma^T \Sigma^{-1} \quad (2.15)$$

Quanto para a matriz correspondente \mathbf{P}^a , ela é igual a

$$\mathbf{P}^a = [\Gamma^T \Sigma^{-1} \Gamma]^{-1} \quad (2.16)$$

em que \mathbf{P}^a contém as variâncias e covariâncias dos erros de estimativa de todas as componentes de \mathbf{x}^t . Concluindo, nota-se que as Equações 2.15 e 2.16 são a forma generalizada das Equações 2.9 e 2.10. Como no exemplo anterior, existe uma formulação variacional para a estimativa de \mathbf{x}^t , que agora corresponde à minimizar a função objetiva

$$\mathcal{J}(\mathbf{x}) \equiv [\Gamma \mathbf{x} - \mathbf{y}]^T \Sigma [\Gamma \mathbf{x} - \mathbf{y}] \quad (2.17)$$

De uma forma particular, o vetor pode ser decomposto em duas componentes. A estimativa inicial (\mathbf{x}^b) do vetor \mathbf{x}^t e um conjunto de observações (\mathbf{y}^o) de dimensão p , dadas por

$$\mathbf{x}^b = \mathbf{x}^t + \eta \quad (2.18)$$

$$\mathbf{y}^o = \mathbf{H}\mathbf{x}^t + \varepsilon \quad (2.19)$$

em que η é o erro da estimativa inicial e ε é o erro de observação. Nota-se que \mathbf{y}^o está associado à matriz de observação \mathbf{H} .

Para simplificar, em todo o processo não-viciado, supõe-se que os erros η e ε são estatisticamente não correlacionados. A matriz $E(\eta\eta^T)$ seria denotada por \mathbf{P} e a matriz $E(\varepsilon\varepsilon^T)$ por \mathbf{R} . Com estas notações as Equações 2.13 , 2.14 e 2.16 podem ser colocadas das seguintes formas

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \mathbf{K}(\mathbf{y}^o - \mathbf{H}\mathbf{x}^b) \quad (2.20)$$

$$\mathbf{K} = \mathbf{P}^b\mathbf{H}^T[\mathbf{H}\mathbf{P}^b\mathbf{H}^T + \mathbf{R}]^{-1} \quad (2.21)$$

e

$$\mathbf{P}^a = \mathbf{P}^b - \mathbf{K}\mathbf{H}\mathbf{P}^b \quad (2.22)$$

Considerando a Equação 2.20 percebe-se que o estado analisado é definido como a soma da estimativa inicial (\mathbf{x}^b) e um termo de correção, sendo proporcional ao vetor $\mathbf{y}^o - \mathbf{H}\mathbf{x}^b$, chamado de vetor inovação, por descrever efetivamente toda nova informação contida no vetor adicional de observação \mathbf{y}^o . Este vetor de inovação é a diferença entre o vetor de observação (\mathbf{y}^o) e o vetor que produziria o operador \mathbf{H} , aplicado à estimativa inicial (\mathbf{x}^b). É obvio que se a diferença dada é igual à zero, significa que a estimativa inicial estaria representando perfeitamente as novas observações. A matriz \mathbf{K} , chamada *Matriz Ganho*, é simplesmente a matriz que leva em conta as respectivas precisões da estimativa inicial e das observações, sendo função das matrizes de covariância \mathbf{P}^b e \mathbf{R} .

Finalmente, o problema associado com a estimação de \mathbf{x}^t , a partir do *background* (\mathbf{x}^b), e do vetor observação adicional (\mathbf{y}^o), é facilmente visto a partir da Equação 2.17 que corresponde a minimização da função objetiva

$$\mathcal{J}(\mathbf{x}) = [\mathbf{x} - \mathbf{x}^b]^T(\mathbf{P}^b)^{-1}[\mathbf{x} - \mathbf{x}^b] + [\mathbf{H}\mathbf{x} - \mathbf{y}^o]^T\mathbf{R}^{-1}[\mathbf{H}\mathbf{x} - \mathbf{y}^o] \quad (2.23)$$

Nota-se, nesta equação, que a função objetiva é a soma de dois termos, o primeiro é ponderado pela inversa da matriz de covariância dos erros de previsão (\mathbf{B}) e o

segundo é ponderado pela inversa da matriz de covariância dos erros de observação (\mathbf{R}). Se essas covariâncias são especificadas corretamente, a análise do estado, obtida pela minimização da função objetiva ($\mathcal{J}(\mathbf{x})$), é uma forma de função de densidade e probabilidade condicional e é derivada através do princípio de máxima probabilidade, considerando que tanto os erros de previsão como os erros de observação são não viciados e normalmente distribuídos.

2.2 Sistema de Análise Estatística em Espaço Físico

O Sistema de Análise Estatística em Espaço Físico (*Physical-space Statistical Analysis System* - PSAS), foi desenvolvido no *Data Assimilation Office* (DAO) do *Goddard Space Flight Center* (GSFC), pertencente à *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), para substituir a componente de análise OI do *Goddard Earth Observing System - Data Assimilation System* (GEOS-DAS).

O PSAS é um sistema com a versatilidade e a capacidade de acomodar desenvolvimentos futuros na metodologia de assimilação de dados de uma maneira consistente com a teoria de estimação. Ele é baseado em OI, embora formule as equações de análise de uma maneira diferente, são matematicamente equivalentes (GUO *et al.*, 1998; DA SILVA *et al.*, 1995). Da Silva *et al.* (1995) introduziu um esquema relacionado com 3D-Var e OI, na qual a minimização da função custo é executada no espaço (físico) das observações (como os esquemas OI), ao invés do espaço do modelo como é no esquema 3D-Var (KALNAY, 2003).

O fato de o PSAS ser formulado diretamente no espaço físico a resolução da equação da análise (Equação 2.20) é realizada globalmente e não localmente, eliminando a aproximação local e a seleção de dados do sistema OI. Ele também realiza grande parte de seus cálculos no local da observação, o que torna-o mais econômico computacionalmente. Como é independente da formulação do modelo de previsão, torna-se um algoritmo apropriado para várias aplicações (COHN *et al.*, 1998).

Matematicamente, o algoritmo do PSAS é resolvido utilizando-se o esquema de análise estatística, ou estimação ótima de mínimos quadrados. A análise da variância mínima \mathbf{x}^a é obtida assumindo-se que o escalar funcional $\langle (\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^b)^T S (\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^b) \rangle$ seja mínimo para todas as matrizes (de covariância de erro) positivas S . O PSAS resolve as equações de análise 2.20 e 2.21 de uma forma direta. Primeiro, um sistema

linear $p \times p$ é resolvido para uma quantidade x , ou seja:

$$\begin{aligned}
 w &= (\mathbf{y}^o - \mathbf{H}\mathbf{x}^b) \\
 A &= (\mathbf{H}\mathbf{P}^b\mathbf{H}^T + \mathbf{R}) \\
 \mathbf{x}^a &= \mathbf{x}^b + \mathbf{P}^b\mathbf{H}^T(A^{-1}w) \\
 x &= A^{-1}w \longrightarrow Ax = w \\
 (\mathbf{H}\mathbf{P}^b\mathbf{H}^T + \mathbf{R})x &= (\mathbf{y}^o - \mathbf{H}\mathbf{x}^b)
 \end{aligned} \tag{2.24}$$

então, o estado analisado \mathbf{x}^a é obtido por meio da seguinte equação:

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \mathbf{P}^b\mathbf{H}^T x \tag{2.25}$$

As Equações 2.24 e 2.25 são chamadas de equações do PSAS, em que \mathbf{x}^a e \mathbf{x}^b são o modelo de estado da análise e o modelo de previsão (*background*) respectivamente; \mathbf{y}^o , \mathbf{H} , \mathbf{P}^b e \mathbf{R} são, o vetor de observações, o operador observação, a matriz de covariância dos erros de previsão e a matriz de covariância dos erros de observação, respectivamente.

2.3 Componentes do Sistema de Assimilação de Dados PSAS

2.3.1 Modelo de Circulação Geral da Atmosfera

O texto apresentado nesta seção foi adaptado de Bonatti (1996).

O modelo de circulação geral atmosférico (MCGA) em uso no CPTEC tem sua origem naquele usado para previsão de tempo de médio prazo pelo NCEP em 1985. Esse modelo, chamado MRF (Medium Range Forecasting Model), era uma combinação do código espectral global desenvolvido pelo próprio NCEP e as parametrizações físicas de escala de subgrade desenvolvidas no *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL) do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) na Universidade de Princeton. Esse modelo foi transferido ao *Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies* (COLA), onde foram adicionados, a princípio, cálculos diagnósticos para um melhor entendimento dos processos físicos simulados e de sua importância relativa.

Desde a implantação do MRF do NCEP no COLA, o modelo tem sofrido mudanças significativas por ambos os grupos. À medida que ambas versões evoluíram,

as principais mudanças efetuadas pelo NCEP para melhorar a previsão de médio prazo, foram introduzidas pelo grupo de simulação climática do COLA para manter o avanço em conjunto. Por outro lado, devido à natureza experimental das mudanças feitas pelo grupo do COLA, tornou-se não-prático a adoção de tais mudanças pelo NCEP. Como resultado, os modelos têm divergido, de modo que atualmente existem diferenças substanciais. Apesar de haver muitos pontos em comum, há diferenças significativas de resolução, no tratamento da radiação e dos processos de superfície. O CPTEC adotou a versão 1.7 do COLA, que tem truncamento romboidal. Essa versão foi generalizada para truncamento triangular, foram introduzidas resoluções horizontal e vertical versáteis e adaptações na geração de arquivos de entrada e saída para as necessidades operacionais do CPTEC, e utilização de temperatura da superfície do mar média observada da última semana. Essa versão é chamada de versão 1.0 CPTEC/COLA.

A resolução em uso é T126L28, ou seja, truncamento triangular na onda zonal de número 126 com 28 camadas em coordenada sigma na vertical. O MCGA é executado para previsão de 7 dias nos horários 00 e 12 UTC e para previsão de doze horas às 06 e 18 UTC. As execuções intermediárias são feitas para produzir um ciclo de assimilação de seis horas. As previsões apresentam-se em grade gaussiana com 384 por 192 pontos (latitude por longitude) na horizontal e 28 níveis sigma na vertical, que compõe a dinâmica da atmosfera para o sistema de assimilação de dados, gerando o *first-guess*, a primeira estimativa para o ciclo de assimilação.

Uma nova versão do modelo global do CPTEC foi colocada em operação em dezembro de 1998, denominada versão 2.0 CPTEC/COLA. Basicamente, esta implementação consistiu em realizar as modificações propostas pelo COLA para a versão que eles denominaram versão 1.12 e, implementar um pós-processamento diferente daquele que vinha sendo utilizado até então. Esta nova versão incluiu uma modificação no modelo de tratamento da interação atmosfera-biosfera, nova opção de parametrização da convecção profunda e um novo esquema de difusão horizontal. Quanto ao pós-processamento, o cálculo da função de corrente (ψ) e do potencial de velocidade (c) foi modificado para evitar incompatibilidades entre esses campos e os campos de vento zonal (u) e vento meridional (v), especialmente próximo à topografia alta e, além disso, para evitar erros associados à interpolação na horizontal, a grade do modelo passou de uma grade regular para uma grade gaussiana na direção horizontal.

2.3.1.1 O Modelo

De acordo Bonatti (1996), as leis físicas básicas que governam os movimentos atmosféricos utilizadas pelo MCGA, são as leis de conservação de massa, de umidade, de energia e de momentum angular. As equações da continuidade de massa para o ar seco e vapor d'água, a primeira lei da termodinâmica e as equações do movimento (segunda lei de Newton) na horizontal e hidrostática na vertical, formam um sistema que é chamado de equações primitivas e que são empregadas no modelo.

Além das variáveis prognósticas, existem outras que são previstas nas parametrizações incluídas no modelo, tais como: temperatura de superfície, do interior do solo e do interior do dossel, umidade do solo, entre outras. As equações são escritas na forma espectral e resolvidas por meios numéricos. Como o sistema é altamente não-linear, há que se discretizar as quatro dimensões. O tempo é dividido em passos com espaçamentos regulares fixos e a diferenciação é feita por um método semi-implícito. Há um esquema de difusão bi-harmônico na horizontal.

Existe no MCGA CPTEC/COLA um esquema de inicialização utilizando os modos normais do modelo linearizado, sobre um estado básico em repouso e com temperatura em função apenas da vertical; essa inicialização inclui os termos referentes aos processos diabáticos. As variações espaciais nas duas dimensões horizontais são representadas por coeficientes de projeção ortonormal, que são adequados a geometria esférica: os harmônicos esféricos (série de Fourier na direção oeste-leste e de Funções Associadas de Legendre sul-norte).

2.3.1.2 Os Processos Físicos Parametrizados

De acordo também com Bonatti (1996), a superfície da Terra é composta de uma variedade de diferentes plantas, solos e formações geográficas, as quais trocam massa, momentum e calor com a atmosfera em graus e modos dos mais variados. O MCGA inclui uma formulação explícita da vegetação sobre a superfície da Terra e seus intercâmbios com a atmosfera e solo, que é baseada em um modelo biosférico simples (SSIB). A camada limite planetária é parametrizada através de um esquema fechado de ordem 2.0 para a difusão vertical. Os efeitos da mistura de calor, momentum e umidade pela turbulência de pequena escala são representados por essa difusão vertical. A radiação é dividida em aquecimento devido às ondas curtas (radiação solar) e devido às ondas longas (radiação terrestre). A formulação do aquecimento

solar no MCGA inclui o aquecimento atmosférico devido à absorção de radiação solar pelo ozônio. Os processos úmidos do MCGA incluem a condensação de grande escala, a convecção profunda e a convecção rasa.

2.3.1.3 Condições Iniciais e de Contorno

As condições iniciais do modelo são coeficientes espectrais de: logaritmo da pressão à superfície, temperatura virtual, divergência horizontal, vorticidade vertical e umidade específica. A topografia é tratada em forma espectral, de modo que é representada por um série truncada, sujeita a problemas como o efeito Gibbs.

A condição de contorno superior do MCGA é uma restrição cinemática que impõe velocidade vertical, em coordenada sigma, nula em todos os pontos na superfície e no topo do modelo, para satisfazer a conservação de massa. Essa restrição é usada na solução das equações através da diferenciação vertical em coordenada sigma.

Para representar os processos atmosféricos em escala de tempo climática de um mês ou mais, os campos na superfície da Terra que mais significativamente afetam a atmosfera devem ter variação no tempo. Esses campos incluem a temperatura de superfície sobre os continentes e oceanos, considerando tanto água livre como gelo do mar, umidade do solo, albedo da superfície e altura de neve. Dentre esses campos, os de temperatura de superfície continental, temperatura do gelo do mar e altura de neve variam muito rapidamente com o tempo e devem ser tratados como variáveis prognósticas no modelo, tornando-os acoplados com a atmosfera, mesmo em escalas de tempo menores. Os demais campos podem também ser tratados como variáveis prognósticas, porém variam de forma suficientemente lenta para que sejam considerados como condições de contorno do modelo, podendo variar independentemente com o tempo. Assim procedendo, as respostas atmosféricas a esses campos podem ser determinadas sem a consideração de resíduos armazenados em cada um desses campos. À medida que o conhecimento da correspondente resposta atmosférica a esses campos aumentar, eles também se tornarão variáveis prognósticas do modelo.

2.3.2 Controle de Qualidade Estatístico das Observações

O sistema de Controle de Qualidade Estatístico (CQ) on-line tenta identificar observações que provavelmente são contaminadas através de erros brutos. O algoritmo envolve testes estatísticos dos dados atuais contra suposições de erros esperados das mesmas e sobre erros de previsão. Essencialmente, uma análise estatística local é

executada para cada observação que difere significativamente da previsão produzida pelo MCGA. Baseado em estatísticas de erro prescritas para o sistema de análise global, obtém-se o conjunto inicial de suspeitos para a verificação de *buddy* (vizinho), mas não rejeita qualquer observação. O controle de qualidade atual permite a entrada de muitas observações na análise, que teriam sido excluídas por um algoritmo estatístico não-adaptável.

Este algoritmo é o método baseado na verificação *buddy* que assume que as observações são espacialmente coerentes, de forma que medidas próximas deveriam tender a confirmar um ao outro. Se uma observação fica fora do limite e não pode ser apoiada por seus *buddies*, então esta pode estar corrompida, neste caso deve ser descartada. Do contrário, a observação fora do limite pode conter informação genuína sobre um evento inesperado, deve ser usada. Pode ter um impacto grande no produto assimilado. A característica principal do algoritmo de verificação de *buddy* é que os limites de rejeição das observações fora do limite são adaptados com a atual variabilidade de dados circunvizinhos. Isto resulta em critérios de aceitação relativamente tolerantes em situações sinóticas ativas, e em critérios mais restritos quando condições estão calmas (DEE *et al.*, 2001).

Todos as verificações modificam potencialmente as marcas de controle de qualidade das observações associadas, mas deixa que todos os outros dados continuem inalterados. As verificações, tanto com o *background* como com a vizinhança, envolvem as variâncias de erros de observação e de previsão para as quantidades que são testadas. Este controle de qualidade está inserido no código do sistema, e é de grande importância para a formação das matrizes de solução da Equação da análise que enfoca o ponto da observação.

2.3.3 Descrição do Ciclo do MCGA + PSAS

Obtém-se observações armazenadas no arquivo de pré-análise, e uma estimativa inicial proveniente da previsão de 06 h do MCGA, estes componentes são repassados para o programa ana.x, onde o módulo Observer, cria o vetor de inovações (observação menos previsão). Estas diferenças são armazenadas para calibração dos erros usados para o cálculo das matrizes de covariância. O sistema PSAS produz os incrementos na grade regular ($2^\circ \times 2, 5^\circ \times 18$). Os incrementos são então interpolados de volta para a grade do modelo ($1^\circ \times 0, 93^\circ \times 28$) adicionando à estimativa inicial. O resultado será a análise em ponto de grade nas variáveis de estado em coeficientes

espectrais. Este campo é a condição inicial para o modelo global que gera as previsões de tempo, inclusive a estimativa inicial para reiniciar o ciclo de assimilação de dados. Um esquema do ciclo de assimilação MCGA + PSAS é apresentado na Figura 2.2

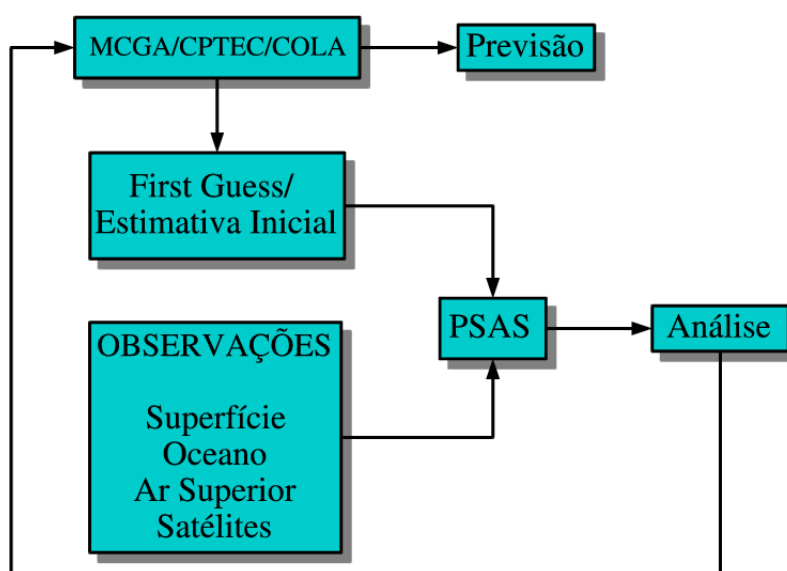


FIGURA 2.2 - Fluxograma do ciclo de Assimilação de Dados baseado no modelo Global CPTEC/COLA e usando o PSAS para o sistema de análise.

2.4 Observações Sintéticas

Uma das principais razões pelas quais não se pode conhecer as condições atmosféricas futuras com grande exatidão é fato de não ser ainda possível conhecer com exatidão as condições atmosféricas atuais. Matematicamente, a PNT é um problema de valor inicial para um sistema de equações diferenciais parciais não lineares, em que os valores iniciais necessários são conhecidos de forma incompleta ou inexata (BUBE; GHIL, 1981). A partir das propriedades matemáticas relacionadas aos processos físico-dinâmicos da atmosfera, resolver este “problema de valor inicial” é uma tarefa bastante complexa (MOREL, 1981).

Os dados observacionais fornecidos como valores iniciais para as previsões numéricas, são obtidos a partir de uma vasta rede de observações distribuída por todo globo. Esta rede consiste de valores pontuais de diversas variáveis meteorológicas, tais como: temperatura, umidade, pressão e velocidade do vento. Os instrumentos

convencionais, como por exemplo as radiossondas, realizam medidas em tempos e locais fixos. Além disso, a maioria das observações de superfície tendem a estar distribuídas em áreas densamente povoadas. Por outro lado, em regiões onde não existe uma rede de observações fixa, os dados são coletados por “plataformas não convencionais”, tais como: aviação comercial ou por navios. As observações coletadas por estas plataformas são consideradas informações diretas (*in situ*) das variáveis atmosféricas. Existem ainda as medidas realizadas por plataformas de sensoriamento remoto, cujas medidas das variáveis meteorológicas são tidas como indiretas (ATLAS, 1997; MORSS; EMANUEL, 2001).

As observações convencionais são insuficientes para determinar o estado inicial dos modelos atmosféricos. Além disto, elas são irregularmente distribuídas no espaço, apresentando grande concentração sobre os continentes do HN, sendo esparsas sobre os oceanos e sobre o HS (BUBE; GHIL, 1981). O advento de satélites meteorológicos trouxe meios efetivos para complementar a rede convencional de observações. Não só fornecendo observações em regiões oceânicas, como também, em todo o HS e estratosfera, além de apresentar uma resolução horizontal mais refinada que as observações convencionais. O impacto deste tipo de sistema é extremamente positivo no HS (ARNOLD; DEY, 1986). Porém, considera-se que as observações diretas tendem a ser mais informativas do que as observações por sensoriamento remoto. Além disto, o uso de informações de satélite necessitam de sistemas de análise de dados mais complexos e robustos, ocasionando custos computacionais mais altos.

A concentração das observações sinóticas convencionais se dá principalmente sobre o Hemisfério Norte (HN) o que limita significativamente a precisão e o alcance útil das previsões do tempo. As observações onde disponíveis, confinam o estado atmosférico no modelo a ser tão próximo quanto possível do verdadeiro estado da atmosfera. Em regiões com insuficiência de dados, as condições iniciais refletem somente as características do modelo. Além disto, existem regiões onde a informação sobre o escoamento atmosférico é particularmente importante.

Em uma situação física ideal espera-se que as observações apresentem valores corretos para cada parâmetro de estado em um tempo inicial selecionado (MOREL, 1981). Pelas razões apresentadas, é desnecessário dizer que este caso ideal nunca será alcançado nas previsões numéricas atuais e que os dados disponíveis são insuficientes para fornecer uma descrição adequada da atmosfera. Dada a impossibilidade de adicionar e/ou remover estações de observação até que um estado ótimo seja alcançado, New-

ton (1954) sugeriu que uma alternativa seria utilizar simulações numéricas como se fossem observações. Experimentos com este tipo de dados podem ser utilizados para testar: 1) onde as estações devem ser adicionadas na rede de observação atual; 2) os efeitos de diferentes configurações na rede de observações; 3) a precisão requerida nas radiossondagens; 4) os tipos de dados mais apropriados; e 5) a densidade adequada da rede de observações para que seja obtida uma análise satisfatória.

Segundo Arnold e Dey (1986) o método mais utilizado para gerar observações simuladas é extrair valores em pontos de grade a partir de uma rodada estendida de um modelo de previsão numérica. Este processo é realizado atribuindo-se uma saída completa do modelo como sendo a atmosfera de referência. Para uma distribuição de observações que poderiam estar disponíveis a partir de um determinado sistema de observação, um conjunto representativo é extraído da atmosfera de referência, em seguida os valores em pontos de grade são adequadamente interpolados para os locais de observação. São adicionadas pequenas perturbações a estas observações simuladas tornando-as mais próximas à realidade, uma vez que o sistema de observação não é perfeito. O conjunto final é então adicionado ao processo de assimilação de dados.

Variações desta metodologia vieram a ser utilizadas para produzir uma melhor representação do escoamento atmosférico em regiões pobres de informações atmosféricas, com o propósito de melhorar as previsões de tempo sobre o HS. Algumas delas são apresentadas a seguir:

2.4.1 *Paid Observation* - PAOBS

A Agência Australiana de Meteorologia iniciou na década de 70 a produção de estimativas de pontos de Pressão ao Nível do Mar (PNM) sobre o HS para a inclusão nos sistemas de assimilação e previsão global e regional de tempo (SEAMAN *et al.*, 1993). Isto foi motivado pela baixa densidade de redes de observação tanto em áreas oceânicas quanto continentais. As estimativas pontuais de PNM são extraídas de cartas sinóticas analisadas manualmente, podendo ser consideradas como uma síntese quantitativa das observações e interpretações de imagens de satélite. Estas estimativas são conhecidas como *PAid OBservations* (PAOBs) e são incluídas em um padrão regular com espaçamento de 1000-1500km, além de pontos adicionais para localizar regiões com máximos e mínimos (SEAMAN, 2004).

Um experimento para verificar o impacto das PAOBs nas previsões sobre o HS foi realizado por Seaman *et al.* (1993), sugerindo que a inclusão das PAOBs tem um pequeno impacto nas previsões de tempo. Por razões discutidas em TRACTON *et al.* (1981), esses testes de impacto são altamente dependentes da potencialidade do sistema de análise e do tipo de previsão usado para testá-lo. Desta forma, utilizando-se algum tipo de DAS semelhante o impacto das PAOBs seria muito pequeno, por outro lado, a utilização desta metodologia por outros centros operacionais, como o ECMWF, apresentou melhores resultados nas médias latitudes do HS.

As PAOBs são utilizadas atualmente nas análises operacionais do NCEP mas com pesos quatro vezes menores do que o de outras observações (os erros da observação para PAOBs são supostos de 2 hPa comparado a 1 hPa para estações).

2.4.2 Vórtice Bogus

Outro problema gerado pela insuficiência de observações, é a representação de ciclones tropicais que apresentam poucas observações em sua vizinhança, tornando-se pouco provável sua detecção pelo DAS ou, em muitos casos, são mal analisados apresentando uma definição errada de sua posição e intensidade. Esses erros iniciais interferem principalmente na previsão da rota e intensidade do ciclone (PARK, 2004). Vórtices iniciais produzidos por análises de grande escala são mal definidos tornando-se necessário introduzir um procedimento de inicialização que seja mais realístico a respeito das características iniciais deste vórtice (ZOU; XIAO, 2000). Uma forma de melhorar a representação deste tipo de sistema é a utilização de um vórtice sintético na condição inicial do modelo, definido na literatura como Vórtice Bogus.

O Vórtice Bogus é baseado no tamanho, posição e intensidade do ciclone. Centros operacionais de previsão de tempo (NCEP, *Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center* (FNMOC), *Japan Meteorological Agency* (JMA)) utilizam alguma forma de ciclone tropical artificial. Todos estes centros realizam estimativas da posição e intensidade dos ciclones por meio de imagens de satélite, em conjunto com o conhecimento da estrutura e algumas observações disponíveis para produzir dados representativos de vento e massa do sistema a ser produzido artificialmente (HOLLAND, 2005).

2.4.3 Observações Alvo

Um conceito para suprimir erros nas condições iniciais dos modelos é o de observações alvo ou observações adaptáveis (*targeted observation or adaptive observation*). Ele é baseado na idéia de que uma previsão de curto prazo de um evento particular do tempo, tal como um ciclone ou um sistema frontal, pode ser melhorada através da adição de dados observacionais especiais em uma área em que se estima a ocorrência de erros na análise, e que estes erros tenham um rápido crescimento (SNYDER, 1996).

Além disto, este conceito tem suporte nos estudos de previsibilidade e crescimento de erros no modelo (BERGOT *et al.*, 1999), os quais sugerem que uma fração substancial dos erros nas PNT de curto prazo podem ser corrigidos através da redução de uma pequena fração de erros iniciais. Estes projetam-se para estruturas de rápido crescimento que ocorrem em regiões relativamente sensíveis da atmosfera. Nestas regiões as observações alvo podem ser capazes de corrigir erros críticos na especificação da estrutura atmosférica, que poderiam causar previsões de trajetórias que divergem do verdadeiro estado da atmosfera (LANGLAND *et al.*, 1999).

Um teste operacional da técnica de observações alvo foi realizado durante o *North Pacific Experiment* (NORPEX) em janeiro e fevereiro de 1998 (LANGLAND *et al.*, 1999). Os eventos meteorológicos cuja previsão foi melhorada pela adição de observações alvo foram selecionados em um dia base, utilizando duas considerações principais. Primeiro, foi dada preferência as previsões que sugeriam a ocorrência de eventos severos do tempo. Da mesma forma, as radiossondas do NORPEX foram posicionadas para melhorar as previsões de tempo com ênfase nos eventos de maior precipitação e vento. A segunda consideração foi para selecionar previsões com grandes incertezas, que são mais apropriadas a beneficiar-se pela adição das observações alvo. Para esta segunda consideração foram utilizadas previsões por conjunto, emitidas pelo NCEP, ECMWF e FNMOC, para a indicação da alta incerteza nas previsões.

Em estudos anteriores sobre observações alvo, *in situ*, os locais do posicionamento das dropsondas geralmente foram baseados em exames subjetivos de cartas sinóticas, incluindo a previsão da posição dos centros de baixa pressão, da corrente de jato, ou outras características consideradas importantes sobre as condições do tempo. No entanto, os estudos de previsibilidade utilizando métodos de *adjoint* e *ensemble*

indicam que a correção dos erros nas PNT podem requerer melhores dados observacionais em locais em que não é possível a identificação óbvia a partir do exame de cartas sinóticas.

Por estas razões é útil considerar métodos objetivos que fornecem uma orientação precisa para o posicionamento dos limites das fontes observacionais. Diferentes métodos tem sido desenvolvidos e utilizados, incluindo vetores singulares (PALMER *et al.*, 1998; GALEARO *et al.*, 1999), padrões de sensibilidade por *adjoint* (BERGOT *et al.*, 1999), transformação *ensemble* (BISHOP; TOTH, 1999) e integração linear quasi-inversa (PU *et al.*, 1997)

Na atmosfera real, as observações adaptáveis tem sido testadas para previsões em latitudes médias em vários programas tanto operacionais quanto experimentais. Apesar de os resultados serem encorajadores, a influência das Observações Alvo tem sido confusa. A disponibilidade limitada de informações reais também torna difícil a interpretação detalhada dos resultados (MORSS; EMANUEL, 2001).

2.4.4 Pseudo-Temps

As *Pseudo-Temps* consistem de perfis atmosféricos retirados de análises numéricas previamente geradas e seguem o conceito proposto por Newton (1954). Estas são introduzidas no processo de AD como sendo observações *in situ*. Nesta metodologia não se aplica perturbação alguma ao perfil simulado, preservando sua consistência física, dinâmica e espacial adquirida na simulação precedente, diminuindo a possibilidade de rejeição pelo controle de qualidade do DAS.

Levando em consideração que alguns centros operacionais de PNT utilizam DAS mais robustos (há poucas restrições à assimilação de dados convencionais e não convencionais) a representação do escoamento atmosférico se torna mais detalhada e precisa. No caso de DAS menos robustos, que apresentam restrições quanto à assimilação de dados convencionais e/ou não convencionais, a técnica de *Pseudo-Temps* se torna uma boa alternativa ao se introduzir informações extras provenientes de análises numéricas produzidas por DAS mais robustos. Esta metodologia pode fornecer uma melhoria na representação da atmosfera em regiões com baixa densidade de observações convencionais.

As *Pseudo-Temps* podem ser utilizadas em diversos tipos de experimentos dependendo do enfoque. Podem ser utilizadas em pontos isolados ao representar estações

meteorológicas de superfície ou de ar superior. Em regiões costeiras também podem ser distribuídas simulando bóias marítimas.

Atualmente as *Pseudo-Temps* são utilizadas pelo *Deutscher Wetterdienst* (DWD), do serviço de meteorologia da Alemanha. De acordo com Gerhard (2005), no DWD, as *Pseudo-Temps* são utilizadas somente para o CAD das 00 UTC, consistindo de variáveis meteorológicas como altura geopotencial (ϕ), componentes zonal e meridional do vento (componentes u e v), temperatura (T) e temperatura do ponto de orvalho (T_d). Estas variáveis são definidas em superfície e em níveis atmosféricos padrões (1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 hPa), utilizadas sobre o continente/oceano, para alturas abaixo de 1000 m e com resolução horizontal de aproximadamente 200 km, totalizando 9600 "observações" adicionais.

A inclusão das *Pseudo-Temps* no processo de AD apresenta um impacto positivo durante todo o período de previsão do modelo, principalmente sobre o HS, onde houve uma redução de até 20% nos erros de previsão (WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, 2005). Sobre a Europa, a média no ganho da qualidade das previsões é de 5 à 6 horas, ou seja, previsões de 72 horas, com a inclusão das *Pseudo-Temps* apresentam a mesma qualidade das previsões de 66 horas sem estes dados (SCHRODIN, 2003).

Apesar da melhoria apresentada nas previsões, Gerhard (2005) aponta que, o fato de os Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) possuírem seu próprio modelo climatológico, algumas diferenças sistemáticas em regiões da média troposfera são identificadas. Sobre os oceanos, os gradientes verticais de temperatura e umidade diferem significativamente e o uso de *Pseudo-Temps* sobre o continente apresenta alguns problemas, pois os modelos variam muito em suas propriedades de superfície (orografia, tipo de solo, etc.).

CAPÍTULO 3

DADOS E METODOLOGIA

Neste capítulo será apresentada uma descrição dos conjuntos de dados utilizados no processo de assimilação de dados e na avaliação estatística do MCGA/CPTEC/COLA, como também a descrição dos experimentos numéricos realizados nesta dissertação.

3.1 Dados

Os dados utilizados no presente trabalho compreendem o período de 1 a 31 de janeiro de 2003 e são apresentados na Figura 3.1 e descritos a seguir :

- **ATOVs** : Sondagens verticais de temperatura (T) e umidade específica (q) obtidas por satélites;
- **GTS** : Dados convencionais de altura geopotencial (ϕ), pressão ao nível do mar (PNM), q , componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (SYNOP, TEMP, PILOT, METAR), coletados através do Serviço Global de Telecomunicação (GTS) da Organização Meteorológica Mundial (OMM). Dados de vento estimados via satélite (SATOBS), dados de vento obtidos por aviação comercial (ACARS - *aircraft reports*);
- **TPW** : Quantidade de água precipitável calculado via satélite;
- **QuikScat** : Velocidade e direção do vento próximo à superfície do oceano, mensuradas por meio de microondas via satélites.
- **SALLJEX**: Componentes u e v do vento, q , ϕ e PNM . Uma densa rede de coleta de dados de ar superior foi instalada no Peru, Bolívia, Paraguai, Argentina e Brasil, a partir do SALLJEX. Entre elas, foram instaladas 16 novas estações de balão piloto, a maioria operando mais de uma vez por dia. Junto de algumas destas, também houve a instalação provisória de estações de radiossondagem, gerando uma grande quantidade de dados. Um dos maiores objetivos que envolvem a coleta destes dados é a possibilidade de se entender com maior clareza a variabilidade espacial e temporal do JBN e sua relação com a formação de CCM sobre a bacia do Prata, onde parte destas estações foram instaladas, como pode-se verificar

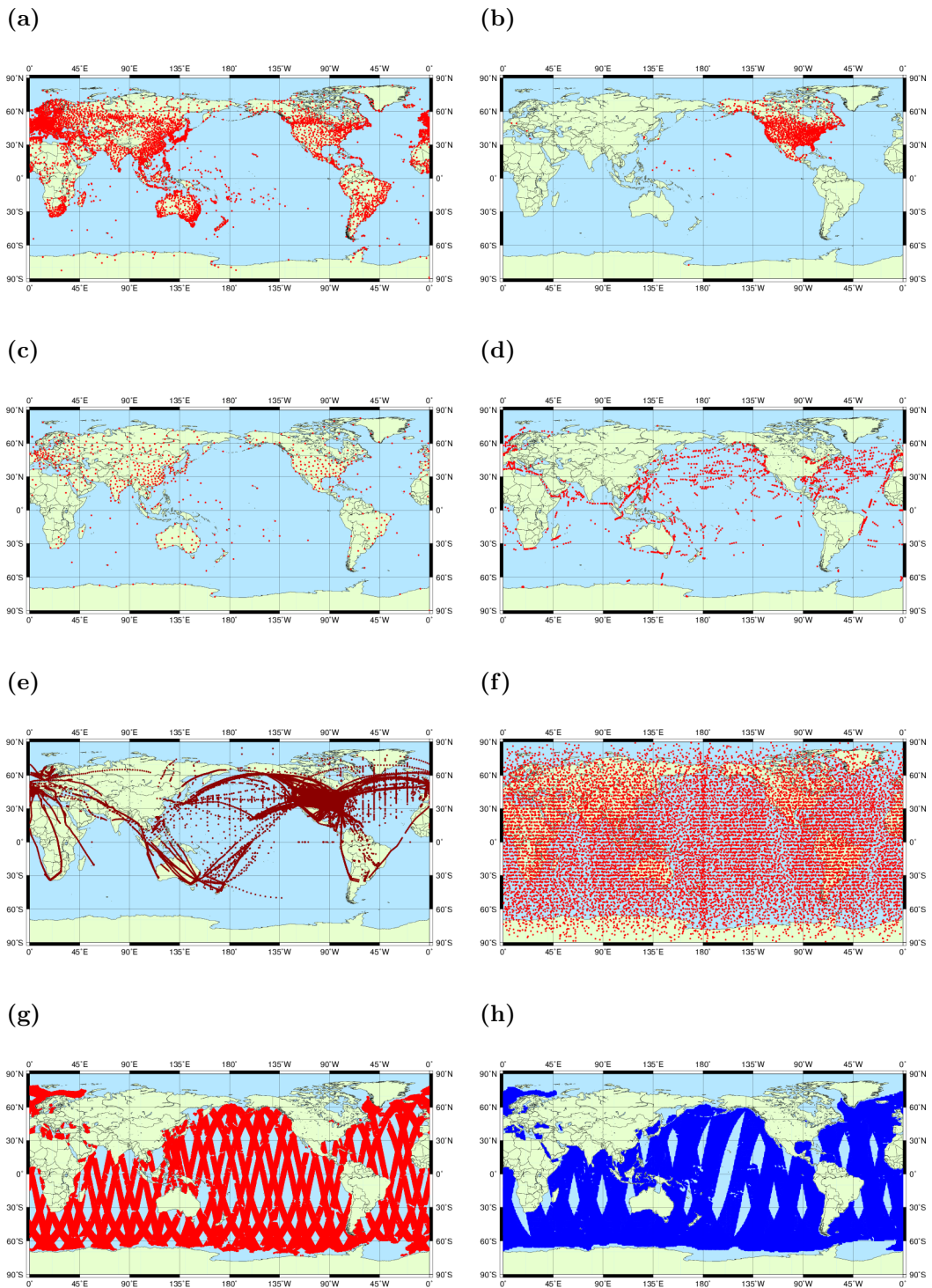


FIGURA 3.1 - Distribuição espacial das redes de observação: a)SYNOP, b) METAR, c)Temp, d)Ship, e)AIRCRAFT, f)ATOVS, g) QuikScat e h) TPW

na Figura 3.2. O Apêndice A apresenta os dados do SALLJEX, por dia e

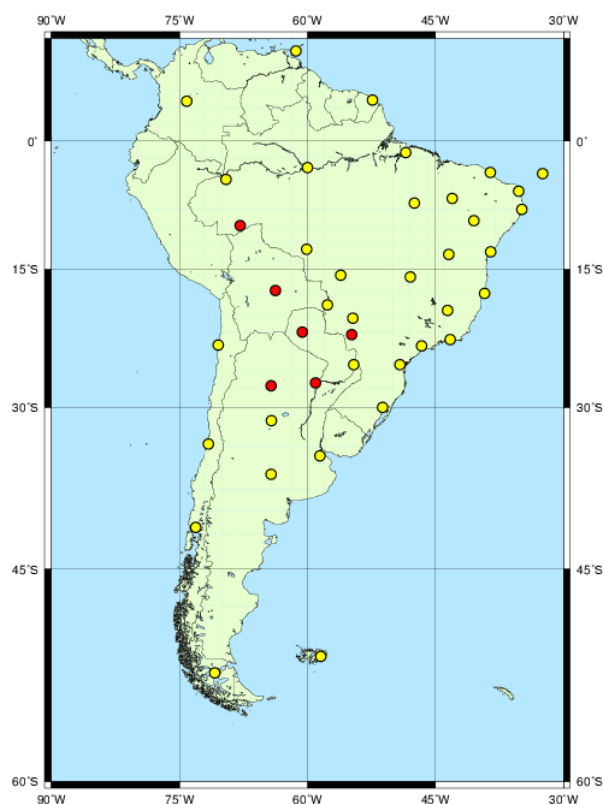


FIGURA 3.2 - Distribuição da rede de estações de ar superior na AS. Rede de Estações de ar superior original (círculos amarelos) e do SALLJEX (círculos vermelhos).
FONTE: Herdies *et al.* (2004)

horário sinótico, para as estações de Santa Cruz/Bolívia, Mariscal Estigarribia/Paraguai, Santiago del Estero e Resistência/Argentina, Dourados e Rio Branco/Brasil que são utilizados no procedimento de AD.

- **PTECMWF:** Perfis verticais de u , v e q , em níveis padrões, extraídos das análises do ECMWF.
- **PTNCEP1:** Perfis verticais de u , v e q , em níveis padrões, extraídos das análises do NCEP.
- **PTNCEP2:** Perfis verticais de u , v , q e ϕ , em níveis padrões, extraídos das análises do NCEP.
- **Climatologia:** Dados de ϕ , u e v obtidos por meio da Climatologia de 50 anos do MCGA/CPTEC com resolução T062L28, sendo que estes dados

foram interpolados para uma grade de $1^\circ \times 1^\circ$.

- **Precipitação:** Dados de precipitação estimados por satélite do *Core Service bio-geophysical Parameter* (CSP) para o período de 1997 a 2003.

De uma forma geral, os produtos de precipitação do CSP consistem primeiramente da coleta de dados obtidos de estimativas de precipitação por satélite do *Global Precipitation Climatology Project One-Degree Daily* (GPCP-1DD) (HUFFMAN *et al.*, 2001) e dados de precipitação global diária (*in situ*) coletados para o período de 1997 a 2003. Estes dados são corrigidos pelos erros médios sistemáticos por meio de um modelo de correção estatística (KOTTEK; RUBEL, 2005), com o objetivo principal de corrigir as perdas induzidas pelo vento e pela evapotranspiração. Posteriormente os dados são interpolados para uma grade regular de 1° lat/lon. Tendo-se as estimativas de satélite e as medidas de precipitação em uma mesma grade, ambos os campos são combinados para calcular o produto final de precipitação do CSP.

3.2 Metodologia

O esquema de assimilação de dados PSAS (ver Seção 2.2) é executado em conjunto com o MCGA/CPTEC/COLA (ver Seção 2.3.1), doravante denominado GPSAS. Com este esquema são realizadas duas rodadas de controle e quatro experimentos descritos a seguir.

3.2.1 Simulações

Foram realizadas seis simulações com o GPSAS, ambas a partir da condição inicial do dia 1 de janeiro de 2003 às 0600 UTC até o dia 31 de janeiro de 2003 às 1800 UTC, com prazo de integração de 96 horas. Destas seis rodadas, duas foram de controle e outras quatro experimentais com a inclusão das *Pseudo-Temps*.

Nas rodadas de controle 1 (CTRL1) e controle 2 (CTRL2) foram utilizados os dados de **ATOVS**, **GTS**, **QuikScat** e **TPW**. Na rodada CTRL2, além destes dados, foram incluídos os conjuntos de dados do SALLJEX.

No Experimento 1 (EXP1), foram utilizados os conjuntos de dados do CTRL1, além dos dados do PTECMWF. Os perfis sintéticos foram extraídos de alguns pontos do globo (Figura 3.4) utilizando-se as Funções de Influência (FI) obtidas por Aravéquia

(2003), como vistas a seguir:

- Funções de Influência (FI)

No estudo realizado por Aravéquia (2003), utilizou-se o modelo barotrópico divergente, que segue o modelo desenvolvido por KASAHARA *et al.* (1992), cujas equações governantes são conhecidas como equações de água rasa na esfera, sendo que o modelo de água rasa utilizado corresponde ao desenvolvido por Bonatti e Dias (1982). As FI são calculadas a partir do próprio modelo e seguem a teoria de Butkov (1968) sobre funções de Green para condições iniciais, que fornece a influência em um determinado tempo t' sobre o ponto de interesse. A função de Green para um dado ponto de longitude λ e um ponto de latitude φ (λ, φ) no tempo t , tem em cada ponto (λ', φ') valor igual à resposta do modelo no tempo t' a uma forçante anômala pontual de valor igual à unidade posicionada em (λ', φ'). Os valores do campo da função de Green permitem identificar as regiões em que a forçante anômala produz maior resposta no ponto (λ, φ), indicando a localização de fontes anômalas que têm maior influência sobre a resposta em (λ, φ). Por esta razão, muitas vezes a função de Green é também denominada de Função de Influência. Sua utilização permite, por exemplo, saber se sobre o ponto de interesse há uma influência de uma fonte remota após 1 dias, 2 dias, \dots , ou 10 dias de sua aparição. Utiliza-se então a função de Green como função do tempo, podendo ser aplicadas à interpretação e diagnóstico de regiões que podem influenciar áreas de interesse dentro da escala de tempo sinótica (ARAVÉQUIA, 2003).

A partir das FI, foram obtidos locais no globo que apresentaram alguma relação com regiões de ocorrência de sistemas atuantes na AS, tais como o Jato em Baixos Níveis (JBN), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM). Na Figura 3.3 é apresentado o somatório dos campos de FI que exercem influência sobre estas regiões. O campo utilizado é para ϕ em 200 hPa, com integração de 5 dias, durante o verão. Deve-se notar que existem duas regiões que apresentam valores máximos de influência, um sobre o Oceano Atlântico e Região sul do Brasil, que apresenta aumento dos valores de ϕ e outro sobre o Oceano Pacífico Leste, que apresenta diminuição dos valores de ϕ . Este campo mostra que estas regiões tendem a influenciar as variações de ϕ sobre a AS, ou seja, enquanto em uma regiões perturbações anômalas tendem a aumentar os valores de ϕ sobre a AS outras tendem a diminuir os valores desta variável.

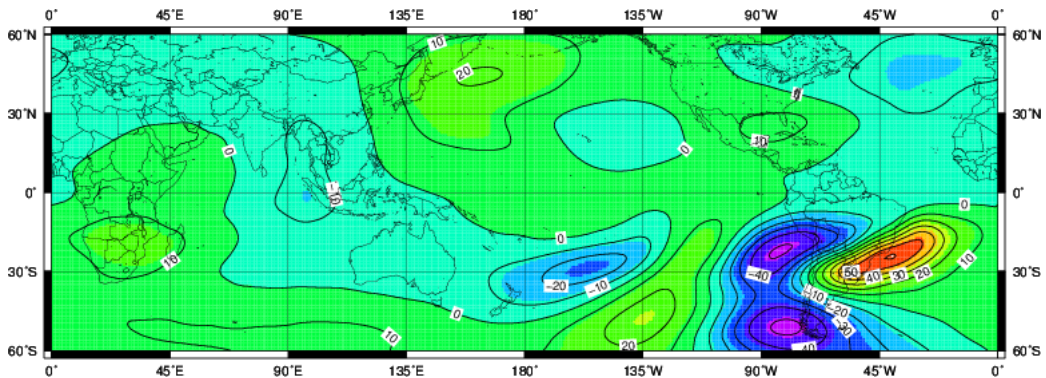


FIGURA 3.3 - Funções de Influência para a ϕ em 200 hPa, durante o verão

Para a escolha dos pontos, foi desenvolvido um algoritmo que leva em consideração a distribuição espacial das FI para ϕ em 500 hPa, com integração de 5 dias, para o mês de janeiro. Foram localizados os pontos de máxima influência, e posteriormente o campo de FI foi analisado em busca de valores que se igualassem ou ultrapassassem a uma determinada percentagem dos valores de máxima influência encontrados. A partir deste algoritmo, selecionou-se todos os pontos com valores de FI iguais ou superiores a 60% do maior valor influência encontrado. Destas informações, foram obtidos 318 pontos que estão ilustrados na Figura 3.4

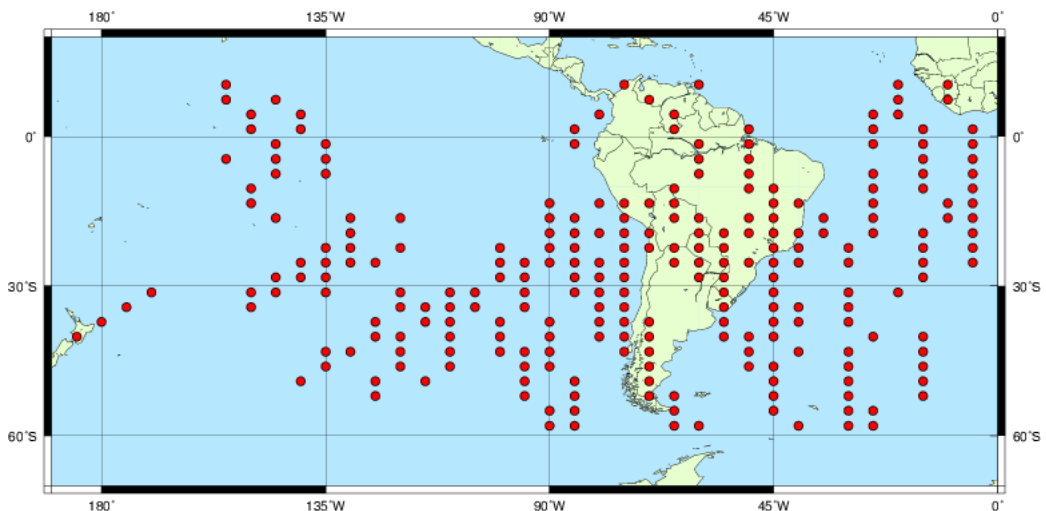


FIGURA 3.4 - Distribuição espacial dos pontos utilizados no Experimento 1 baseados nas FI.

Levando em conta a distribuição espacial do EXP1 além da baixa densidade de observações de ar superior sobre os oceanos Pacífico e Atlântico foi estabelecida

para os experimentos 2 (EXP2), 3 (EXP3) e 4 (EXP4) uma distribuição homogênea dos pontos sobre estas regiões. As *Pseudo-Temps* foram especificadas em uma grade regular com espaçamento de $10^{\circ}lat \times 10^{\circ}lon$ a partir de $180^{\circ}W$ até $40^{\circ}W$ e $60^{\circ}S$ até $10^{\circ}N$ e a partir $30^{\circ}W$ até $0^{\circ}W$ e $20^{\circ}S$ até $10^{\circ}N$. A distribuição geográfica das *Pseudo-Temps* é ilustrada na Figura 3.5. Para cada um destes três experimentos foram utilizados conjuntos de dados diferentes. No EXP2 foi utilizado o conjunto PTECMWF, no EXP3 o conjunto PTNCEP1 e no EXP4 o conjunto PTNCEP2. Um resumo das simulações realizadas para o período de estudo é apresentado na Tabela 3.1.

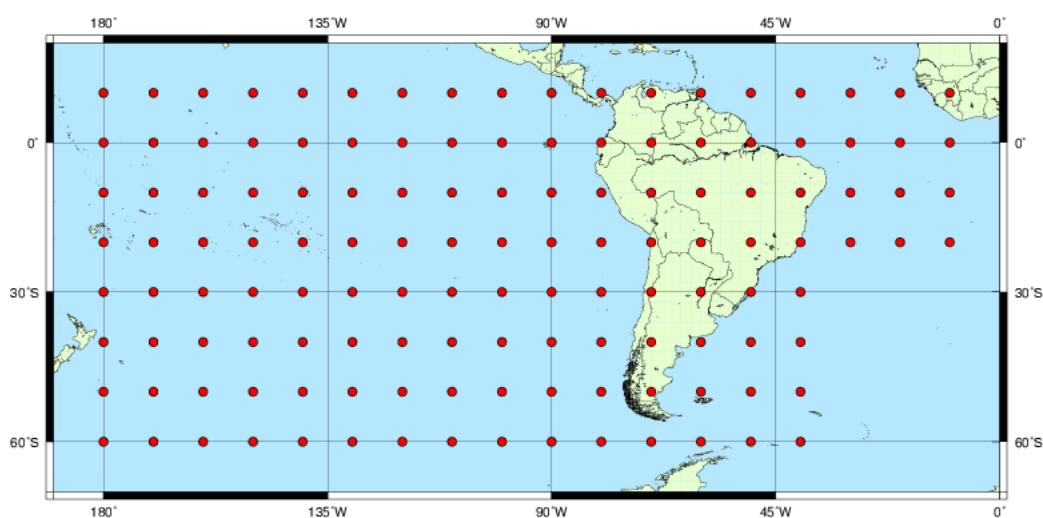


FIGURA 3.5 - Distribuição espacial dos pontos utilizados nos Experimentos 2, 3 e 4.

TABELA 3.1 - Simulações realizadas para o período de 1^o a 31 de janeiro de 2003.

SIMULAÇÕES	DADOS	MÉTODOS
Controle 1	Globais	–
Controle 2	Globais + SALLJEX	–
Experimento 1	Globais + PTECMWF	Funções de Influência
Experimento 2	Globais + PTECMWF	Empírico
Experimento 3	Globais + PTNCEP1	Empírico
Experimento 4	Globais + PTNCEP2	Empírico

3.2.2 Análise Estatística

A medida da exatidão e da habilidade dos MPNT é realizada por meio de avaliações objetivas. Essas avaliações podem ser utilizadas na comparação da performance relativa de diferentes modelos. Segundo Fonseca (1998), pode-se classificar as avaliações em dois tipos básicos: aquelas que medem a habilidade das previsões e aquelas que medem o grau de realismo com que uma previsão simulou um dado fenômeno atmosférico.

A escolha de uma única medida não é suficiente para se determinar a exatidão ou a habilidade de uma previsão obtida a partir de um modelo numérico. Deve-se escolher um conjunto que avalia as diferentes variáveis produzidas por um modelo (ANTHES *et al.*, 1989), além disso torna-se necessário subdividir-se regiões para que seja determinado em que áreas o modelo apresenta maior deficiência.

A seguir serão apresentados alguns índices estatísticos que medem o grau de exatidão dos modelos de previsão, os quais serão utilizados nesta pesquisa. Para um melhor entendimento desses índices, será utilizada uma variável qualquer α , em que os índices O , A , P e C representarão, respectivamente, as observações, as análises, as previsões e a climatologia. Os índices I e J representarão o número total de pontos de grade nas direções y e x , respectivamente.

Estes índices são calculados em três regiões distintas da AS e em todo o domínio da mesma. Esta divisão pode ser vista na Figura 3.6, em que a região sul está definida entre $50.201^{\circ}S/30.389^{\circ}S$ e $83^{\circ}W/25^{\circ}W$, a região central entre $30.389^{\circ}S/8.883^{\circ}S$ e $83^{\circ}W/25^{\circ}W$, a região norte entre $8.883^{\circ}S/12.197^{\circ}N$ e $83^{\circ}W/25^{\circ}W$ e todo o domínio da AS ($50.201^{\circ}S/12.197^{\circ}S$ e $83^{\circ}W/25^{\circ}W$).

Além disto os índices foram calculados com base nas análises do controle 1 e com relação as observações disponíveis para o período. Para o cálculo dos índices com base nos dados observados, as previsões do GPSAS é interpolada para os pontos de observação e então realizado o cálculo estatístico.

3.2.2.1 Skill Score

A habilidade que um modelo apresenta em fazer previsões de campos meteorológicos refere-se a exatidão relativa de um conjunto de previsão com respeito à um conjunto de previsões padrão, sendo geralmente apresentado como um *skill score* (SS). Este

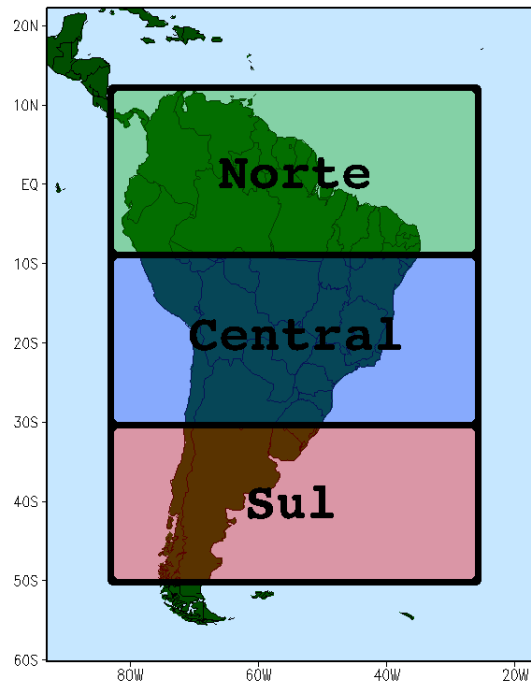


FIGURA 3.6 - Divisão espacial das áreas onde são calculados os índices estatísticos.

conjunto padrão muitas vezes são valores climatológicos médios dos preditores, previsões por persistência. O *skill score* é útil para avaliar um novo sistema de previsão em relação ao sistema antigo. A habilidade de previsão deste novo sistema será interpretado como uma porcentagem de melhoria sobre o sistema antigo.

De uma forma genérica o *skill score* para previsões caracterizadas por uma medida particular de exatidão E em relação a uma exatidão de referência E_{ref} do conjunto de previsões de referência, é dado por

$$SS = \frac{E - E_{ref}}{E_{pref} - E_{ref}} \times 100 \quad (3.1)$$

em que E_{pref} é o valor da medida da exatidão que estaria relacionado com previsões perfeitas.

3.2.2.2 Raiz do Erro Quadrático Médio

A medida mais comum da exatidão de campos meteorológicos previstos é o Erro Quadrático Médio (EQM) (WILKS, 1995). O EQM fornece uma melhor visão da exatidão do conjunto de dados. Esse índice sofre maior influência quando existem erros de maior magnitude no conjunto de previsões verificadas, mesmo que sejam poucos, do que quando ocorrem muitos erros pequenos, visto que ao elevá-los ao quadrado, os piores são ressaltados. Assim, o EQM é um índice bastante importante para detectar erros grosseiros. Deve-se levar em conta que pequenas amostras podem influir negativamente nos resultados. Se o conjunto de previsões for muito pequeno, a presença de erros grosseiros produzirá resultados de pouco valor significativo (FONSECA, 1998). Em muitos casos o EQM é expresso pela Raiz Quadrada do Erro Quadrático Médio (REQM), que para a variável α qualquer, tomando a média sobre N casos, é matematicamente definido como (ANTHES *et al.*, 1989):

$$REQM(\alpha) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \left[\frac{1}{I \cdot J} \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J (\alpha_{i,j,n}^P - \alpha_{i,j,n}^O)^2 \right]^{1/2} \quad (3.2)$$

A vantagem de utilizar o REQM está no fato de se preservar a unidade da variável prevista, podendo ser mais facilmente interpretada.

Para o caso da análise do vetor vento, o RMS é matematicamente definido como (ANTHES *et al.*, 1989):

$$|\overline{\Delta V}| = \frac{1}{I \cdot J} \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J [(u_{i,j}^P - u_{i,j}^O)^2 + (v_{i,j}^P - v_{i,j}^O)^2]^{1/2} \quad (3.3)$$

3.2.2.3 Erro Médio

O Erro Médio (*viés*) é um parâmetro que indica a direção média dos desvios de um conjunto de previsões a partir de um conjunto de valores observados ou de análises verificadas. O *EM* não indica a magnitude do erro, mas sua tendência. *viés* positivo indica tendência à superestimativa, enquanto que *viés* negativo indica tendência à

subestimativa. Matematicamente, o *viés* é expresso como:

$$vies(\alpha) = \frac{1}{I \cdot J} \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J (\alpha_{i,j}^P - \alpha_{i,j}^O) \quad (3.4)$$

3.2.2.4 Erro Absoluto Médio

O uso do erro médio é uma forma inadequada de verificar a habilidade de previsão dos modelos, uma vez que os erros negativos podem compensar erros positivos. Uma maneira simples para evitar a compensação entre os erros de uma previsão é utilizar o Erro Absoluto Médio (EAM). Ele é relativamente simples de ser obtido, seu cálculo envolve a soma da magnitude (valores absolutos) dos erros para obter o “erro total” e então dividi-lo pelo número total de pontos de grade utilizado. O *MAE* é expresso como:

$$MAE(\alpha) = \frac{1}{I \cdot J} \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J (|\alpha_{i,j}^P - \alpha_{i,j}^O|) \quad (3.5)$$

Claramente o *MAE* é zero para previsões perfeitas e aumenta com o aumento da diferença entre as observações e as previsões. O cálculo do *MAE* pode ser utilizado para medir a habilidade de um sistema de previsão sobre o outro por meio do SS, podendo ser reescrito como:

$$SS = \frac{\sum_{k=1}^{I \cdot J} MAE(k) - \sum_{k=1}^{I \cdot J} MAE_{ref}}{0 - \sum_{k=1}^{I \cdot J} MAE_{ref}(k)} \times 100 \quad (3.6)$$

3.2.2.5 Coeficiente de Correlação de Anomalia

Uma medida geralmente utilizada para verificar a associação entre campos meteorológicos previstos e observados é o Coeficiente de Correlação de Anomalia (*CCA*), sendo freqüentemente utilizado para avaliar o intervalo de extensão das previsões. O *CCA* é um escore adimensional e positivamente orientado definido para “premiar” as melhores previsões dos padrões observados, apresentando pouca sensibilidade aos

valores corretos da variável. O CCA é representado matematicamente por:

$$CCA = \frac{\sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J [(\alpha_{i,j}^P - \alpha^C) \cdot (\alpha_{i,j}^A - \alpha^C)]}{\left\{ \left[\sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J (\alpha_{i,j}^P - \alpha^C)^2 \right] \left[\sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J (\alpha_{i,j}^A - \alpha^C)^2 \right] \right\}^{1/2}} \quad (3.7)$$

3.2.3 Estudo de Caso

Foram estudados dois casos ocorridos no mês de janeiro de 2003, descritos na tabela 3.2. O primeiro estudo é referente ao período de 18 a 23 de janeiro de 2003. Durante este período, verificou-se a ocorrência de dois CCM's, um no dia 18 e outro no dia 23, além da presença do JBN. Este período foi bastante explorado por alguns autores (SOARES; MARENGO, 2004; SANTOS, 2006). Entretanto, o enfoque que tem sido dado foi para a visão observacional. No presente trabalho, além de uma sucinta descrição sinótica, se faz a comparação entre os dados observacionais obtidos dos dados do SALLJEX e os resultados obtidos a partir das técnicas descritas anteriormente com a finalidade de verificar o desempenho das previsões do GPSAS com a inclusão das *Pseudo-Temps*.

TABELA 3.2 - Resumo dos Estudos de Caso realizados entre o de 1^o a 31 de janeiro de 2003.

PERÍODO	SISTEMAS	IDENTIFICAÇÃO	ANÁLISE
18-23/01/2003	JBN (CCM)	Critério 1 de Bonner (1968); Circulação e Divergência de Umidade Específica em 850 hPa	Perfis de cento em Sta. Cruz, Bolívia. (OBS - EXP)
25-31/01/2003	ZCAS	ROLE e Circulação em médios e altos níveis	CTRL1 - EXP (viés e MAE)

EXP—experimento com melhor resultado na avaliação estatística

Para a verificação da ocorrência de JBN, fez-se necessário utilizar inicialmente o Critério 1 de Bonner (1968). Este critério é amplamente utilizado por diversos autores (MARENGO *et al.*, 2004; CARNEIRO, 2005; SOUZA, 2005; SANTOS, 2006) com o objetivo de definir o JBN na AS.

O Critério 1 de Bonner (1968) especifica que deve ocorrer um Centro de Ventos Máximos (CVM) no perfil vertical do vento em uma determinada estação, sendo que este máximo deve ser de no mínimo 12 ms^{-1} em uma altura de no máximo 1,5km acima da superfície. Além disso, deve haver uma diminuição na velocidade do vento com a altura de pelo menos 6 ms^{-1} até o mínimo mais alto ou até 3km de altura.

Tendo em vista que existe uma grande deficiência de dados de ar superior na AS, principalmente a leste dos Andes, vários autores necessitam realizar modificações no Critério 1 de Bonner, pois em muitos casos os dados disponíveis são oriundos de análises ou reanálises globais, tais como as reanálises do NCEP/NCAR ou as reanálises do ECMWF. Como neste estudo os dados estão dispostos em níveis de pressão, fez-se necessário adaptar o Critério 1 de Bonner para identificar o JBN em coordenadas de pressão. Desta forma, foi necessário considerar que o nível para a ocorrência do JBN seria necessariamente 925 hPa ou 850 hPa. A verificação do critério de cisalhamento levou em consideração os níveis de 850 hPa, 775 hPa e 700 hPa para aqueles JBN que apresentaram máximo em 925 hPa e os níveis de 775 hPa e 700 hPa para aqueles JBN que apresentaram o máximo em 850 hPa. Em vista disto, o critério para identificar o JBN passa a partir de agora a ser denominado de Critério de Bonner Modificado (CBM), por apresentar modificações em seu critério original.

Para identificar a ocorrência do JBN, foi utilizado o perfil de vento para a estação de Santa Cruz de la Sierra, na Bolívia ($17, 5^{\circ}\text{S}/63, 5^{\circ}\text{W}$) obtido dos dados do SALLJEX. A escolha desta estação se explica por ser uma região preferencial para a ocorrência do CVM do JBN na AS (MARENGO *et al.*, 2004; SANTOS, 2006). Estes perfis foram extraídos para os horários das 0600 UTC e 1800 UTC, os quais eram os únicos disponíveis, porém para os dias 22 e 23 somente haviam dados disponíveis às 1800 UTC.

Os perfis de vento em Santa Cruz de la Sierra foram comparados aos perfis de vento obtidos das rodadas CTRL1 e CTRL2 e aos perfis do experimento que obteve os melhores resultados na análise estatística (Seção 4), ambas as comparações foram realizadas para as previsões de 24 e 48 horas. Além disso, para os dois dias de ocorrência de CCM's foram gerados campos de divergência de umidade em 850 hPa e linhas de corrente nas regiões de máximo transporte de umidade em 850 hPa sobrepostos aos mosaicos de imagens de satélite GOES-8 e Meteosat, para que fosse

realizada uma análise subjetiva dos campos. Esta análise tem a finalidade de verificar o posicionamento das regiões de transporte e convergência de umidade em ambas as rodadas, podendo identificar o comportamento do modelo aos diferentes conjuntos de dados utilizados. As comparações foram realizadas para as análises das rodadas CTRL1, CTRL2 e para o experimento, assim como, para as previsões de 24 e 48 horas.

O segundo estudo de caso será referente ao episódio de ZCAS ocorrido entre o dia 25 de janeiro e 1 de fevereiro de 2003. A ZCAS é um dos mais importantes fenômenos da circulação de verão na América do Sul, e pode favorecer a ocorrência de episódios de estiagem prolongada e ou enchentes que atingem diversas regiões do Brasil, tais como o Sul (CASARIN; KOUSKY, 1986) e o Sudeste (CALHEIROS; DIAS, 1988). Climatologicamente a ZCAS pode ser identificada nas imagens de satélite como uma banda de nebulosidade orientada na direção noroeste-sudeste, estendendo-se desde o sul da região Amazônica até a região do Atlântico Sul (KOUSKY, 1988), ou ainda, através do padrão de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) associado à convecção (KODAMA, 1992).

Segundo Kodama (1992), Kodama (1993) e Quadro (1993), as principais características deste sistema são a estacionariedade e a forte atividade convectiva associada com a convergência de umidade e, aliado a um forte gradiente de temperatura potencial equivalente, sobre a zona de convergência.

Em vista destas características serão avaliados os campos médios durante o período de ocorrência do episódio, para isto será realizada uma sucinta descrição sinótica baseada em imagens do infravermelho do satélite GOES-8 e nas análises do experimento que obteve os melhores resultados na avaliação estatística (Seção 4). Será feita a avaliação dos campos de circulação, umidade e precipitação para as previsões de 24 a 96 horas de previsão.

Para verificar as regiões em que o experimento apresentou diferenças frente à rodada CTRL1 foi efetuado o cálculo espacial do *vies* entre as previsões de precipitação do experimento e os dados observacionais de precipitação do CSP, sendo o mesmo realizado para as previsões do CTRL1. A diferença absoluta entre os campos de erro de ambas as rodadas apresenta de forma objetiva as áreas em que as rodadas diferem.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Quatro experimentos foram realizados para verificar o impacto nas previsões de até 96 horas do GPSAS pela inclusão de *Pseudo-Temps* no processo de AD. No primeiro experimento os locais para extração das observações simuladas foram escolhidos baseados em critérios objetivos, levando em consideração os resultados das FI obtidas por Aravéquia (2003). Outros três experimentos foram realizados baseados em critérios empíricos em função da distribuição espacial das *pseudo-Temps* do primeiro experimento.

Para a avaliação destes experimentos foram utilizados como referência dois conjuntos de dados. A primeira avaliação foi realizada utilizando-se como medida de referência as análises do CTRL1. Para esta avaliação calculou-se os índices descritos na Seção 3.2.2 para ϕ em 850 hPa ($\Phi850$) e 500 hPa ($\Phi500$). Na segunda avaliação utilizou-se os dados observacionais disponíveis para o período. Com base nestes dados foram calculados os índices estatísticos para $\Phi850$, $\Phi500$, componentes u e v nos níveis de 850 hPa ($U850$, $V850$) e Umidade Específica em 500 hPa ($Q500$).

4.1 Comparação com Análises do CTRL1.

Na Figura 4.1 apresenta-se os índices estatísticos, (a) MAE, (b) CCA, (c) RMS e (d) *viés* médios sobre o domínio da AS para as previsões de 06 a 96 horas da variável $\Phi850$. Nota-se, de uma forma geral, que entre 6 e 18 horas de previsão os experimentos mostraram-se ligeiramente inferiores às rodadas de controle, visto que se utiliza as análises do CTRL1 como medida de referência, este tipo de comportamento torna-se esperado. A partir de 24 horas de previsão este comportamento muda, ou seja, todos os experimentos apresentaram melhor desempenho frente às rodadas de controle, indicando boa adaptação do modelo aos novos dados.

Dentre os experimentos o EXP4 apresenta melhor desempenho durante o decorrer das horas de previsão, porém nas últimas 12 horas o EXP2, EXP3 e EXP4 mostraram-se muito semelhantes. Embora haja um grau de dispersão semelhante, nota-se que o *viés* dos EXP2 e EXP3 aproximou-se mais de zero, não havendo diferenças significativas entre eles. O EXP1 mostrou menor *viés* do que estes dois experimentos no início das previsões, mas no decorrer do prazo de integração diminuiu sua performance, porém ainda menores do que as rodadas de controle.

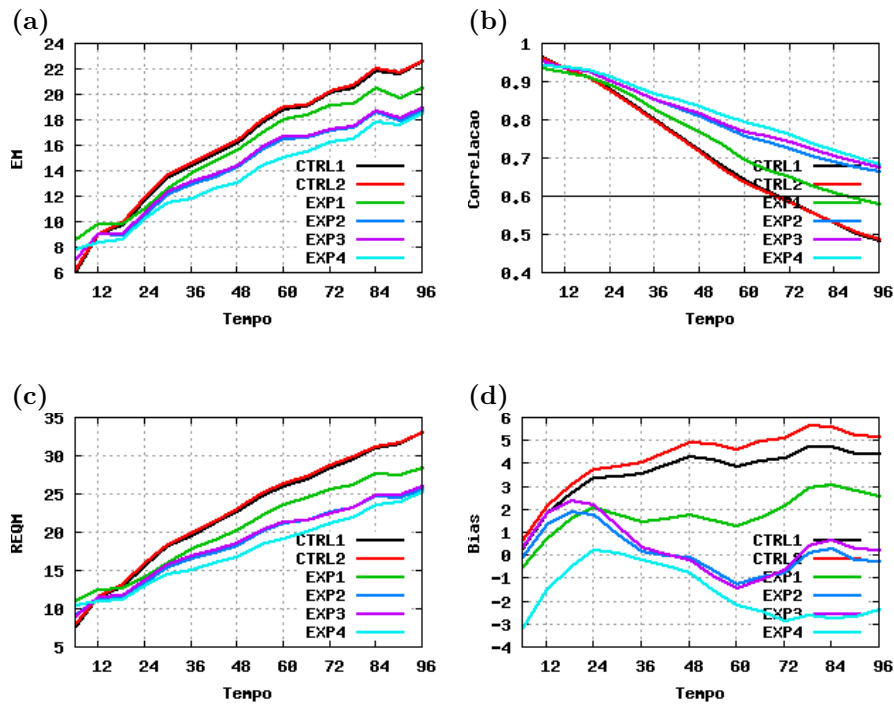


FIGURA 4.1 - Índices estatísticos (a) MAE, (b) CCA, (c) RMS e (d) *viés*, calculados sobre o domínio da AS para a variável $\Phi 850$.

Houve um aumento significativo no prazo útil das previsões sobre a AS, o ganho médio apresentado pelos experimentos é de pelo menos 24 horas, sendo que as previsões de $\phi 850$ aumentaram de aproximadamente 68 para valores superiores à 96 horas.

Subdividindo o cálculo dos índices nas regiões descritas na Seção 3.2.2, percebe-se que na região sul as rodadas de controle acumulam erros médios absolutos (Figura 4.2) entre 5 metros (06 horas de previsão) e valores próximos à 45 metros (96 horas de previsão). A introdução das “*Pseudo-Temps*” fez com que estes erros diminuíssem para valores próximos à 30 metros nas previsões de 96 horas dos EXP2, EXP3 e EXP4. Esta melhoria fez com que o prazo útil das previsões aumentasse de 66 horas, nas rodadas de controle, para valores superiores à 96 horas nas rodadas experimentais, havendo um incremento de aproximadamente 48 horas. Nas demais regiões (figuras não mostradas) não houve diferenças significativas nas previsões do modelo, mas nota-se que a inclusão das informações sintéticas proporcionaram leves diferenças no sentido de diminuir os erros do modelo.

Os índices estatísticos MAE, CCA, RMS e *viés* médios sobre o domínio da AS para

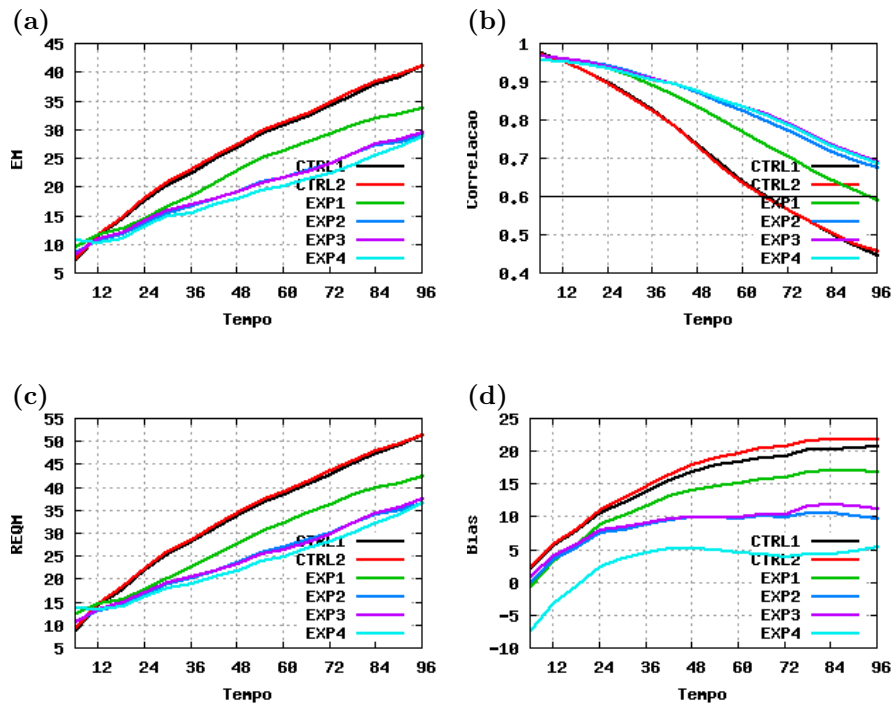


FIGURA 4.2 - Índices estatísticos (a) MAE, (b) CCA, (c) RMS e (d) *viés*, calculados sobre o domínio da região sul para a variável $\Phi 850$.

as previsões de 06 à 96 horas da variável $\Phi 500$ são apresentados nas Figuras 4.3a, b, c e d respectivamente. Os índices estatísticos mostram que a inclusão dos dados extras melhoram as previsões de 6 à 96 horas de $\Phi 500$. Da mesma forma que para $\Phi 850$, o EXP4 exibiu melhores escores, apresentado menores valores de erro em todas as previsões, estendendo o prazo útil de previsão de 78 horas (rodadas de controle) para mais do que 96 horas. Embora tenha apresentado menor MAE e RMS, o *viés* deste experimento foi mais elevado, indicando maior subestimativa nas suas previsões.

Separando-se os índices por regiões, observa-se que o RMS e o MAE não indicam diferenças significativas em relação às rodadas de controle nas regiões central e norte (Figura não apresentada), já a região sul apresenta uma grande diferença (Figura 4.4), mas ambos experimentos mostraram comportamentos muito semelhantes com pequena vantagem para o EXP4, apresentando índices ligeiramente menores do que os EXP2 e EXP3. O EXP1 apresentou comportamento semelhante aos demais experimentos até 36 horas de previsão, após houve uma ligeira redução no *skill* das previsões.

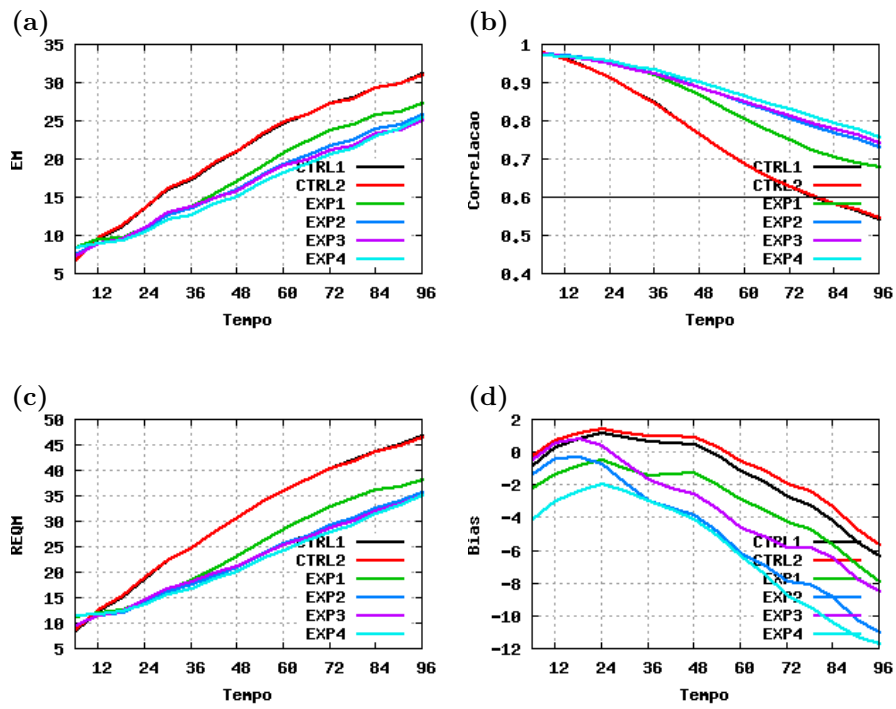


FIGURA 4.3 - Índices estatísticos (a) MAE, (b) CCA, (c) RMS e (d) *viés*, calculados sobre o domínio da AS para a variável $\Phi 500$.

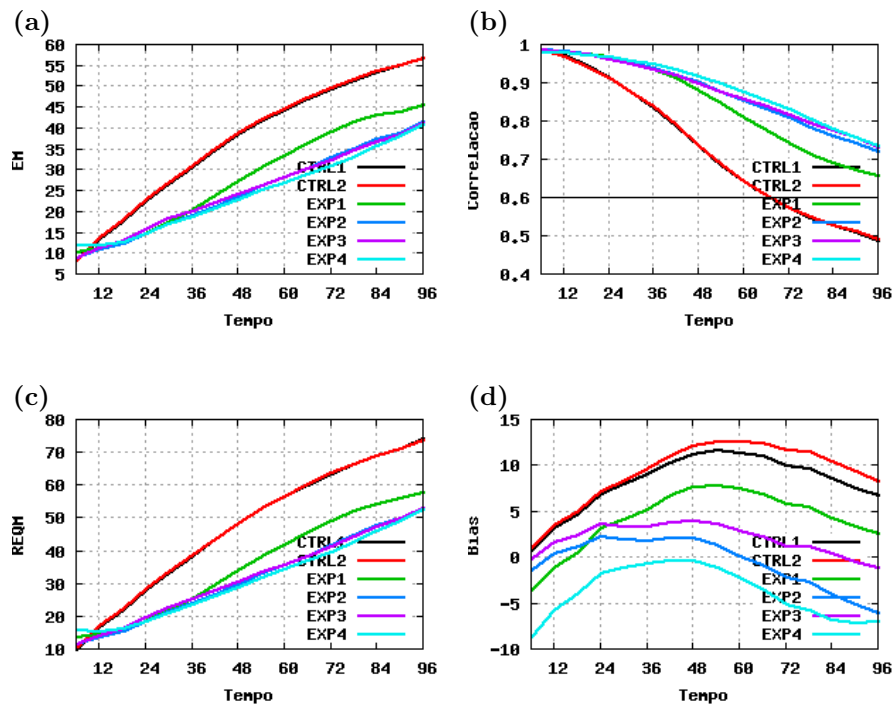


FIGURA 4.4 - Índices estatísticos (a) MAE, (b) CCA, (c) RMS e (d) *viés*, calculados sobre o domínio da região sul para a variável $\Phi 500$.

4.2 Comparação com dados Observacionais.

O fato de serem utilizados dados provenientes de uma análise numérica (CTRL1) como base para os cálculos estatísticos apresentados na seção anterior, faz com que este exame seja tendencioso para previsões geradas a partir destas análises. Na avaliação apresentada anteriormente, as primeiras horas de previsão (entre 06 e 12 horas) de ambos os controles sempre são melhores do que as dos experimentos. Para verificar se houve alguma melhoria nestas primeiras horas de previsão com a inclusão das informações extras, é necessário fazer uma comparação com os dados observacionais disponíveis. Nesta seção são mostrados os índices estatísticos MAE, RMS, *viés* e SS calculados com base nas observações disponíveis. Os gráficos apresentam as mesmas tendências que as calculadas com as análises do CTRL1, porém, nas primeiras horas de previsão, verificam-se algumas diferenças significativas. O cálculo do SS mostra de forma mais clara melhorias obtidas com a inclusão das *Pseudo-Temps*, uma vez que apresenta a porcentagem do ganho ou da perda nas previsões.

Nas Figuras 4.5a, b, c e d são apresentados, respectivamente, os índices estatísticos para *U850*. Destaca-se pela análise do gráfico do SS (Figura 4.5d) que o EXP4 obteve previsões significativamente melhores do que os demais experimentos. Nota-se pelos outros índices que desde a análise o EXP4 obteve menores erros, inclusive comparando-se com as rodadas de controle. A melhoria das previsões sobre a AS aproximou-se de 12% frente as mesmas previsões do CTRL1, evidenciando a importância da inclusão de dados extras no processo de AD. Os demais experimentos aproximaram-se dos resultados obtidos somente nas últimas 12 horas de previsão.

Da mesma forma que para a componente zonal do vento, *V850* apresenta menores erros durante as simulações do EXP4. Na Figura 4.6d nota-se claramente que desde a análise houve um aumento na qualidade das previsões. A análise dos demais índices estatísticos, vistos na Figura 4.6, mostra que a diferença entre os experimentos é menor do que a apresentada por *U850*, com destaque para o EXP4 que mostra melhores resultados frente aos demais. Destaca-se que o EXP1 obteve perdas significativas nas primeiras 12 horas de previsão, porém logo após ocorre um aumento no *skill* aproximando-se dos resultados obtidos pelos experimentos 2 e 3.

Os índices estatísticos para *Q500* são mostrados na Figura 4.7. A análise dos gráficos do MAE e do RMS mostra que até 12 horas de previsão todas as simulações apresentaram-se semelhantes, após o EXP4 mostrou melhor desempenho obtendo

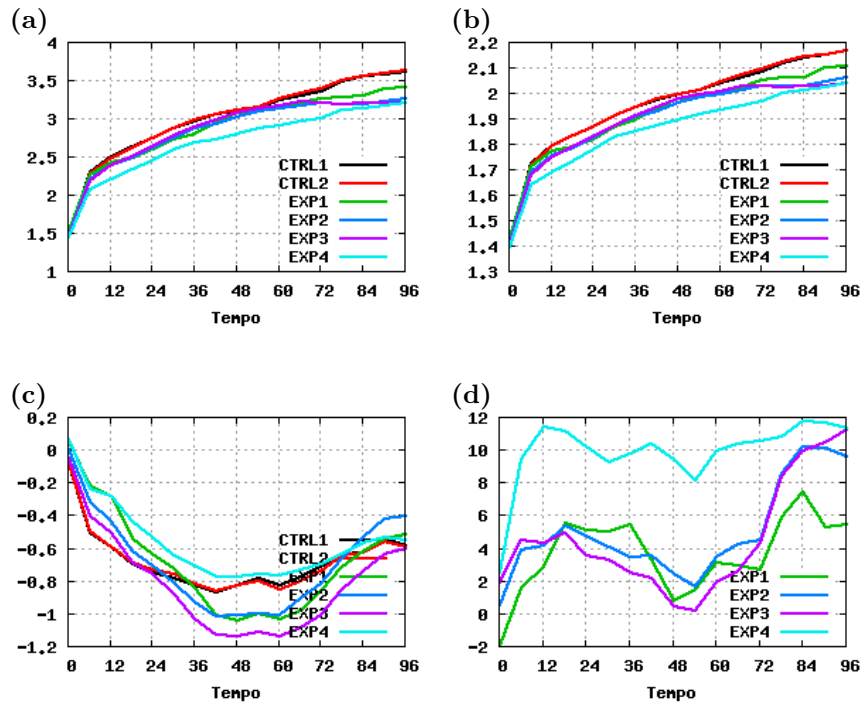


FIGURA 4.5 - Índices estatísticos (a) MAE, (b) RMS, (c) Viés e (d) SS, calculados sobre o domínio da AS para a variável $U850$.

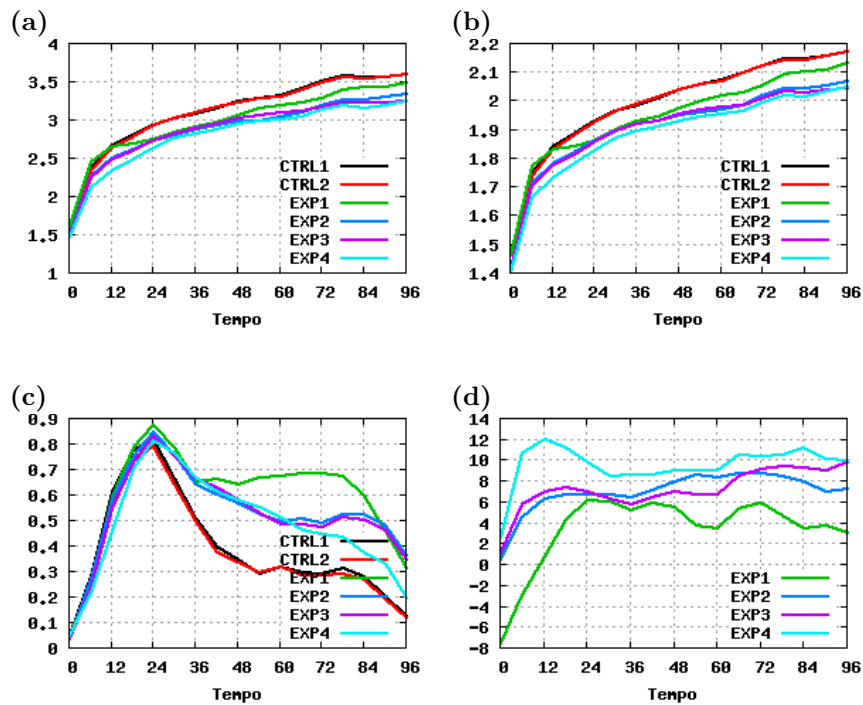


FIGURA 4.6 - Índices estatísticos (a) MAE, (b) RMS, (c) Viés e (d) SS, calculados sobre o domínio da AS para a variável $V850$.

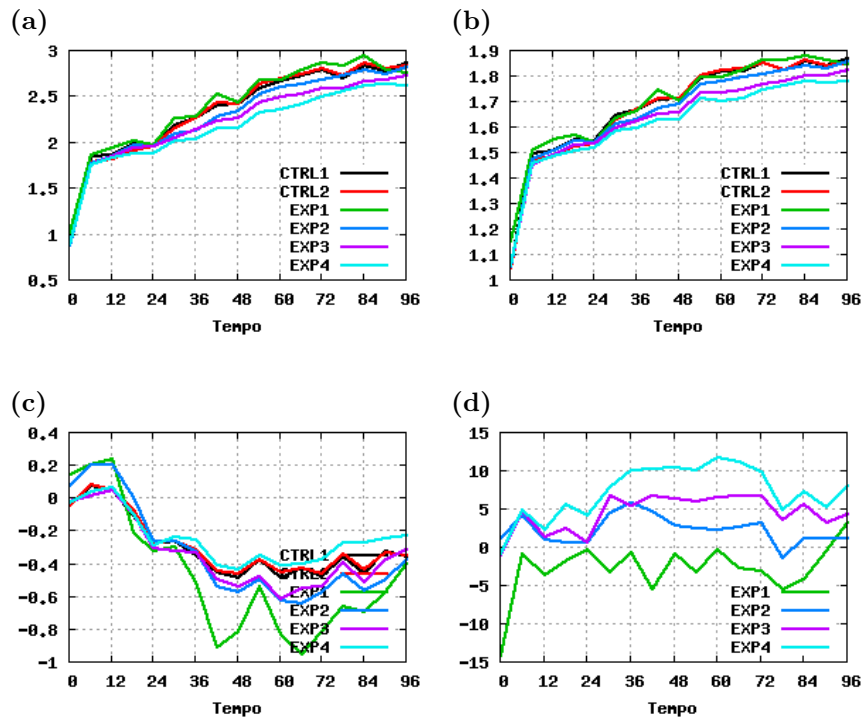


FIGURA 4.7 - Índices estatísticos (a) MAE, (b) RMS, (c) Viés e (d) SS, calculados sobre o domínio da AS para a variável $Q500$.

valores próximos aos 10% de ganho nas previsões. O gráfico do SS (Figura 4.7d) exhibe claramente que o EXP1 obteve os maiores erros dentre todas as simulações, pode-se notar que a qualidade das previsões diminuiu (2.65% em média) com relação às previsões do CTRL1.

Os erros calculados para $\Phi850$ são apresentados na Figura 4.8. Analisando o MAE e o RMS percebe-se um comportamento semelhante em todas as simulações, para esta variável não há um destaque muito grande do EXP4, como havia ocorrido com as demais variáveis analisadas, porém este experimento obteve os melhores resultados, apresentando baixos valores de erro, aumentando a qualidade das previsões, como visto na Figura 4.8d. Nota-se pelo gráfico do *viés* (Figura 4.8c) que ambos controles tendem a superestimar as previsões sendo que a inclusão das *Pseudo-Temps* produziu um efeito positivo no sentido de diminuir esta superestimativa.

A Figura 4.9 apresenta os índices estatísticos calculados para $\Phi500$. Percebe-se claramente pelos gráficos desta figura, que esta variável foi a que apresentou o melhor desempenho frente as demais. Todos os experimentos mostraram-se superiores às

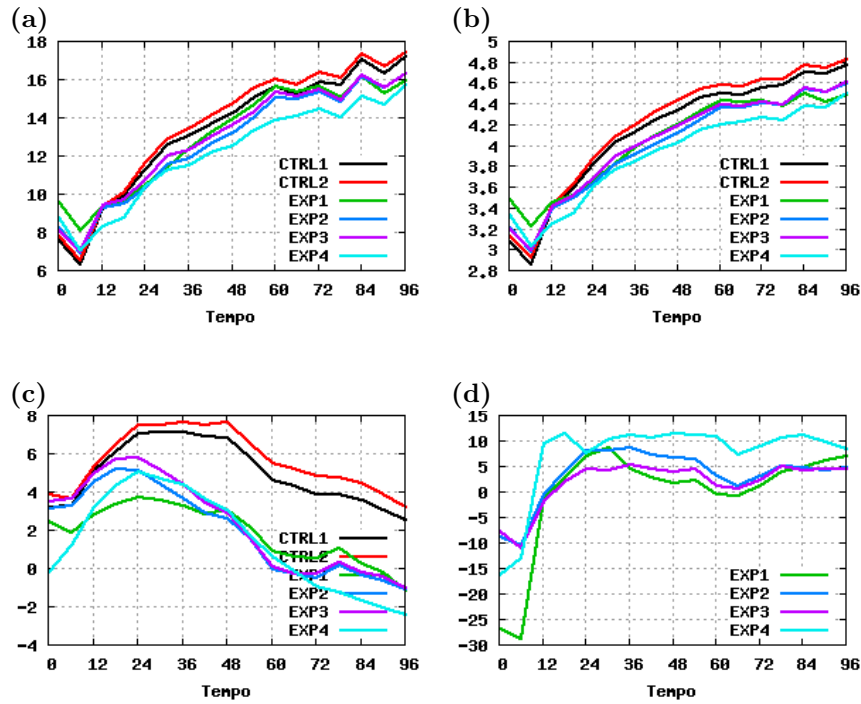


FIGURA 4.8 - Índices estatísticos (a) MAE, (b) RMS, (c) Viés e (d) SS, calculados sobre o domínio da AS para a variável Φ_{850} .

rodadas de controle, o ganho chegou próximo à 25% na previsão de 48 horas do EXP4, todos os outros experimentos acompanharam este mesmo desempenho. Por outro lado, nota-se no gráfico do *viés* (Figura 4.9c) que embora haja uma melhoria significativa nos resultados houve subestimativa dos valores previstos após, aproximadamente, 60 horas de previsão durante todos experimentos, este comportamento é apresentado pelas rodadas de controle após 90 horas de previsão.

4.3 Análise espacial do Erro

Na seção anterior foram mostradas as performances das previsões dos controles e dos experimentos por meio de gráficos que apresentavam os cálculos estatísticos médios sobre um domínio espacial e temporal. Como visto, o EXP4 aproxima-se melhor dos dados observacionais. Além disto, os melhores resultados foram obtidos para a região sul. Para verificar as áreas onde este aumento de performance é mais evidente apresenta-se a distribuição espacial do MAE sobre o domínio da AS para o CTRL1 e EXP4.

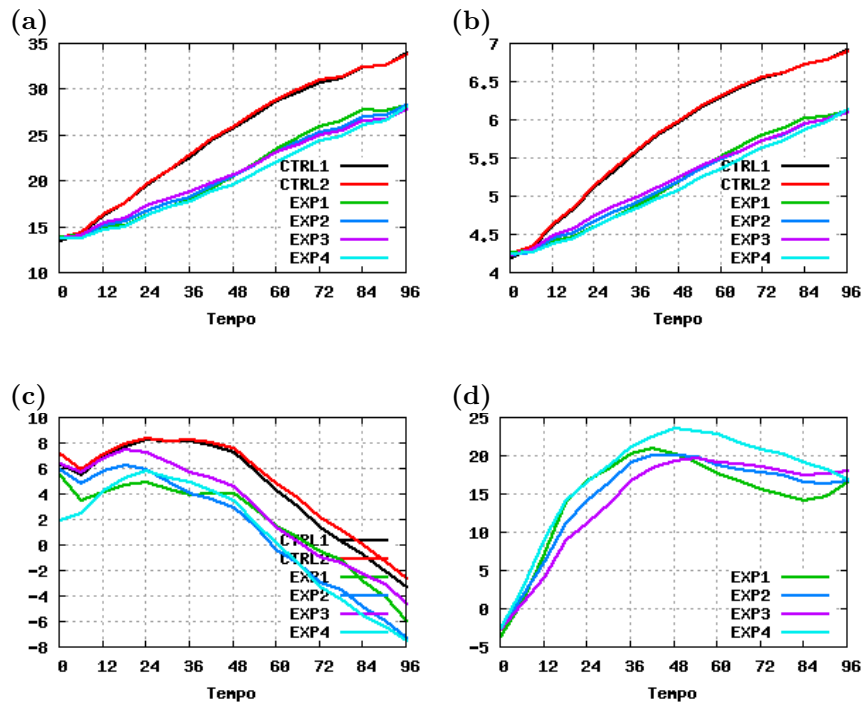


FIGURA 4.9 - Índices estatísticos (a) MAE, (b) RMS, (c) Viés e (d) SS, calculados sobre o domínio da AS para a variável $\Phi 500$.

Nas Figuras 4.10a, b, c, d são apresentadas, respectivamente, a distribuição espacial do MAE para as previsões de 24, 48, 72 e 96 horas de $\Phi 850$ realizadas com o CTRL1. Percebe-se uma região com erros máximos no Oceano Atlântico Sul (OAS), aproximadamente em $45^{\circ}S/40^{\circ}W$. Este centro de erro já está presente desde às 6 horas de previsão (figura não mostrada) ampliando-se até os últimos horários de previsão, cobrindo toda a região sul da AS e do OAS. As previsões de $\Phi 850$ realizadas pelo EXP4 (Figuras 4.11a, b, c, d) apresentam erros nas mesmas regiões porém com menor magnitude. Deve-se observar que os erros acima de aproximadamente $30^{\circ}S$ são muito semelhantes entre as duas rodadas, somente em latitudes abaixo de $30^{\circ}S$ é que se percebe diferenças significativas.

O mesmo comportamento é verificado por $\Phi 500$ (Figuras 4.12 e 4.13). Os maiores erros de $\Phi 500$ ocorrem sobre o OAS, abaixo de aproximadamente $30^{\circ}S$. Observando a distribuição do MAE calculado com as previsões do EXP4 (Figura 4.13), percebe-se claramente uma grande diminuição no erro sobre o OAS e região sul da AS. Nas áreas acima de $30^{\circ}S$ as diferenças entre as duas rodadas são mínimas, ocorrendo principalmente sobre a Bolívia e o Perú.

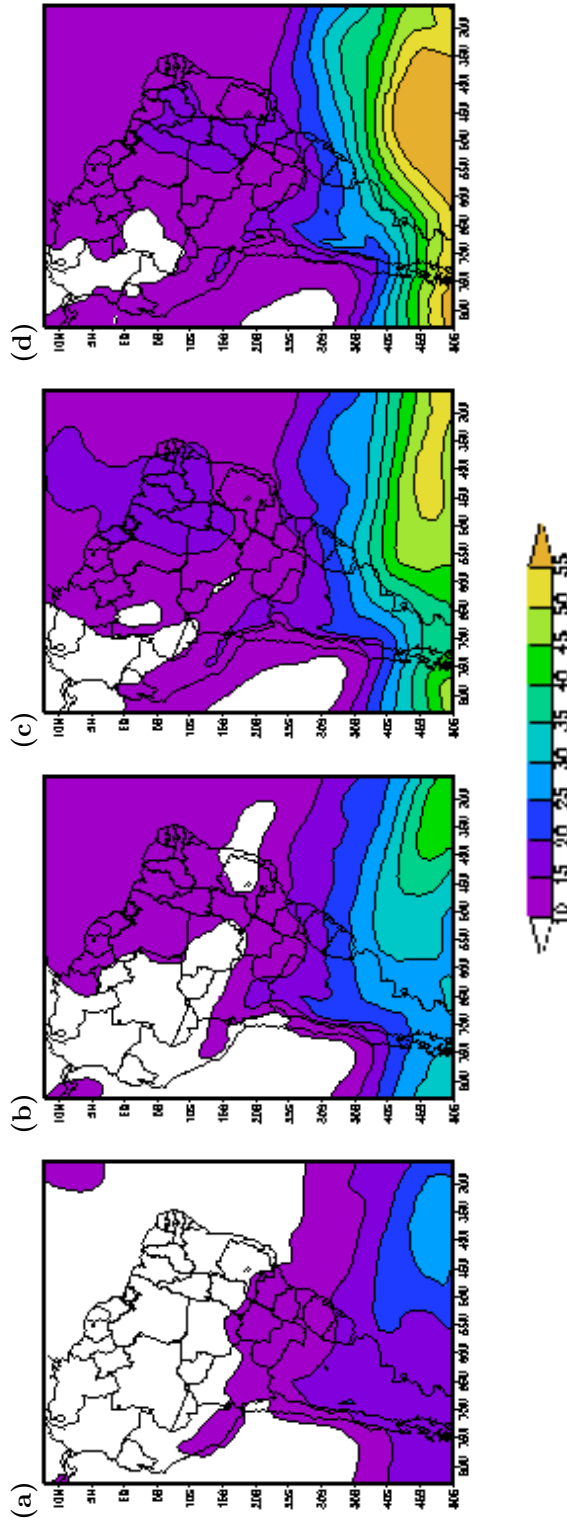


FIGURA 4.10 - Distribuição espacial do MAE para as previsões de (a) 24, (b) 48, (c)72 e (d) 96 horas de $\Phi 850$ do CTRL1.

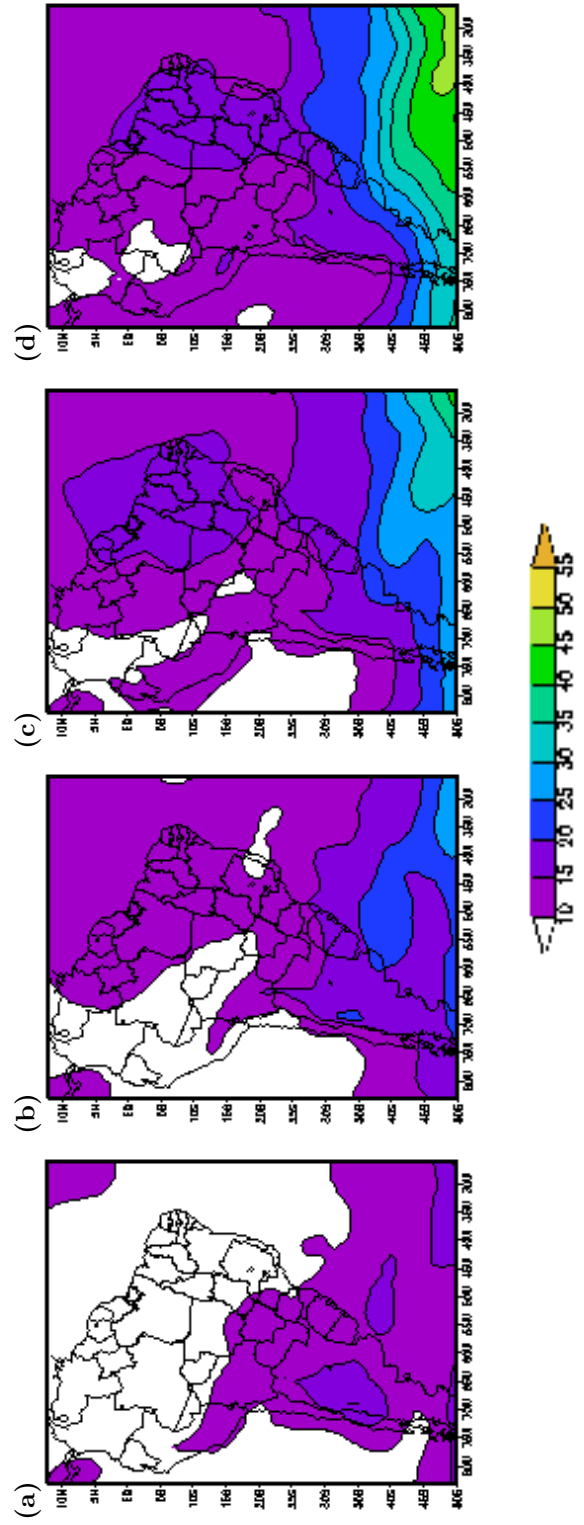


FIGURA 4.11 - Distribuição espacial do MAE para as previsões de (a) 24, (b) 48, (c)72 e (d) 96 horas de $\Phi 850$ do EXP4.

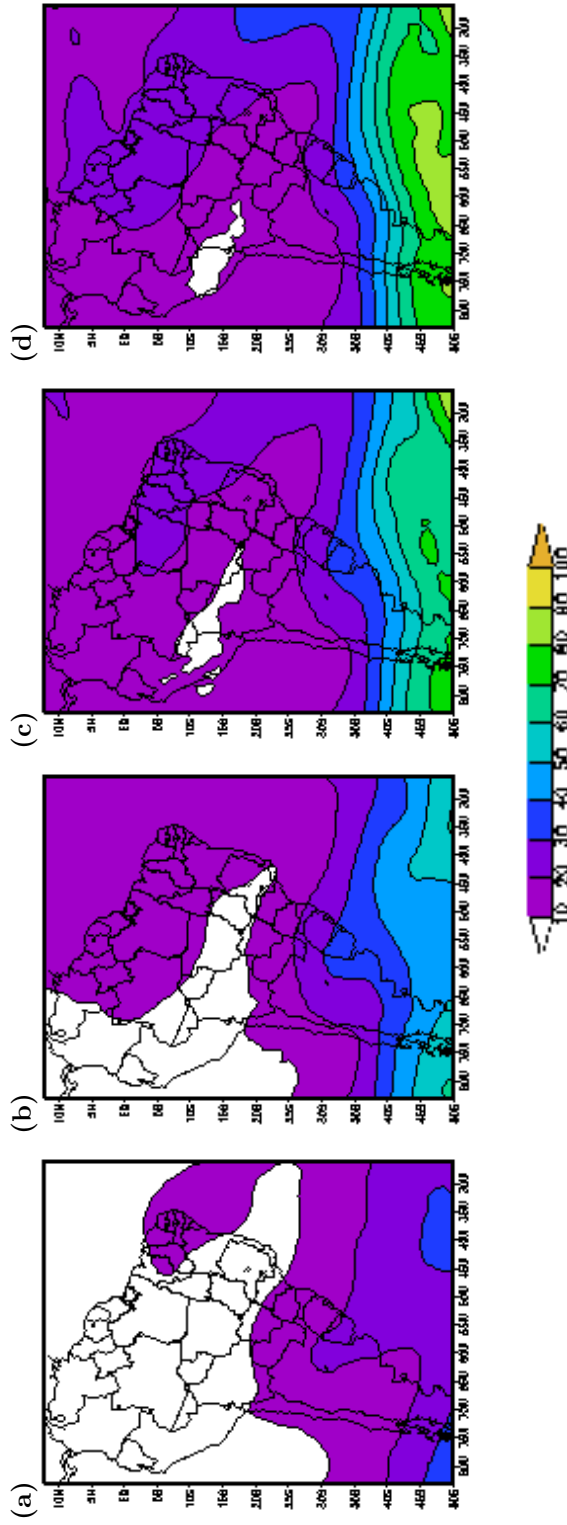


FIGURA 4.12 - Distribuição espacial do MAE para as previsões de (a) 24, (b) 48, (c)72 e (d) 96 horas de $\Phi 500$ do CTRL1.

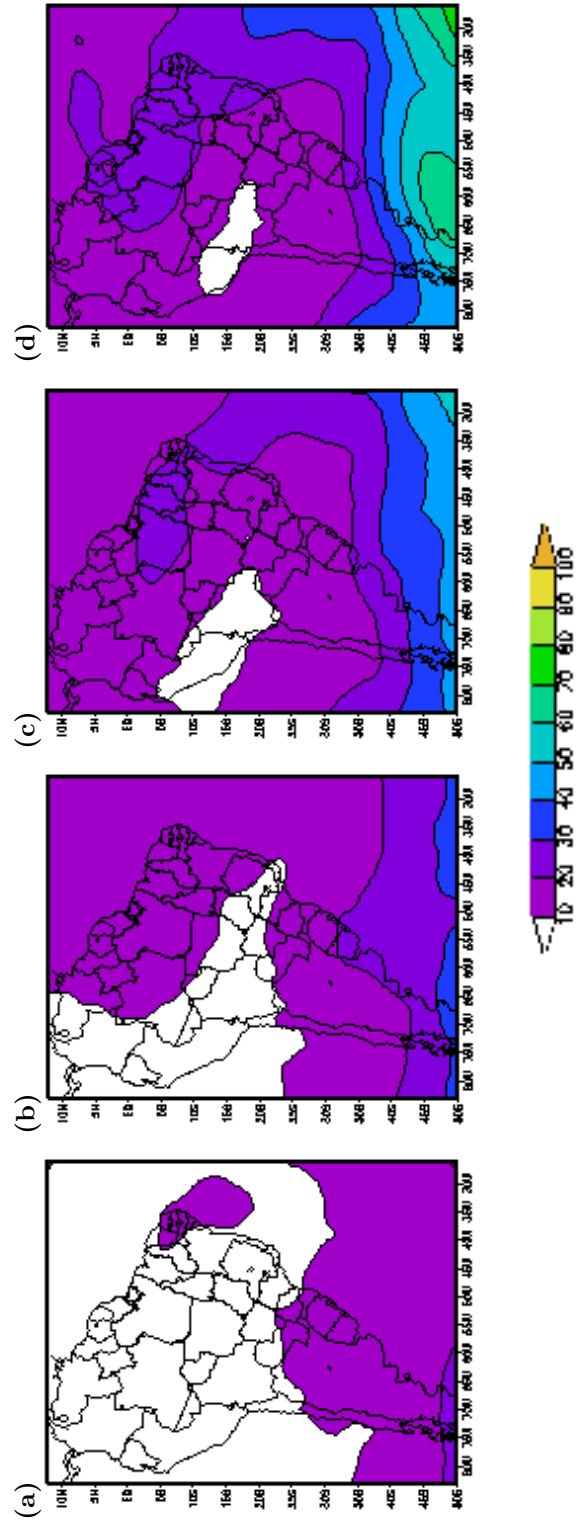


FIGURA 4.13 - Distribuição espacial do MAE para as previsões de (a) 24, (b) 48, (c)72 e (d) 96 horas de $\Phi 500$ do EXP4.

CAPÍTULO 5

ESTUDO DE CASO

Os padrões atmosféricos do mês de janeiro são caracterizados por diversos fatores, a saber: em altos níveis, verifica-se a presença da AB, cuja origem está relacionada à liberação de calor latente produzido pela convecção (CARVALHO, 1989; FIGUEROA *et al.*, 1995) e o cavado do Nordeste Brasileiro (NEB) (KOUSKY; GAN, 1981; RAMIREZ, 1999). A teoria da contribuição do aquecimento latente para a formação da AB está associada à presença de uma baixa termo-orográfica em superfície, que também pode ser explicada pelo aquecimento da superfície (SELUCHI *et al.*, 2003). Este sistema, conhecido com a Baixa do Chaco localiza-se entre o Paraguai e a Bolívia. Em baixos níveis, há a incursão dos ventos alísios provenientes do Atlântico equatorial sobre a Bacia Amazônica, que devido à topografia dos Andes, giram para sul ou para sudeste. Em casos onde existe uma região alongada de convergência orientada de noroeste a sudeste, desde a Amazônia até a Região Sudeste do Brasil, os ventos alísios giram para sudeste e passam a alimentar a ZCAS. Quando a ZCAS está ativa, observa-se a diminuição das chuvas no sul do Brasil enquanto que no Sudeste, observa-se a ocorrência de intensa atividade convectiva (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; HERDIES *et al.*, 2002). Quando a circulação em baixos níveis se caracteriza por um escoamento de norte, a leste dos Andes e apresenta um máximo nos campos de vento sobre a região de Santa Cruz, tem-se a formação do JBN (MARENGO *et al.*, 2004). Em alguns casos, o JBN está associado à ocorrência de forte precipitação sobre a Bacia do Rio da Prata, com a formação de CCM's, e não se observa atividade convectiva ao longo da ZCAS.

Desta forma, é importante verificar o impacto da inclusão das *Pseudo-Temps* na circulação atmosférica modelada pelo GPSAS durante o mês de janeiro de 2003, quando se observou a atuação de vários sistemas meteorológicos. Foram escolhidos dois casos de estudo, a fim de avaliar o desempenho do modelo. Primeiramente, escolheu-se um caso de JBN que se caracterizou entre o período de 18 a 23 de janeiro, quando também teve-se a formação de um CCM sobre o norte da Argentina no dia 18 e no dia 22. No segundo estudo de caso foi analisado um episódio de ZCAS entre os dias 24 e 31 de janeiro que causou intensa precipitação sobre a Região Sudeste e Centro-Oeste do Brasil.

5.1 Identificação e análise do caso de JBN

Na Tabela 5.1 pode-se observar as informações sobre a ocorrência de JBN a leste dos Andes na estação de Santa Cruz de la Sierra, utilizando os conjuntos de dados do SALLJEX e as análises do CTRL1, CTRL2 e EXP4. Destes conjuntos de dados foram extraídas as seguintes informações: a intensidade do CVM do JBN, nível de ocorrência do CVM (NVM) e cisalhamento do vento (CIS). Na primeira coluna são mostrados os dados do SALLJEX, disponíveis apenas nos horários das 0600 e 1800 UTC. Fez-se as comparações destas informações com os dados dos demais conjuntos de dados.

Os dados do SALLJEX mostram que o JBN estava bem caracterizado em termos da magnitude e cisalhamento do vento em praticamente todo o período. Observa-se às 0600 UTC do dia 18, que em 925 hPa o CVM do JBN era de $17,5 \text{ ms}^{-1}$, por outro lado, nos dias 20 e 21, o CVM ocorreu em 850 hPa, com intensidade de $23,8 \text{ ms}^{-1}$. Nos dias 19 e 22 o JBN não estava caracterizado e no dia 23, não haviam dados observacionais disponíveis. No horário das 1800 UTC o JBN esteve bem definido em todos os dias, exceto no dia 23.

Comparando os dados do SALLJEX com os dos controles e experimento, nota-se que há uma boa representatividade dos CVM e de seus respectivos níveis de ocorrência. Embora tenham se aproximado dos dados observacionais, as rodadas CTRL1, CTRL2 e EXP4 subestimaram os CVM em dois dias (20 e 21) e superestimaram em um dia (18), ambos no horário das 0600 UTC. Esta última situação se deve ao fato das rodadas terem representado o CVM do JBN em um nível acima do observado. Quando há uma tendência do modelo a subestimar os valores do vento, cria-se um problema para a identificação do JBN, uma vez que este é um dos principais critérios para sua determinação.

No horário das 1800 UTC, em todos os dias o vento foi subestimado. No dia 18, as rodadas não representaram a ocorrência do JBN. Nos dias 19 (para ambas as rodadas, com exceção do EXP4 que não caracterizou o JBN), 20 (para o EXP4) e 22 (para ambos os controles), o vento foi subestimado porque o modelo previu o CVM em 925 hPa e não em 850 hPa como verificado nas observações. Além disso, observou-se com os dados do SALLJEX que no dia 21 o JBN estava bem caracterizado. Nos dados derivados das rodadas, o CVM não alcançou o valor mínimo requerido pelo CBM, mas aproximou-se dos 12 ms^{-1} , o critério de cisalhamento foi satisfeito e o

nível do CVM foi exatamente previsto pelo modelo. No caso do dia 23, a situação foi atípica. Os dados do SALLJEX mostraram que não houve JBN pois os ventos eram predominantemente de sul. Entretanto, o modelo em ambas as rodadas manteve o vento predominantemente de norte, sendo que segundo os dados do EXP4 houve a formação do JBN.

TABELA 5.1 - Análise da ocorrência de JBN a partir de dados extraídos de perfis verticais na estação de Santa Cruz de la Sierra, Bolívia (17,5°S/63,5°W) de 18 a 23 de janeiro de 2003. O Centro de Ventos Máximos (CVM), Nível de ocorrência do CVM (NVM), cisalhamento do vento em um nível acima do CVM (CIS) foram obtidos para os seguintes conjuntos de dados: SALLJEX, CTRL01, CTRL02 e EXP04. Estas informações referem-se aos horários das 0600 UTC (bloco à esquerda) e às 1800 UTC (bloco à direita). Os símbolos (-) e (×) indicam a não ocorrência do JBN e a indisponibilidade de dados, respectivamente.

18 de Janeiro de 2003								
Dados	SALLJEX		CTRL01		CTRL02		EXP04	
Horário (UTC)	0600	1800	0600	1800	0600	1800	0600	1800
CVM (ms^{-1})	17,5	13	19,1	-	18,7	-	18,3	-
NVM (hPa)	925	850	850	-	850	-	850	-
CIS (ms^{-1})	7,5	10	15	-	14,2	-	12,9	-
19 de Janeiro de 2003								
Dados	SALLJEX		CTRL01		CTRL02		EXP04	
Horário (UTC)	0600	1800	0600	1800	0600	1800	0600	1800
CVM (ms^{-1})	-	22,6	-	12	-	16,1	-	-
NVM (hPa)	-	850	-	925	-	925	-	-
CIS (ms^{-1})	-	14,9	-	7,2	-	6,1	-	-
20 de Janeiro de 2003								
Dados	SALLJEX		CTRL01		CTRL02		EXP04	
Horário (UTC)	0600	1800	0600	1800	0600	1800	0600	1800
CVM (ms^{-1})	23,8	28,6	17,2	14,9	21,6	17	16,4	14,8
NVM (hPa)	850	850	850	850	850	850	850	925
CIS (ms^{-1})	12,2	15,9	8,1	8,5	10,2	10,6	8,4	8,9
21 de Janeiro de 2003								
Dados	SALLJEX		CTRL01		CTRL02		EXP04	
Horário (UTC)	0600	1800	0600	1800	0600	1800	0600	1800
CVM (ms^{-1})	23,8	18,3	17,4	11,4	19,7	11,4	14,9	11,5
NVM (hPa)	850	925	850	925	850	925	850	925
CIS (ms^{-1})	14,6	6,3	11,1	9,3	10,4	6,3	10,3	9,5
22 de Janeiro de 2003								
Dados	SALLJEX		CTRL01		CTRL02		EXP04	
Horário (UTC)	0600	1800	0600	1800	0600	1800	0600	1800
CVM (ms^{-1})	×	21,9	×	16,4	×	16,7	×	18,8
NVM (hPa)	×	850	×	925	×	925	×	850
CIS (ms^{-1})	×	12,6	×	9,5	×	8,1	×	14,1
23 de Janeiro de 2003								
Dados	SALLJEX		CTRL01		CTRL02		EXP04	
Horário (UTC)	0600	1800	0600	1800	0600	1800	0600	1800
CVM (ms^{-1})	×	-	×	-	×	-	×	12,4
NVM (hPa)	×	-	×	-	×	-	×	925
CIS (ms^{-1})	×	-	×	-	×	-	×	6,5

A análise dos perfis verticais de vento na estação de Santa Cruz indicou que em praticamente todos os dias e horários o JBN se encontrava na camada atmosférica compreendida entre 925-700 hPa. Do dia 18 ao dia 22 as componentes do vento apresentavam praticamente a mesma magnitude, sendo que a componente meridional era negativa.

No dia 18 às 0600 UTC (Figura 5.1a) o vento total era predominantemente de norte desde a superfície até pouco acima do nível de 700 hPa. A componente v (Figura 5.1b) além de negativa, estava intensa até o nível de 775 hPa. Os perfis de UR, T e T_d (Figuras 5.1c e d, respectivamente) indicam que a atmosfera era caracterizada por muita umidade e calor na camada que se encontrava o JBN. Estas condições indicam o papel do JBN em transportar tais propriedades para latitudes mais altas.

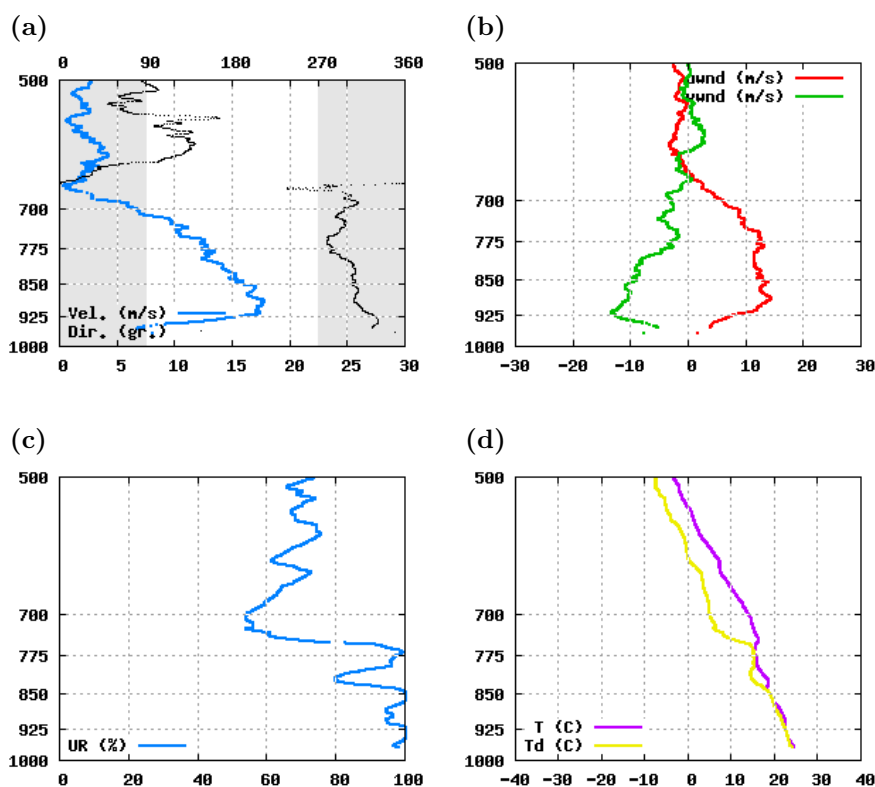


FIGURA 5.1 - Perfil vertical de: (a) Intensidade (linha azul, em ms^{-1}) e direção do vento (pontos pretos, em Graus), (b) Componentes zonal e meridional do vento (u linha vermelha, v linha verde, em ms^{-1}), (c) Umidade relativa (linha azul, em %), (d) Temperatura do ar (linha roxa, em $^{\circ}C$), Temperatura do ponto de orvalho (linha amarela, em $^{\circ}C$) na estação de Santa Cruz de la Sierra, na Bolívia ($17^{\circ}S/63^{\circ}W$) no dia 18/01/2003 às 06:00 UTC. No eixo das ordenadas está a escala de pressão (hPa), no eixo inferior, a escala de cada variável, em (a) o eixo superior apresenta a direção do vento.

Observa-se que o JBN se desintensificou às 1800 UTC e se descaracterizou no dia 19 às 0600 UTC, surgiu novamente no dia 19 às 1800 UTC (Figura 5.2a). O CVM era de $22,5 \text{ ms}^{-1}$ em 925 hPa e as componentes do vento, bastante intensas (Figura 5.2b), permanecendo com a mesma configuração observada no dia 18. No dia 20 (figura não mostrada) o JBN se intensificou, com CVM da ordem de 22 ms^{-1} em 850 hPa às 0600 UTC e de $22,5 \text{ ms}^{-1}$ em 925 hPa às 1800 UTC, predominantemente de noroeste até o nível de aproximadamente 600 hPa.

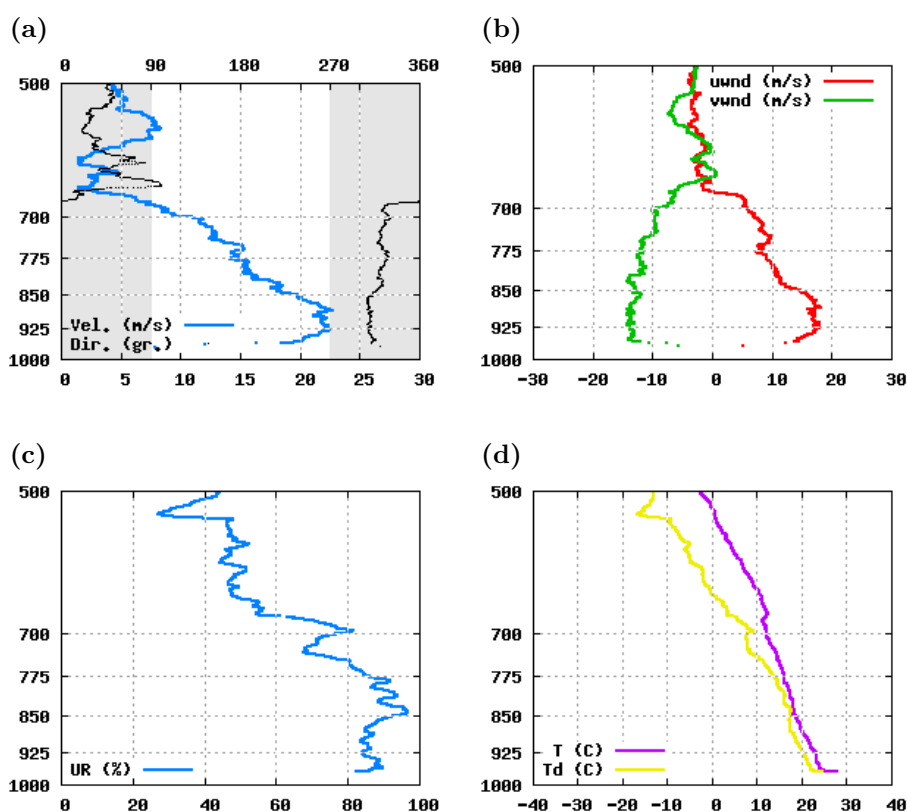


FIGURA 5.2 - Idem a Figura 5.1, exceto para o dia 19/01/2003 as 18:03 UTC.

Além destas características os ventos continuaram se intensificando até o dia 21 às 0600 UTC (figura não mostrada), e o JBN apresentou um CVM de 23 ms^{-1} em 925 hPa. Às 1800 UTC, os ventos diminuiram passando a um CVM de 14 ms^{-1} em 850 hPa (figura não mostrada). Deve-se destacar que no dia 22 de janeiro, estavam disponíveis somente os dados do SALLJEX para o horário das 1800 UTC (Figura 5.3a). O JBN voltou a se intensificar e pode-se observar um CVM de $22,5 \text{ ms}^{-1}$

em 925 hPa. As condições atmosféricas indicavam muita umidade e calor até o nível de 600 hPa, associado aos fortes ventos em baixos níveis, sugerindo o transporte de calor e umidade pelo JBN. Os dados de vento no dia 23 às 0600 UTC não estavam disponíveis na estação de Santa Cruz, porém para a estação de Mariscal (figura não mostrada), haviam dados e indicavam um CVM de 15 m s^{-1} em 925 hPa. No horário das 1800 UTC, na estação de Santa Cruz (figura não mostrada) havia dados até 600 hPa e os ventos máximos estavam mais próximos da superfície, entre 1000 e 925 hPa, e predominantemente de sul, descaracterizando o JBN.

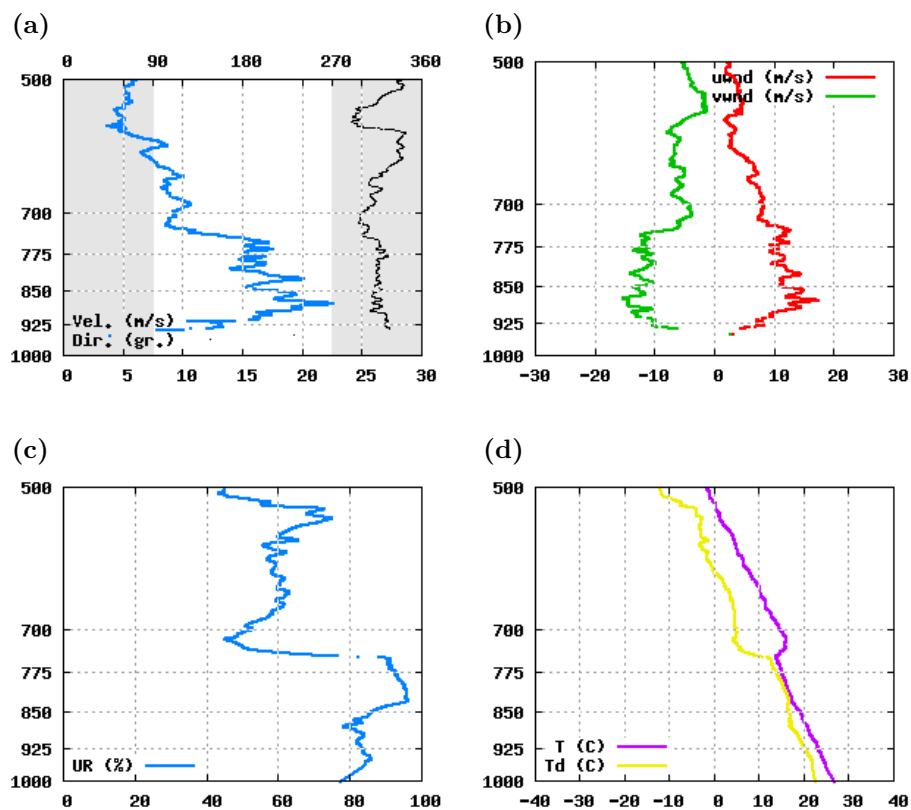


FIGURA 5.3 - Idem a Figura 5.1, exceto para o dia 22/01/2003 as 18:18 UTC.

5.1.1 Previsões dos perfis de vento x observações

Com o objetivo de avaliar o comportamento das previsões do GPSAS para os eventos de JBN ocorridos no período descrito, foi obtido o perfil vertical do vento meridional para os horários de ocorrência de JBN com CVM mais intensos e seu respectivo erro com relação aos dados observacionais na estação de Santa Cruz de la Sierra. Ressalta-se que houve uma atenuação da intensidade do máximo da componente v nos dados observacionais devido à interpolação linear necessária para comparação com as previsões do GPSAS. A componente meridional foi escolhida em vista de ser mais representativa do JBN na AS quando comparada com a componente zonal (MARENGO *et al.*, 2004).

Nas Figuras 5.4a,b,c são mostrados os perfis verticais do vento meridional do conjunto de dados SALLJEX e das previsões de 24 horas das rodadas CTRL1, CTRL2 e EXP4 e a respectiva diferença entre os dados observacionais e as simulações. De uma forma geral, durante todos os dias os perfis verticais foram subestimados pelas simulações. As rodadas CTRL1 e EXP4 mostraram-se muito semelhantes, entre si, apresentando menor habilidade para a previsão do evento. A rodada que contém o conjunto de dados SALLJEX (CTRL2) também apresentou valores de vento inferiores aos observados, porém foram melhores representados, apresentando em alguns níveis erros próximos a zero.

Nas previsões de 48 horas (figuras não apresentada) nota-se uma melhoria nos perfis do EXP4. Este mostra-se sempre mais próximo aos valores observados do que aos perfis das demais simulações. No entanto, a magnitude do vento é subestimada, assim como o cisalhamento.

Nas previsões de 72 (Figuras 5.5a,b,c) e 96 horas (figuras não apresentadas) notou-se que a rodada EXP4 tende a ser mais representativa dos perfis atmosféricos do período, como já apresentado pelas previsões de 48 horas. A componente v aproximou-se mais dos valores observados, porém em praticamente todo o perfil permanece sendo subestimada, desfavorecendo a detecção do JBN.

Vale salientar que no dia 19 às 0600 UTC (figura não mostrada) os ventos observados na estação de Santa Cruz eram de sul, no entanto, ambas simulação em todos os horários de previsão inverteram a direção do vento, apresentando-a de norte. No horário das 1800 UTC as observações voltaram a indicar o vento de norte, assim as

previsões mostraram-se novamente coerentes ao observado.

O que pode ser observado nestes perfis é que existe uma tendência do modelo em representar a configuração de uma região de ventos máximos coerente com as observações. Existe um CVM bem caracterizado e um cisalhamento vertical bem pronunciado na maioria dos horários em que é observado o JBN nos dados observacionais. A deficiência verificada está no fato do CVM apresentar valores inferiores aos requeridos para a caracterização do sistema.

As Figuras 5.6a, b, c apresentam a variação temporal da componente meridional em 850 hPa entre os dias 17 e 24 de janeiro de 2003 na estação de Santa Cruz, para as análises e previsões de 24 e 48 horas das rodadas CTRL1, CTRL2 e EXP4 e os dados observacionais do conjunto SALLJEX, respectivamente. Como visto, os valores dos CVM não são bem representados pelas rodadas, o que prejudica a identificação do JBN pelos critérios objetivos encontrados na literatura. Nestas figuras está claro que apesar desta deficiência, existe uma tendência do modelo a acompanhar o sentido predominante do vento. Por outro lado, em alguns momentos o modelo adianta a troca do sentido do vento e em outros apresenta um atraso em relação ao observado.

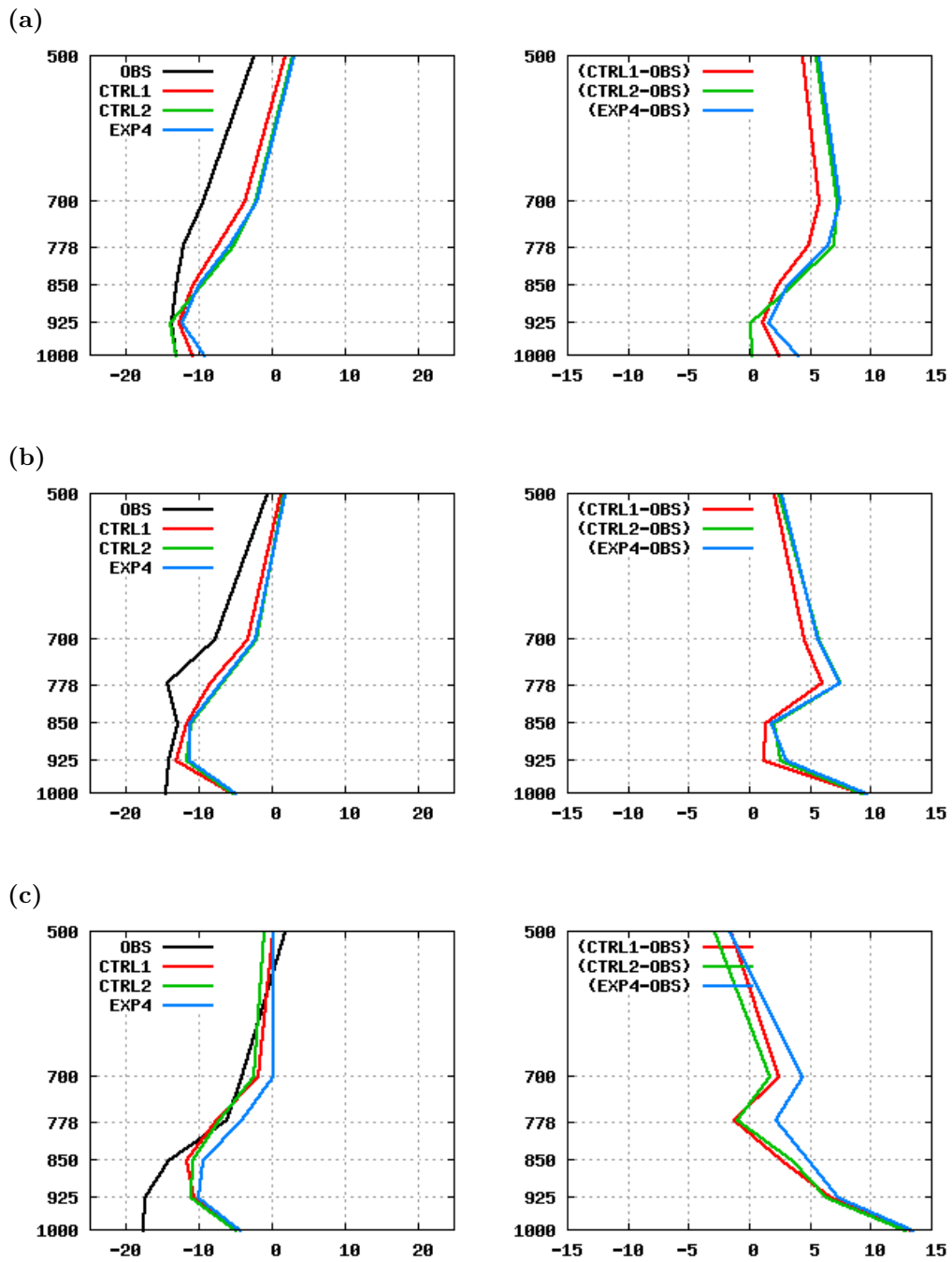


FIGURA 5.4 - Perfis verticais da componente meridional do vento total em $m.s^{-1}$ (coluna da esquerda) do conjunto de dados SALLJEX (linha preta) e das previsões de 24 horas das rodadas CTRL1 (linha vermelha), CTRL2 (linha verde) e EXP4 (linha azul) e a respectiva diferença entre os dados observacionais e as simulações (coluna da direita) para os dias: (a) 19/01 às 1800 UTC, (b) 20/01 às 0600 UTC e (c) 21/01 às 0600 UTC.

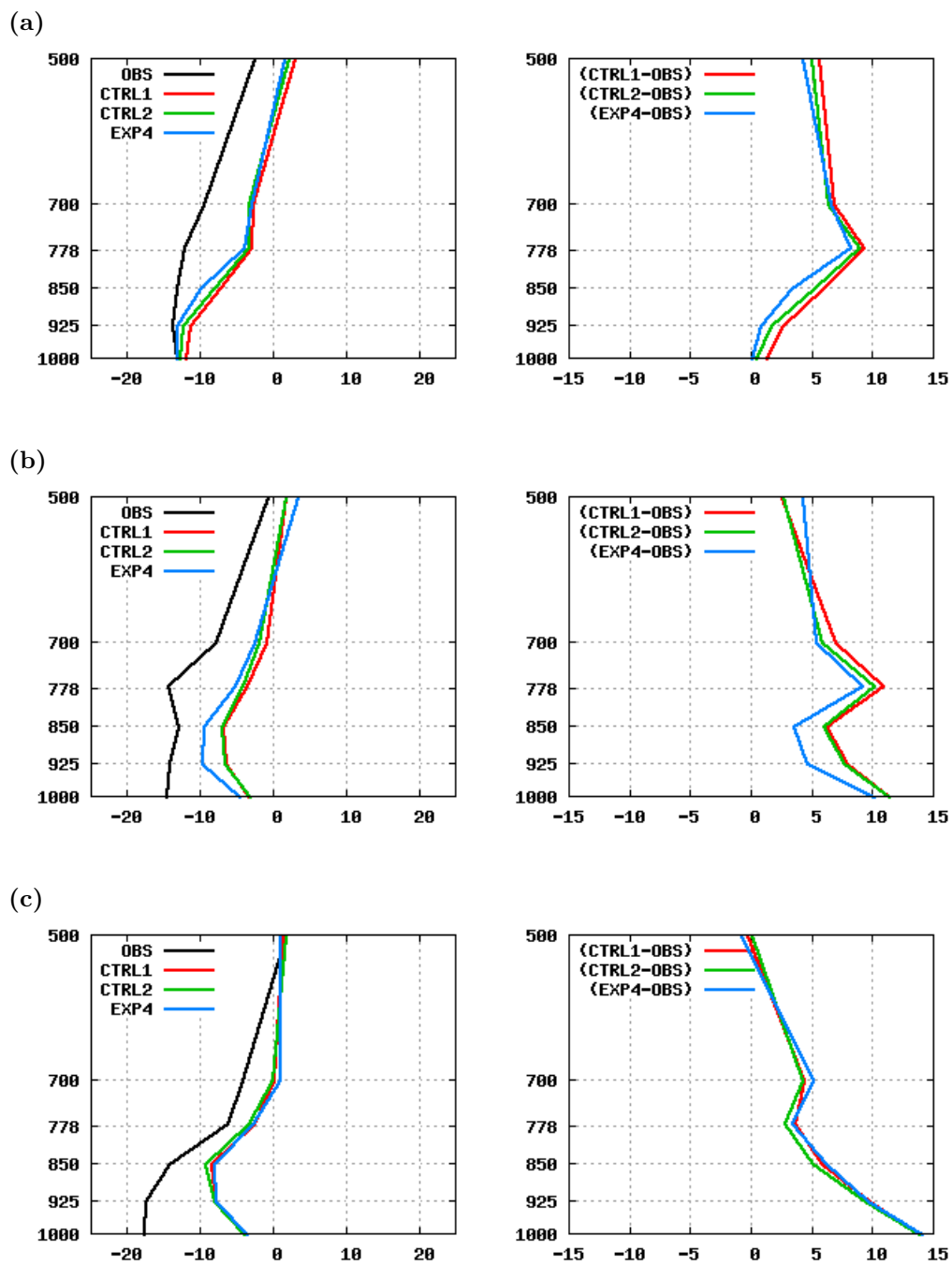


FIGURA 5.5 - Perfis verticais da componente meridional do vento total em $m.s^{-1}$ (coluna da esquerda) do conjunto de dados SALLJEX (linha preta) e das previsões de 48 horas das rodadas CTRL1 (linha vermelha), CTRL2 (linha verde) e EXP4 (linha azul) e a respectiva diferença entre os dados observacionais e as simulações (coluna da direita) para os dias: (a) 19/01 às 1800 UTC, (b) 20/01 às 0600 UTC e (c) 21/01 às 0600 UTC.

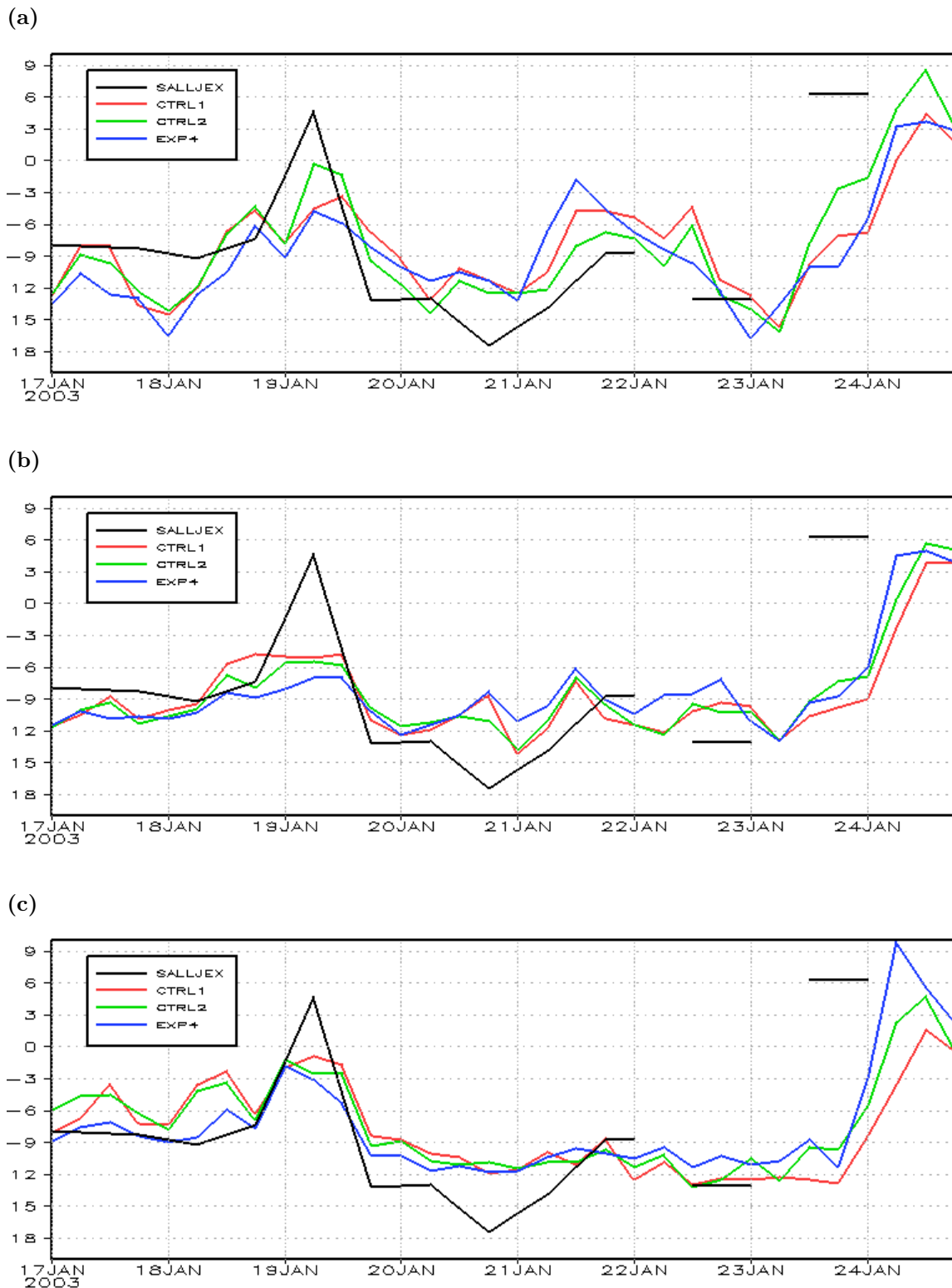


FIGURA 5.6 - Variação temporal da componente meridional do vento (ms^{-1}) em 850 hPa entre os dias 17 e 24 de janeiro de 2003 obtida dos conjuntos de dados SALLJEX, CTRL1, CTRL2 e EXP4 para : (a) análise, (b) previsão de 24 horas e (c) previsão de 48 horas.

5.2 Descrição sinótica

De acordo com a seqüência de imagens de satélite, no dia 18 (Figura 5.7a) um episódio de ZCAS que se configurou no dia 13 (CLIMANÁLISE, 2003) ainda estava atuando desde a Região Amazônica até o Sudeste do Brasil. Mais ao sul, uma nova frente fria estava localizada sobre o Oceano Atlântico. Além disso, um CCM já em estágio maduro atingiu o norte da Argentina, sul do Paraguai e oeste do Rio Grande do Sul (RS). Depois deste horário, o CCM começou a se dissipar e a frente fria que já se encontrava sobre o Oceano Atlântico avançou para sudeste. No dia 19 a ZCAS já não estava mais configurada mas a banda de nebulosidade sobre a Região Sudeste/Centro-Oeste do Brasil continuou ativa. Um novo sistema frontal passou a atuar sobre a Argentina desde o dia 19 às 7:39 UTC (Figura 5.7b). Este sistema contribuiu para a formação de atividade convectiva sobre o Uruguai e adjacências.

A banda de nebulosidade associada a ZCAS se desintensificou no dia 20 e o sistema frontal que estava sobre a Argentina avançou para nordeste, favorecendo o desenvolvimento convectivo sobre a Região Sul do Brasil (Figura 5.7c). A convecção ainda associada à ZCAS interagiu com a frente fria, favorecendo a intensificação da nebulosidade sobre as Regiões Sul e Sudeste (Figura 5.7d).

Observou-se também que a nebulosidade diminuiu sobre o RS devido ao avanço do sistema frontal para nordeste no dia 21, por outro lado, ao norte da Argentina houve a formação de aglomerados convectivos que evoluíram para um CCM (Figura 5.7e). Já no dia 22 (Figura 5.7f) ocorreu uma ondulação frontal sobre a região central da Argentina. A nova frente fria foi seguida do desenvolvimento de um ciclone ao sul do Brasil (figura não mostrada). Na Figura 5.7g correspondente ao dia 22 de janeiro às 19:39 UTC ocorreu a maturação do sistema frontal. A instabilidade gerada pelo sistema favoreceu a formação de aglomerados convectivos que evoluíram rapidamente para um CCM ao norte da Argentina. Segundo Velasco e Fritsch (1987), esta é uma região preferencial para a formação de CCMs, visto que é onde se observam grandes quantidades de convergência de umidade e transporte de calor provenientes da Região Amazônica. Além disso, ocorreu a formação de aglomerados convectivos próximos ao CCM, principalmente nos lados noroeste e nordeste do sistema. Às 02:09 UTC (Figura 5.7h), o CCM atingiu seu máximo desenvolvimento, atuando sobre o sul do Paraguai, norte da Argentina, grande parte do RS, oeste dos Estados de Santa Catarina e Paraná. O CCM entrou em processo de dissipação a partir das 0600 UTC (Figura 5.7i).

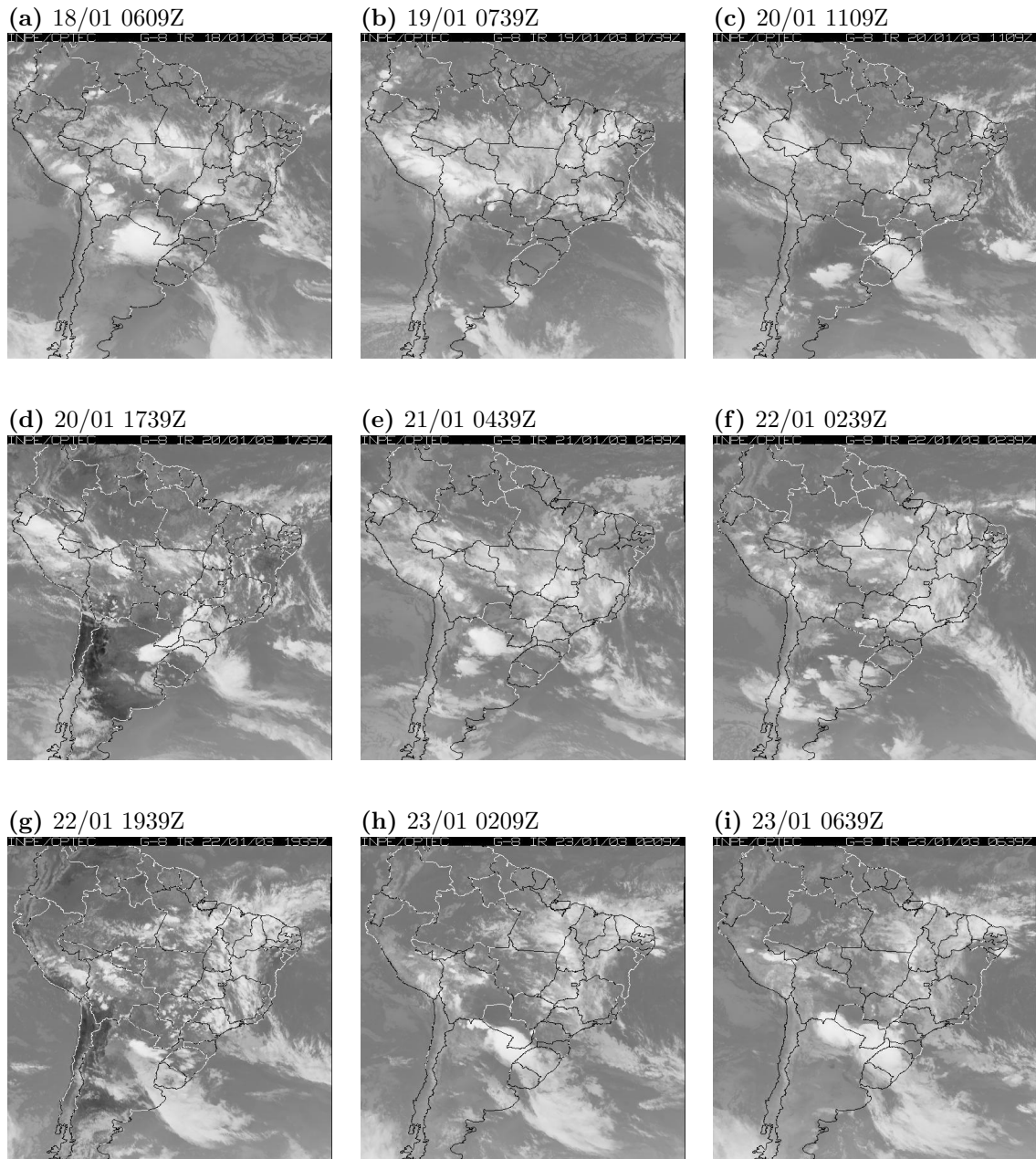


FIGURA 5.7 - Seqüência de imagens do satélite GOES-8 do canal infravermelho, para os dias: a) 18/01 às 1809 UTC b) 19/01 às 07:39 UTC, c) 20/01 às 11:09 UTC, d) 20/01 às 17:39 UTC, e) 22/01 às 02:39 UTC, f) 22/01 às 11:39 UTC, g) 22/01 às 19:39 UTC, h) 23/01 às 02:09 UTC, i) 23/01 às 06:39 UTC.

5.2.1 Comparação entre as rodadas CTRL1, CTRL2 e EXP4

Os campos de PNM e vento em 850 hPa para o dia 18 às 0600 UTC (figura não apresentada) mostram o posicionamento do sistema de baixa pressão termo-orográfico (SELUCHI *et al.*, 2003) contribuindo para a canalização dos ventos desde o norte da AS até o norte da Argentina. Os ventos intensos a leste dos Andes, principalmente sobre a Bolívia caracterizaram um caso de JBN de acordo com o CBM. Este JBN teve papel importante para a formação e/ou a intensificação do CCM ocorrido no dia 18, visto que transporta calor e umidade ao se dirigir para latitudes mais altas (MARENGO *et al.*, 2004). Também, a região de saída do JBN, que geralmente coincide com a posição do CCM, está fortemente associada à convergência de umidade (BONNER, 1968). A presença da baixa termo-orográfica, que favorece dinamicamente o levantamento do ar quente e úmido e o cavado associado a uma frente fria que se deslocou pelo sul da AS também contribuíram para o aumento da instabilidade ao norte da Argentina. Vale ressaltar que corrente abaixo do cavado existe movimento ascendente que favorece o desenvolvimento convectivo na presença de vapor d'água e calor. Tendo em vista estas características, espera-se que haja movimento ascendente em baixos níveis e convergência de umidade na região de formação do CCM. Praticamente a mesma situação foi observada no dia 23, com algumas características distintas a saber: neste dia, o JBN se dirigia para sul e sua região de saída não coincidia exatamente com o posicionamento do CCM. Isto pode ter influenciado na intensidade e diâmetro do sistema. O eixo do cavado em baixos níveis estava sobre o RS, o que contribuiu para o deslocamento do escoamento para esta região.

Para verificar o desempenho do modelo, foi realizada uma comparação subjetiva entre os campos de divergência de umidade obtidos das rodadas do CTRL1, CTRL2 e EXP4 para os dias de ocorrência dos CCM's. No primeiro caso de CCM (dia 18/01), a análise do CTRL1 indica a região de saída do JBN localizada ao norte do Paraguai e logo abaixo observa-se um núcleo de convergência de umidade. Este núcleo abrange uma área menor que a área abrangida pelo CCM e está mais localizado na região de nuvens cumulunimbus. No campo de análise do CTRL2, a região de saída do JBN localiza-se no sudoeste do Paraguai e o núcleo de convergência de umidade é menor e alongado meridionalmente. Por outro lado, no campo da análise do EXP4 verifica-se que o posicionamento da saída do JBN não difere muito dos demais campos, mas o campo de convergência de umidade apresenta um núcleo mais intenso e uma confi-

guração circular, mais representativa da região de formação do CCM. Na previsão de 24h, o núcleo de convergência de umidade não foi bem representado pelo CTRL1, pois o campo ficou ruidoso sobre a área do CCM e a intensidade foi subestimada se comparada ao campo de análise. Já o CTRL2 e o EXP4 previram satisfatoriamente a configuração do campo, destacando-se a melhor configuração circular prevista pelo EXP4 sobre a área de atuação do CCM. Nos campos de previsão de 48h, tanto o CTRL1 quanto o CTRL2 não representaram o JBN a leste dos Andes. Com isto, o campo de convergência de umidade não foi representativo do posicionamento do CCM. Por outro lado, o JBN, apesar de fraco, e o campo de convergência de umidade foram previstos pelo EXP4.

O segundo caso de CCM apresenta algumas diferenças principalmente relacionadas ao posicionamento do JBN em ambas as rodadas. No campo de análise do CTRL1 e CTRL2 (Figuras 5.11a e 5.11b), observa-se que a saída do JBN está sobre o sul do Paraguai e oeste do RS, respectivamente. Por outro lado, no campo do CTRL1 a região de convergência de umidade está posicionada exatamente sobre a região de saída do JBN; no CTRL2 percebe-se pequenos núcleos sobre a Argentina e sul do Paraguai. A análise do EXP4 se aproxima mais da configuração apresentada pelo CTRL1, embora o JBN esteja deslocado para leste. O núcleo de convergência também posiciona-se ao sul do Paraguai, sobre a região de máximo desenvolvimento convectivo. As previsões de 24h indicam um JBN mais intenso sobre o Paraguai. O núcleo de convergência associado à saída do JBN no caso do CTRL1 coincide com a posição do cavado observado nos campos de circulação, mas não coincide com a região de máxima convecção. Na previsão do CTRL2, o núcleo de convergência está abaixo da convecção, também coincidindo com a saída do JBN e no campo do EXP4 o núcleo está sobre a convecção e à esquerda da saída do JBN. As previsões de 48h apresentam uma confluência do escoamento sobre o Oceano Atlântico Sul, associado ao posicionamento do cavado nesta região. As máximas regiões de convergência de umidade coincidem com esta região de confluência nos três campos analisados. No campo do EXP4, porém, o núcleos são mais intensos e cobrem a região de intensa atividade convectiva observada na imagem de satélite.

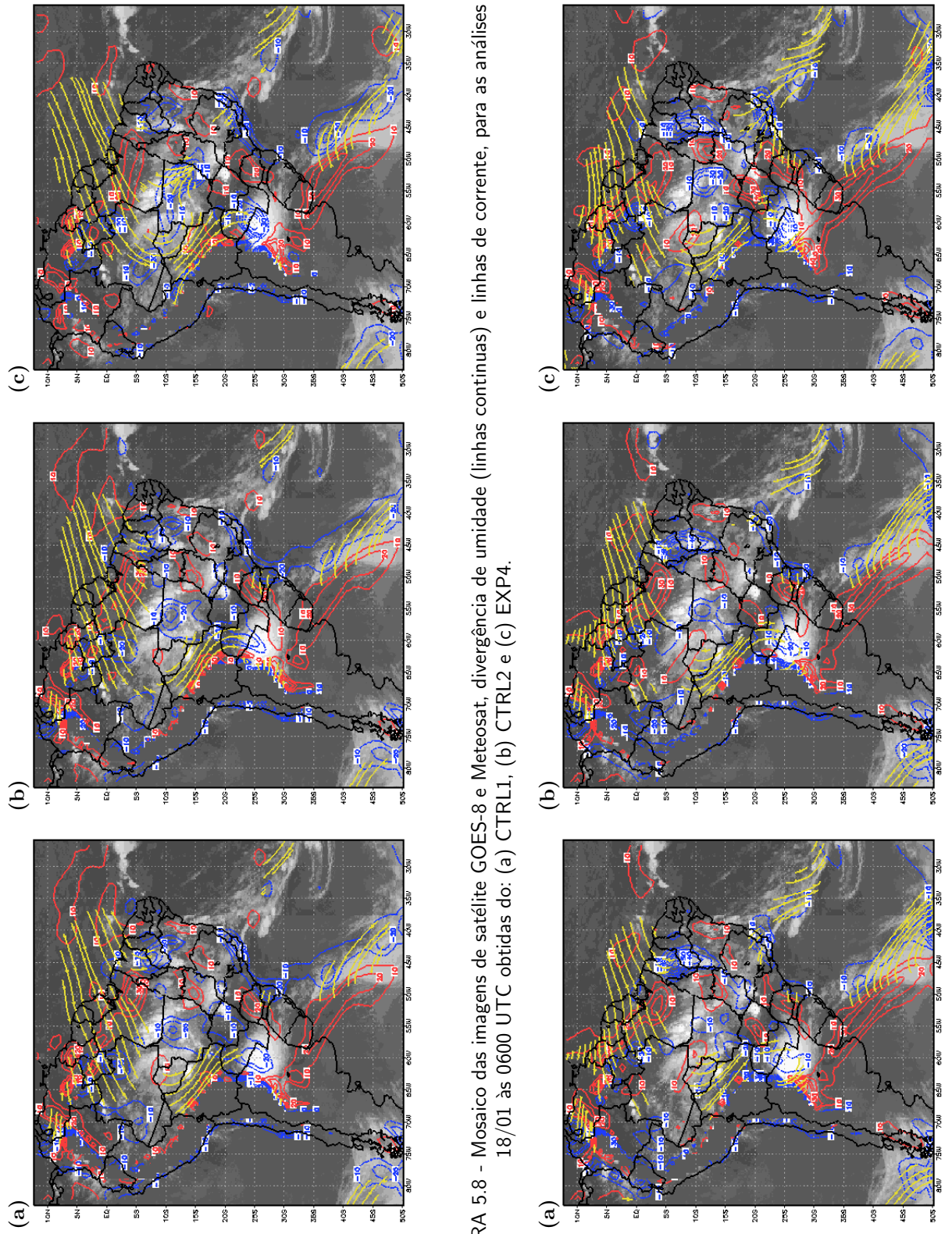


FIGURA 5.8 - Mosaico das imagens de satélite GOES-8 e Meteosat, divergência de umidade (linhas contínuas) e linhas de corrente, para as análises do dia 18/01 às 0600 UTC obtidas do: (a) CTRL1, (b) CTRL2 e (c) EXP4.

FIGURA 5.9 - Idem a Figura 5.8, exceto para as previsões de 24 horas.

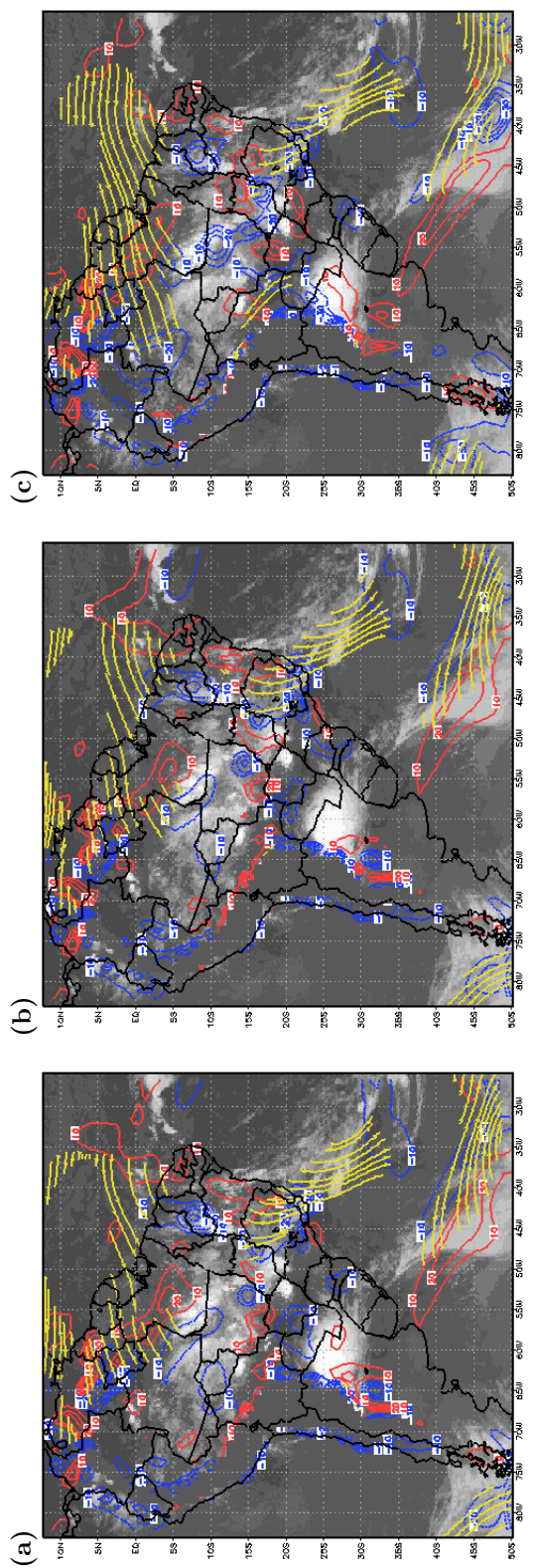


FIGURA 5.10 - Idem a Figura 5.8, exceto para as previsões de 48 horas.

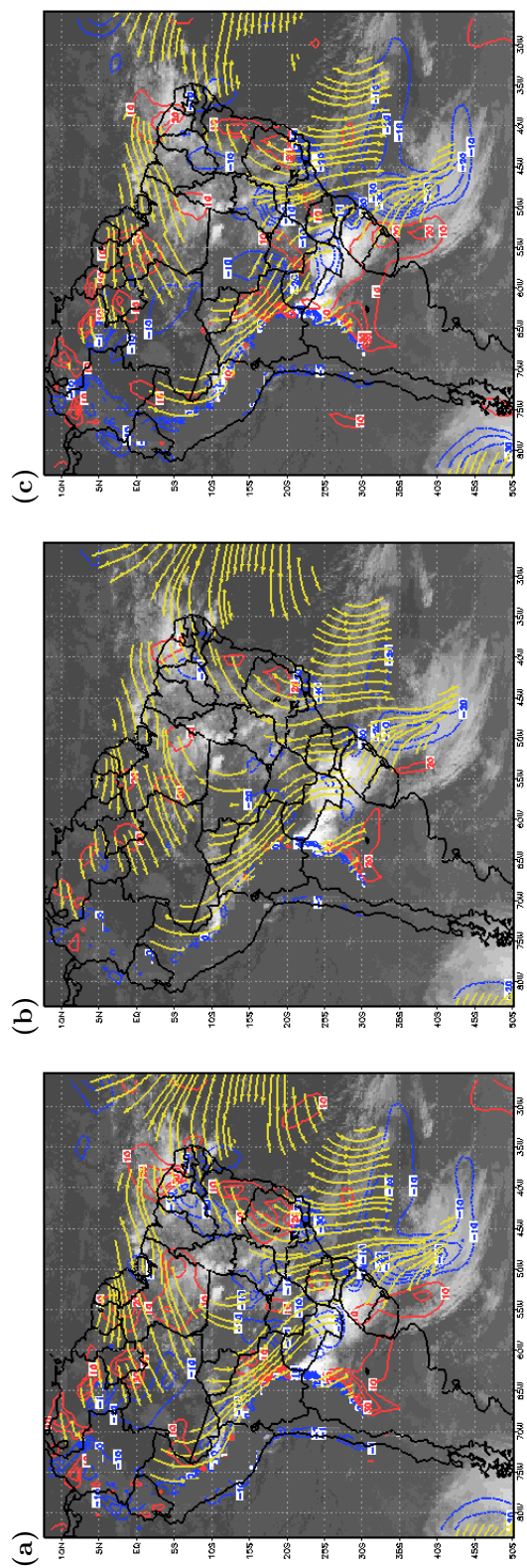


FIGURA 5.11 - Mosaico das imagens de satélite GOES-8 e Meteosat, divergência de umidade (linhas contínuas) e linhas de corrente, para as análises do dia 23/01 às 0600 UTC obtidas do: (a) CTRL1, (b) CTRL2 e (c) EXP4.

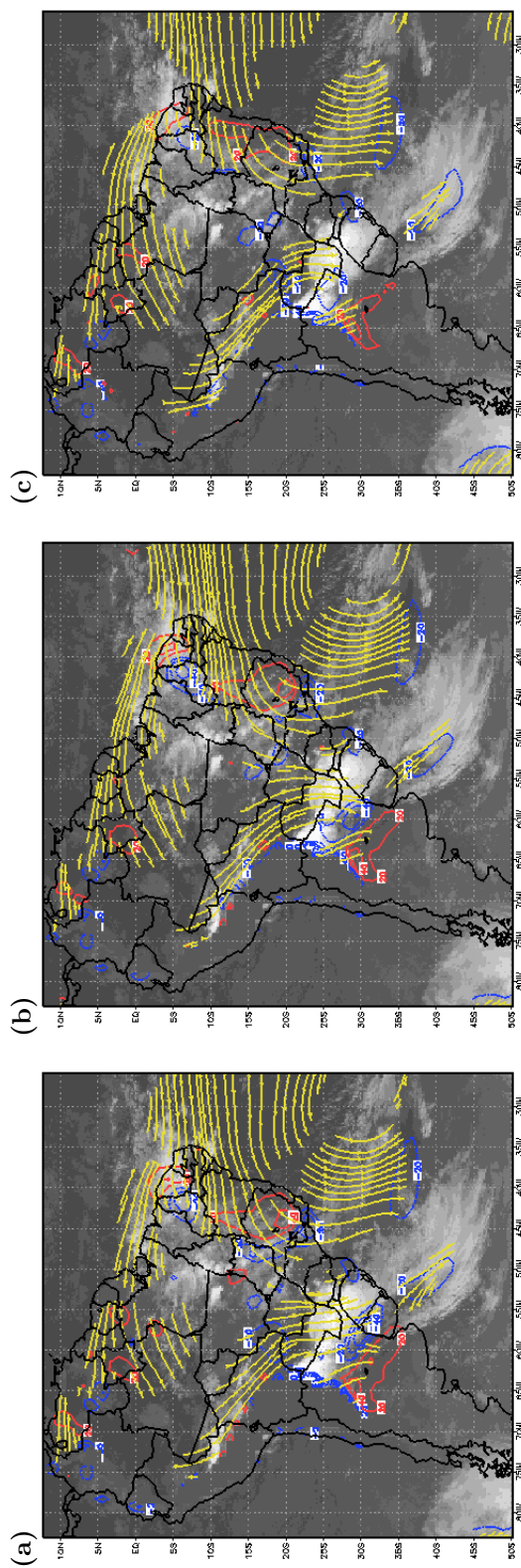


FIGURA 5.12 - Idem a Figura 5.11, exceto para as previsões de 24 horas.

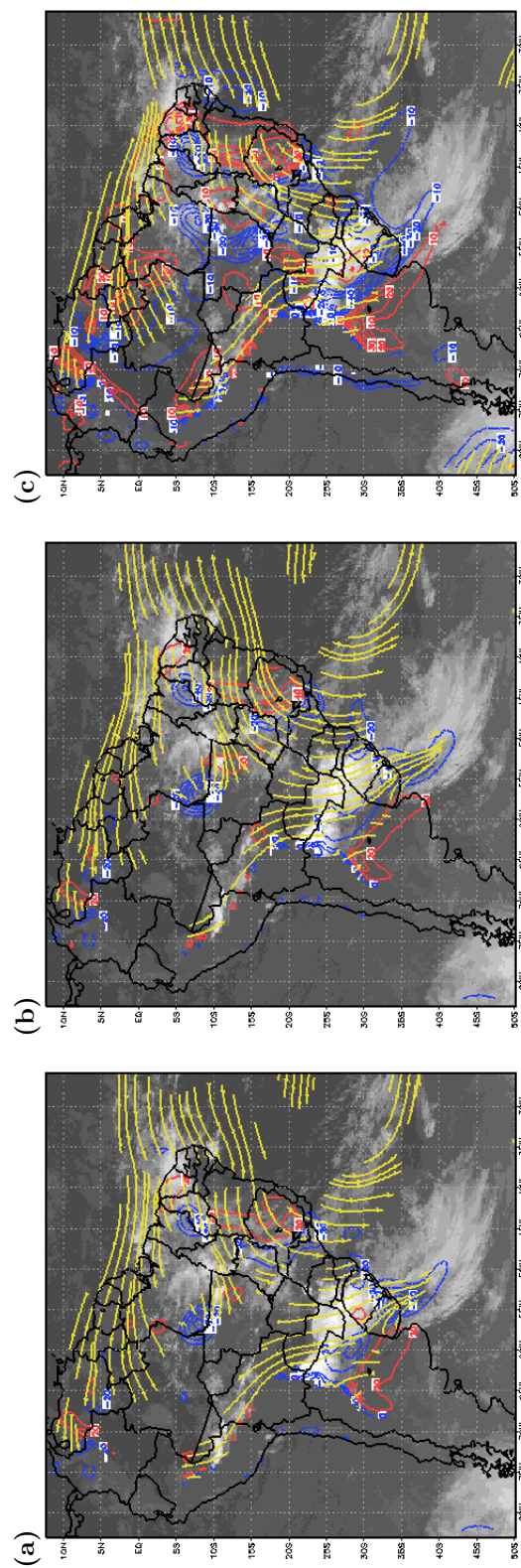


FIGURA 5.13 - Idem a Figura 5.11, exceto para as previsões de 48 horas.

5.3 Análise do caso de ZCAS

O caso de ZCAS ocorrido no período de 25 de janeiro à 1 de fevereiro de 2003 caracterizou-se por excesso de chuvas nas Regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, essencialmente associadas a presença dessa zona de convergência.

O campo médio do escoamento em altos níveis das análises do EXP4 e o campo de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) observado são mostrados na Figura 5.14. É possível observar a presença de um cavado sobre o Oceano Atlântico, próximo ao litoral do NEB, que impede a formação de nebulosidade sobre esta região. Isto pode ser inferido pelos altos valores de ROLE que indicam a presença de poucas nuvens. Um cavado de onda longa atua sobre a AS e corrente abaixo deste observa-se uma crista alongada de noroeste a sudeste, com um centro fechado sobre Minas Gerais. Uma faixa alongada de convecção ao longo da ZCAS está associada à crista em altos níveis.

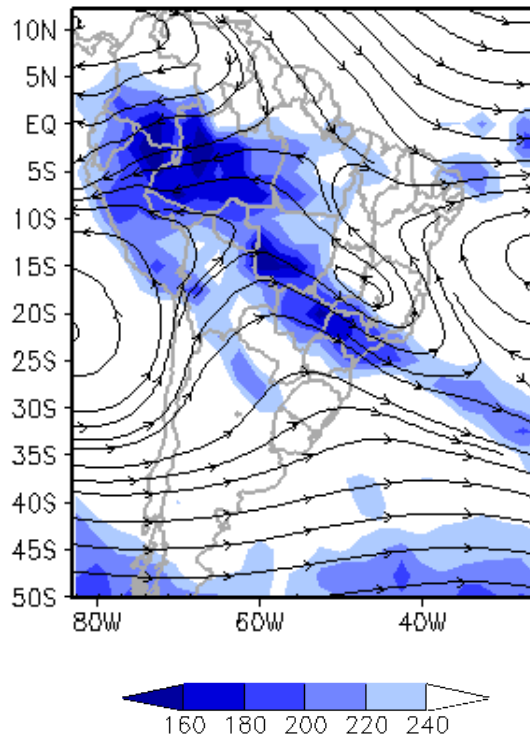


FIGURA 5.14 - Campos médios da circulação em altos níveis (300 hPa - linha de corrente) e ROLE (sobreado em Wm^{-2}) para o período de 24 a 31 de janeiro de 2003.

A atividade convectiva associada a ZCAS, identificada no campo observado de ROLE torna-se mostra-se mais evidente pelas imagens do satélite GOES-8 no canal infravermelho mostradas na Figura 5.15. No dia 25 de janeiro, observa-se um sistema frontal semi-estacionário sobre a Região Sudeste estendendo-se até o Oceano Atlântico Sul, já enfraquecido. Este sistema se intensificou no dia 26 quando a convecção aumentou principalmente sobre o norte da Região Sul e sobre os estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul. Uma fraca frente fria avançou para nordeste pelo Oceano Atlântico no dia 27 e no dia 28 interagiu com a frente semi-estacionária que atingia o continente. Esta interação contribuiu para o estabelecimento da ZCAS e da banda de nebulosidade associada no dia 29. Essa característica permaneceu intensa sobre o Sudeste e Centro-Oeste do Brasil do dia 29 até o dia 31, quando começou a enfraquecer.

A Figura 5.16 apresenta os campos médios do escoamento em 300 hPa e ROLE para as previsões de 24, 48, 72 e 96 horas do EXP4. A comparação entre as Figuras 5.14 e 5.16 possibilita a avaliação do desempenho do GPSAS com respeito ao caso de ZCAS descrito. Nos campos de circulação das previsões de 24 não percebe-se grandes diferenças com relação à análise, apesar disto, nota-se que houve uma diferença significativa nos valores do campo de ROLE, configurando uma banda de nebulosidade desde o leste do Estado de Minas Gerais até o NEB e região de formação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

O escoamento nos campos de 48, 72 e 96 sofreram algumas diferenças com relação à análise. Em 48 horas (Figura 5.16b) o cavado sobre a região oeste do Brasil diminuiu de amplitude assim como a crista corrente abaixo, tal que a nebulosidade associada tornou-se mais concentrada sobre os Estados de São Paulo (SP) e Mato Grosso do Sul (MS). No campo de ROLE ainda percebe-se a banda de nebulosidade sobre o leste de Minas Gerais (MG) e o NEB um pouco menos intensa, assim como na região da ZCIT. No campo de circulação das previsões de 72 horas (Figura 5.16c) nota-se um posicionamento mais para oeste do VCAN e a formação de um anticiclone sobre a Bolívia. O cavado ao sul encontra-se menos alongado e a circulação sobre a Amazônia situa-se agora no sentido oeste-leste. Nota-se pelo campo de ROLE que o modelo desconfigurou o padrão alongado da banda de nebulosidade, concentrando baixos valores de ROLE sobre os Estados do Paraná (PR), Santa Catarina (SC) e SP, diferenciando da posição verificada nos campos da análise.

Os campos de circulação e ROLE das previsão de 96 horas (Figura 5.16d) apresentam

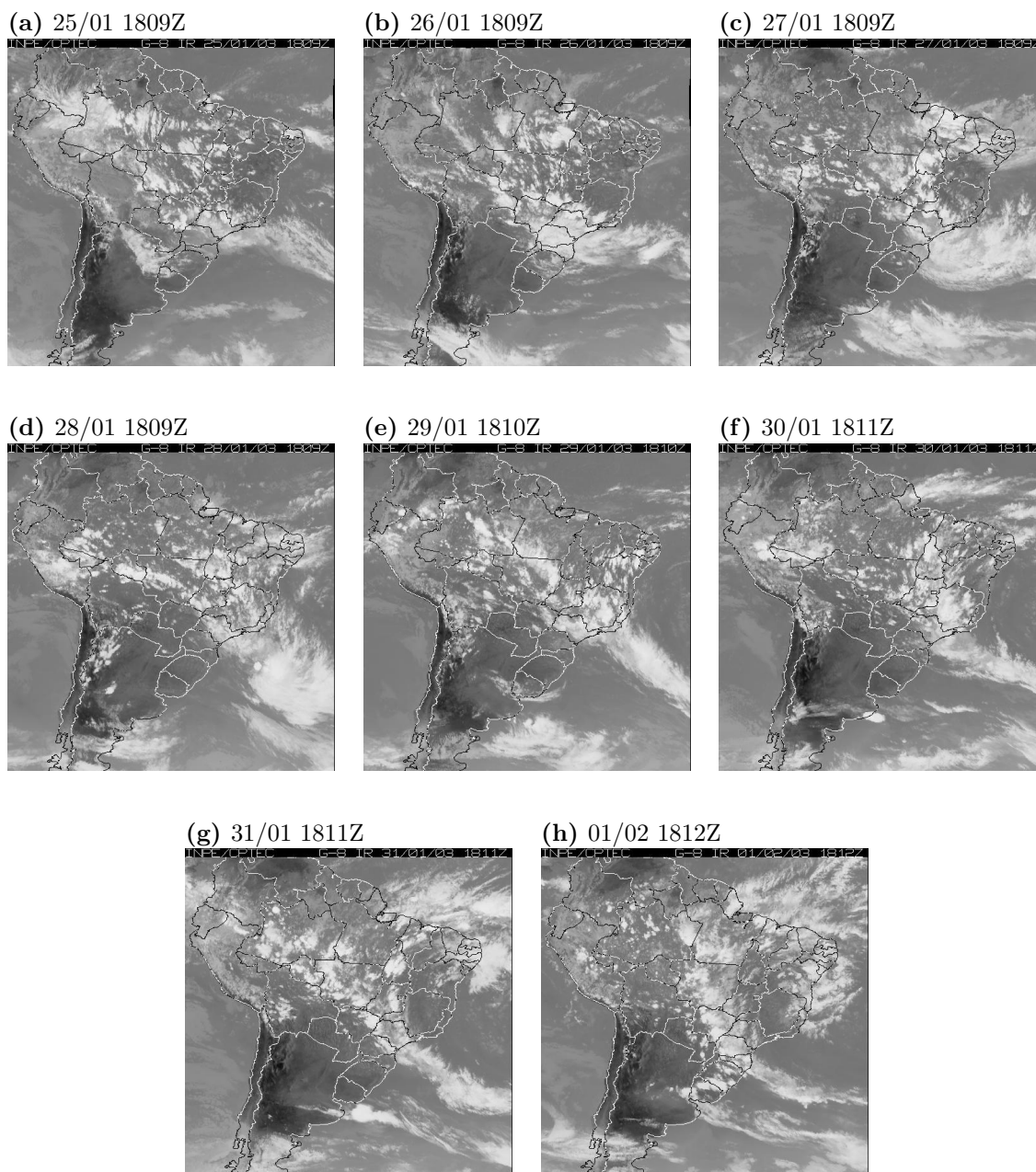


FIGURA 5.15 - Sequência de imagens do satélite GOES-8 no canal infravermelho para o período de 25 de janeiro a 01 de fevereiro de 2003 às 18:09 UTC.

um padrão semelhante ao das previsões de 72 horas, porém o cavado ao sul do Brasil mostra-se mais intenso, contribuindo para a formação de nebulosidade sobre as Regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste, deslocando mais para sul o padrão verificado nas observações.

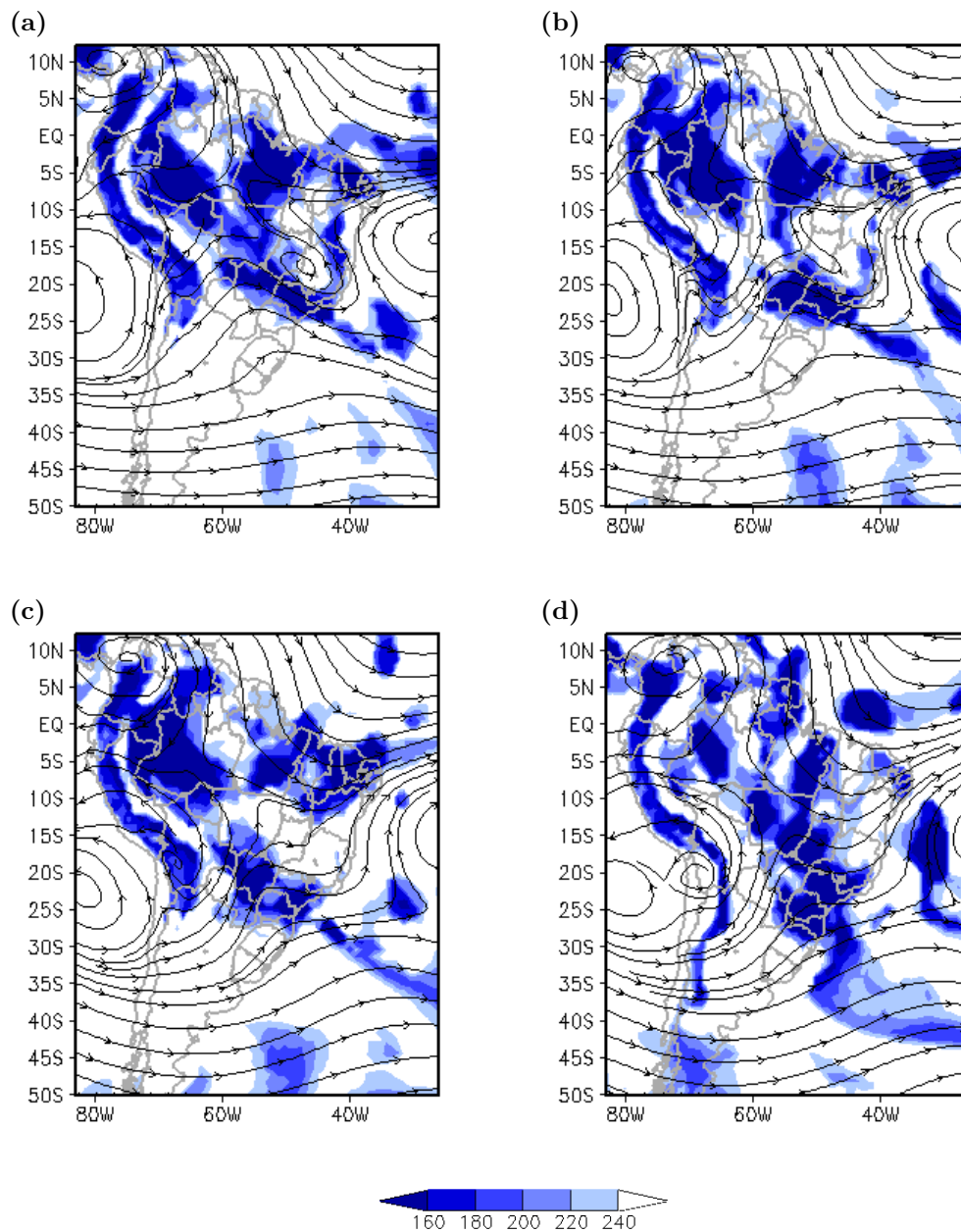


FIGURA 5.16 - Campos médios da circulação em altos níveis (300 hPa - linha de corrente) e Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE - sombreado em Wm^{-2}) para o período da ZCAS (25 a 31 de janeiro de 2003) obtidos das previsões de (a) 24, (b) 48, (c) 72 e (d) 96 horas do EXP4.

O campo médio de precipitação observado por satélite durante este episódio de ZCAS é mostrados na Figura 5.17. Nota-se uma banda de precipitação posicionada no sentido noroeste-sudeste, típica desse tipo de evento. Os maiores valores de precipitação são observados sobre o Oceano Atlântico sudeste. Sobre o continente os maiores valores de precipitação são observados sobre o sul dos Estados de MG e Rio de Janeiro (RJ), leste de SP, norte do Maranhão (MA) e Pará (PA), assim como nos Estados do Mato Grosso (MT) e Amazonas (AM).

Nas Figuras 5.18 são apresentados os totais de precipitação para o período de ocorrência do episódio de ZCAS obtidos, respectivamente, das previsões de 24, 48, 72 e 96 horas do EXP4. De um modo geral, nota-se que o modelo não posiciona corretamente os máximos de precipitação, além disto o posicionamento do sistema não coincide com o observado.

O acumulado de precipitação produzido pelas previsões de 24 horas (Figura 5.18a) mostra altos valores sobre o litoral dos Estados de SP, SC e norte dos Estados do Piauí (PI) e Ceará (CE), discordando os valores observados. Pode-se observar uma

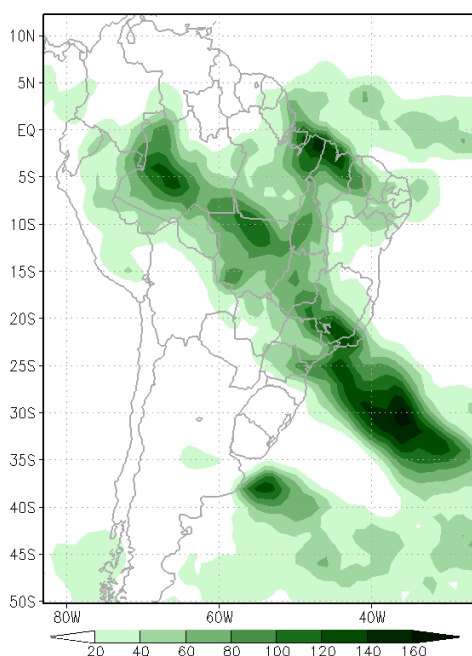


FIGURA 5.17 - Distribuição espacial de precipitação total (em *mm*) durante o episódio de ZCAS ocorrido no período de 25 a 31 de janeiro de 2003.
FONTE: (GMES/CSP, 2006)

faixa de precipitação no sentido noroeste-sudeste do Brasil, assim como observado pelo campos do (GMES/CSP, 2006), porém com valores subestimados. Nas previsões de 48 horas (Figura 5.18b) nota-se um aumento da precipitação sobre a região de formação da ZCIT, formando uma banda de precipitação através das Regiões Norte e Nordeste. Os acumulados sobre o litoral de SP apresentam uma diminuição com relação ao que foi visto no campo de 24 horas.

Nas previsões de 72 e 96 horas (Figuras 5.18c e 5.18d), nota-se a desconfiguração da banda de precipitação sobre a região da ZCAS e o aumento nos valores e precipitação sobre as Regiões Norte e Nordeste intensificando a banda precipitação que já havia sido observada no campo das previsões de 48 horas.

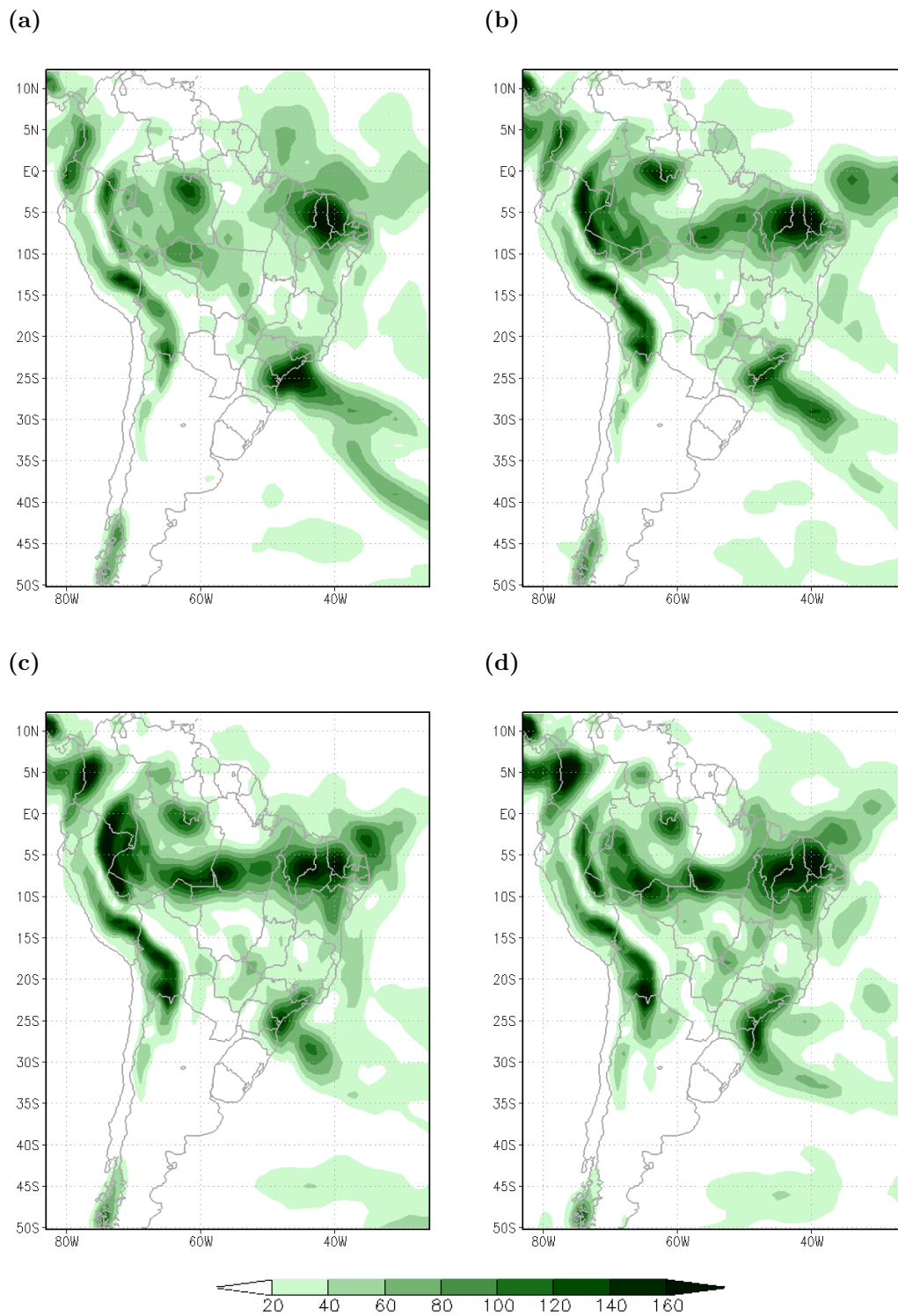


FIGURA 5.18 - Distribuição espacial de precipitação total (em *mm*) para o período de 25 a 31 de janeiro de 2003, obtidos das previsões de (a) 24, (b) 48, (c) 72 e (d) 96 horas do EXP4.

O campo médio de Q_{500} sobreposto ao campo médio de Φ_{500} obtido das análises do EXP4 é mostrado na Figura 5.19. Pode-se observar a presença do cavado semi-estacionário a leste dos Andes e a faixa de umidade específica orientada na direção noroeste-sudeste associados a ZCAS. A área de máxima concentração de umidade próxima aos Andes é devido aos efeitos topográficos que favorecem a ocorrência de precipitação à sotavento das montanha. Os máximos valores de umidade são observados em partes das Regiões Norte, Centro-Oeste e Sudeste.

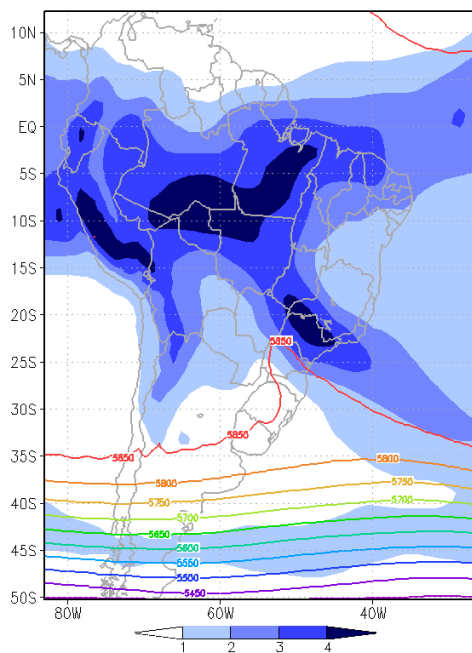


FIGURA 5.19 - Campos médios de Φ_{500} (isolinhas em m) e Q_{500} (sombreado em $g/kg \times 10^3$) durante o episódio de ZCAS (25 a 31 de janeiro de 2003) obtidos das análises do EXP4.

Os campos médios de Φ_{500} e Q_{500} para as previsões de 24, 48, 72 e 96 horas obtidos das simulações do EXP4 são apresentados na Figura 5.20. Nota-se nas previsões de 24 horas (Figura 5.20a) que o cavado a leste da AS mostra-se mais suavizado e o campo de umidade específica embora presente a mesma configuração espacial observado nos campos de análise, mostra valores mais baixos. Os valores de umidade específica permanecem baixos nas previsões de 48 horas (Figura 5.20b), assim como a configuração do cavado apresenta-se mais suavizada. Nos campos de 72 e 96 horas (Figuras 5.20c e 5.20d) nota-se um secamento em todo o Brasil. O cavado ao sul da AS mostra-se mais intenso do que nas previsões de 24 e 48 horas, porém apresenta-se

mais deslocado para oeste da posição observada no campo da análise.

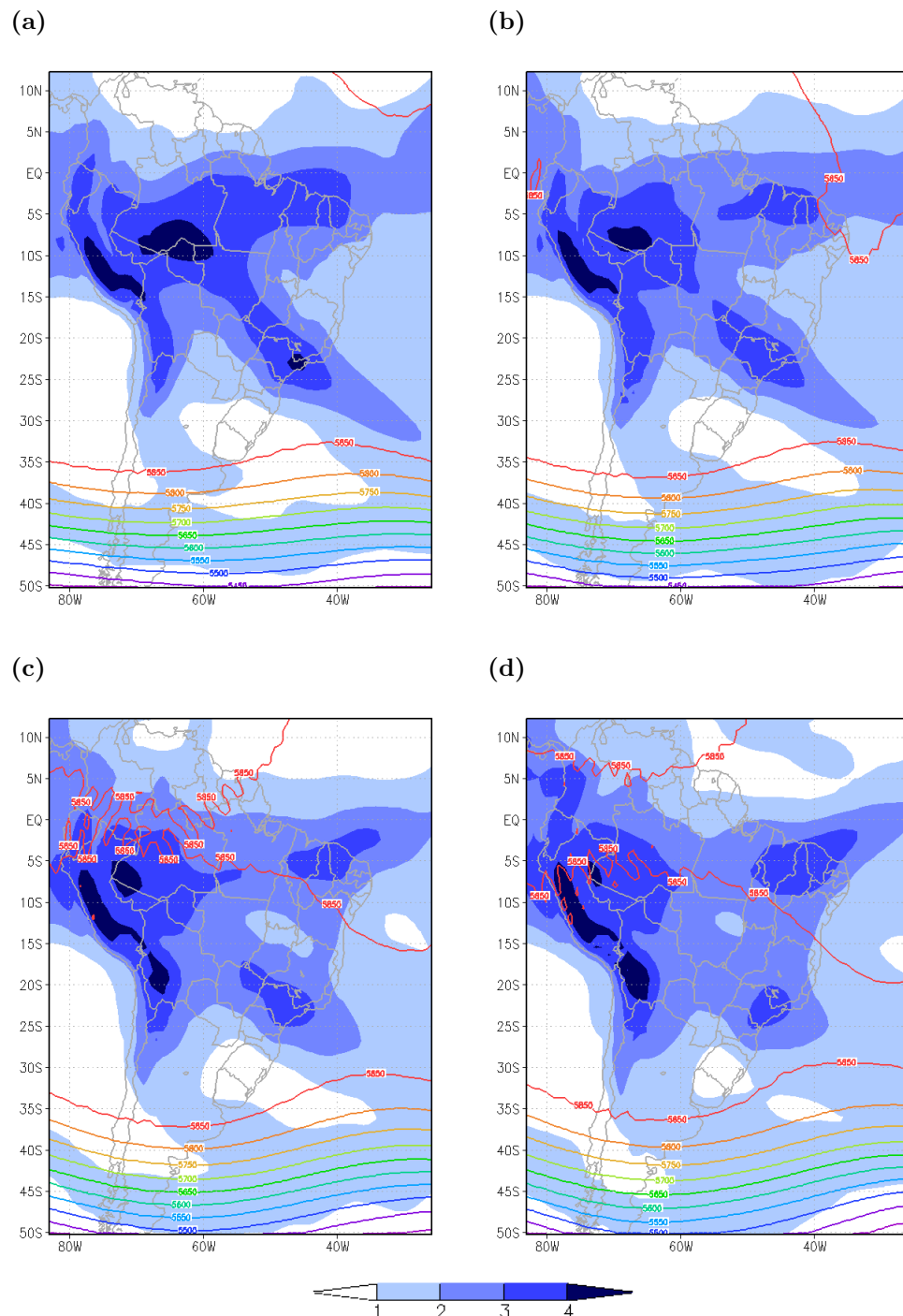


FIGURA 5.20 - Campos médios de Φ_{500} (isolinhas em m) e Q_{500} (sombreado em $g/kg \times 10^3$) para o período de 24 a 31 de janeiro de 2003, obtidos das previsões de (a) 24, (b) 48, (c) 72 e (d) 96 horas do EXP4.

5.3.1 Comparação entre CTRL1 e EXP4

Para que se possa verificar a diferença ocorrida nas previsões do EXP4 e do CTRL1 para o caso de ZCAS apresentado, são mostrados os campos do *viés* calculados para as previsões de ambas simulações, e a diferença absoluta entre estes campos, tornando mais nítida as áreas onde há melhoria na performance do modelo.

A Figura 5.21 apresenta o *viés* calculado para as previsões de 24 horas do CTRL1 (Figura 5.21a), do EXP4 (Figura 5.21b) e a diferença absoluta entre os campos de erro. Nota-se pela análise da Figura 5.21c que sobre a região de ocorrência da precipitação associada a ZCAS os campos do EXP4 mostraram-se ligeiramente melhores, e que sobre os Estados do PI e CE, onde observa-se altos erros em ambas rodadas também houve melhorias por parte do EXP4. Por outro lado, os valores de precipitação sobre o litoral de SP são superestimados por esta rodada. O erro absoluto médio sobre o domínio do AS, para cada rodada, é mostrado no canto inferior direito de cada figura de erro, sendo que o EXP4 apresentou menores valores, indicando que de uma forma geral houve uma melhor representação do campo de precipitação deste experimento.

Os campos de 48 horas de previsão são melhores simulados pelo EXP4 (Figura 5.22). Percebe-se que o CTRL1 superestima a precipitação sobre uma faixa entre as Regiões Norte e Nordeste, além de aumentar a precipitação sobre a região leste do Nordeste e zona de formação da ZCIT. Nota-se que os valores de precipitação sobre o RJ e leste de MG são melhores representados pelo EXP4, porém como notado pela análise da figura do *viés* (Figura 5.21b) ainda ficam abaixo dos valores observados. Deve-se ressaltar que a distribuição espacial do erro é muito semelhante entre ambas as rodadas porém a magnitude é menor no EXP4, pois havia uma diminuição do erro absoluto médio.

Nas previsões de 72 e 96 horas (Figura 5.24 e 5.24.) não há uma boa representação da precipitação pelas simulações. Percebe-se que a banda de precipitação associada a ZCAS não foi bem simulada por ambas as rodadas, havendo uma descaracterização da situação sinótica do período. Em ambas as rodadas ocorre um secamento na região da ZCAS e um aumento da precipitação sobre as regiões Norte e Nordeste.

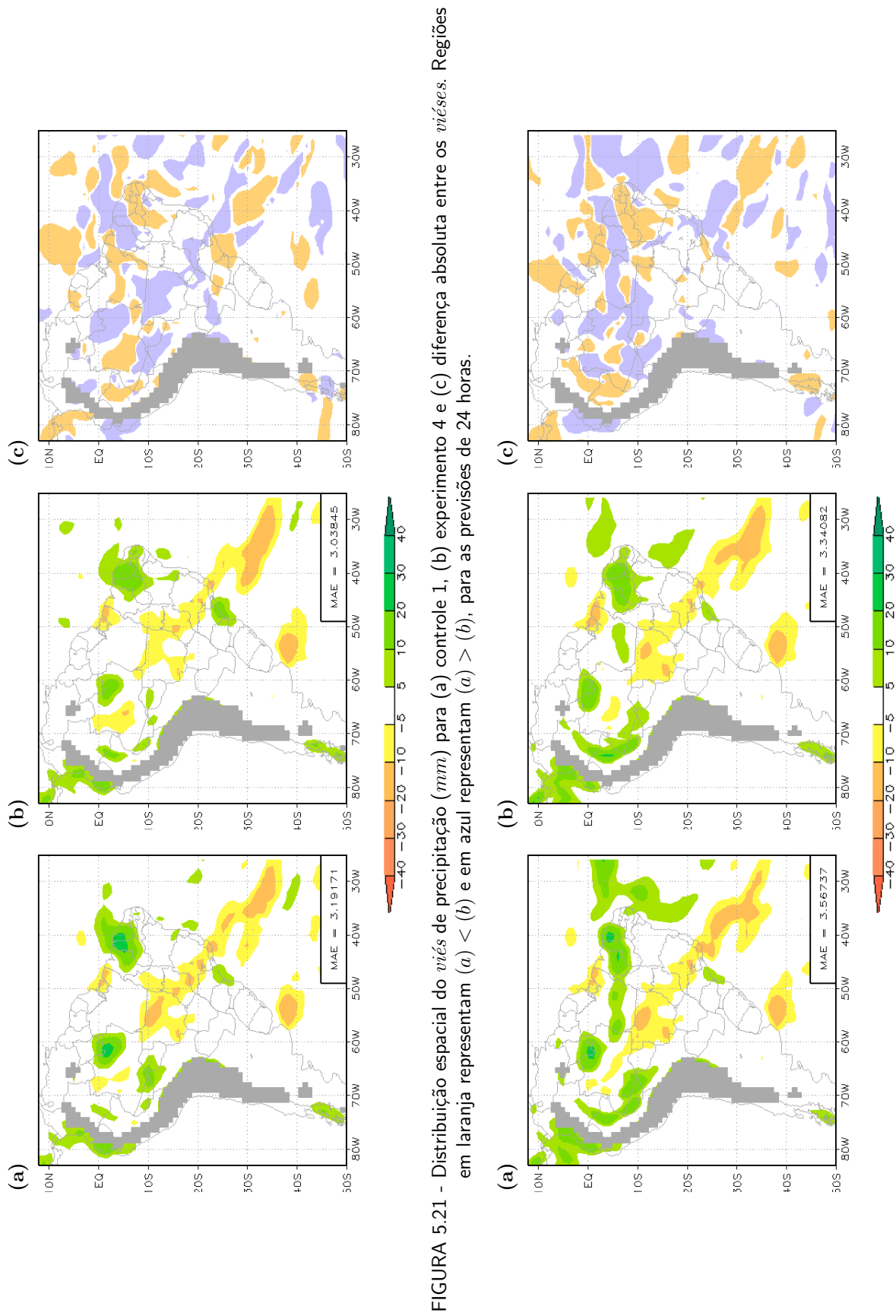


FIGURA 5.21 - Distribuição espacial do *viés* de precipitação (*mm*) para (a) controle 1, (b) experimento 1, (c) diferença absoluta entre os *viéses*. Regiões em laranja representam $(a) < (b)$ e em azul representam $(a) > (b)$, para as previsões de 24 horas.

FIGURA 5.22 - Idem a Figura 5.21 exceto para as previsões de 48 horas

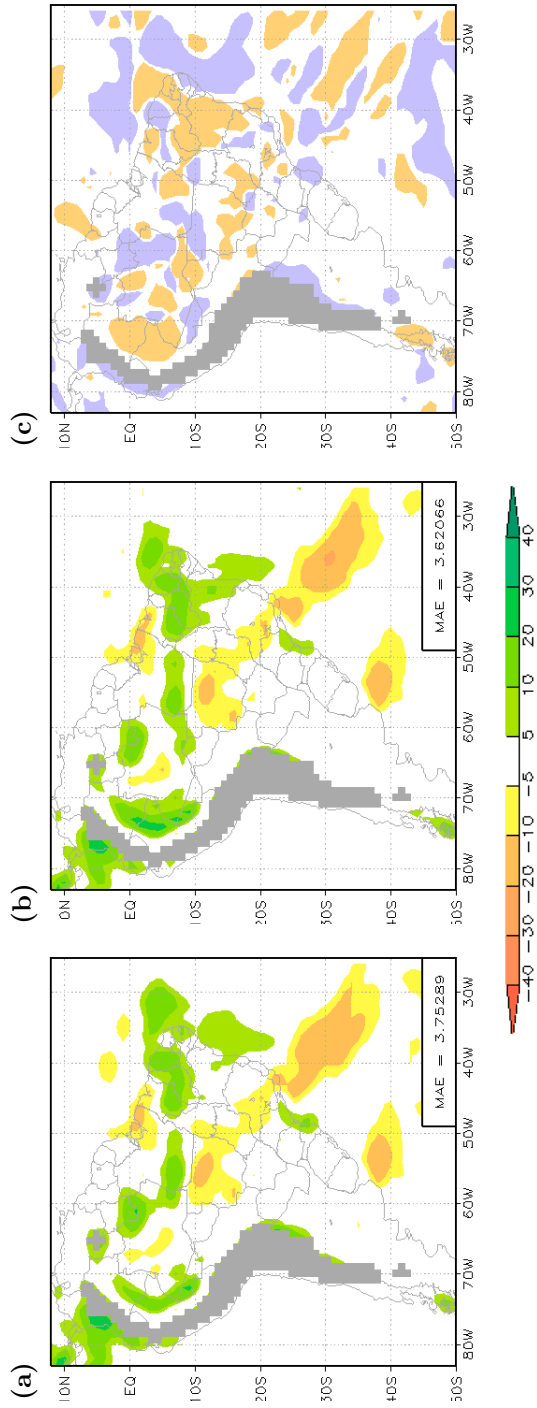


FIGURA 5.23 - Idem a Figura 5.21 exceto para as previsões de 72 horas

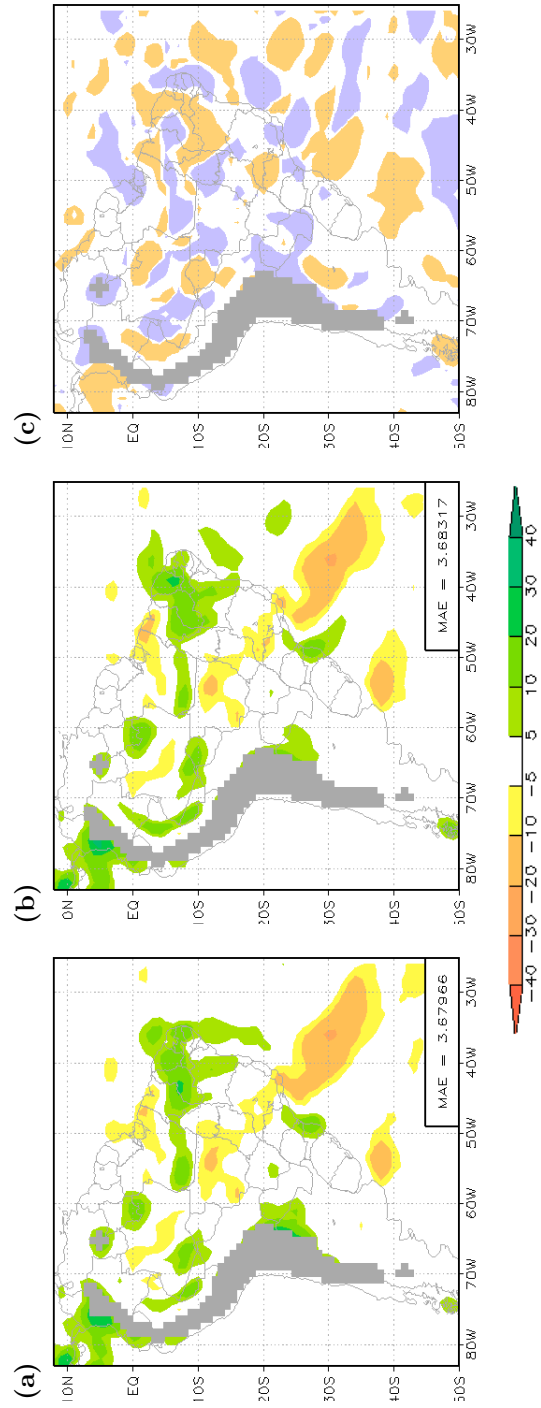


FIGURA 5.24 - Idem a Figura 5.21 exceto para as previsões de 96 horas

Os erros médios dos campos de ROLE calculados para as previsões do CTRL1 e EXP4 são apresentadas a seguir. Percebe-se que tanto as previsões do CTRL1 quando as do EXP4 não apresentam uma boa simulação da posição e/ou intensidade do ROLE. A análise horária da posição da banda de nebulosidade (figuras não mostradas) mostra que em alguns casos o modelo adianta, e em outros atrasa a banda de nebulosidade. Isto devido aos erros ocorridos nos campos de circulação. Existe uma tendência a diminuir a banda de nebulosidade sobre a região de atuação da ZCAS e aumentar em uma faixa entre as Regiões Norte e Nordeste, prolongando-se até a região do Oceano Atlântico.

Nota-se que nas previsões de 24 e 48 horas (Figuras 5.25 e 5.26), há uma melhor representatividade da configuração da nebulosidade por parte das previsões do EXP4, mesmo assim ainda existe superestimativa dos valores de ROLE, indicando menos nebulosidade do que é observado nas imagens de satélite e nos campos de observação de ROLE.

Nas previsões de 72 e 96 horas (Figuras 5.25 e 5.26), assim como já foi mencionado anteriormente, existe uma desconfiguração gradativa do episódio em estudo. A nebulosidade associada a ZCAS não está muito evidente, ocorrendo um aumento de nebulosidade sobre a Região Nordeste e região oceânica adjacente. Pelo campo do *viés* de ambas simulações nota-se que o modelo desloca a banda de nebulosidade mais para norte da posição original.

No canto inferior esquerdo dos campos de erro do ROLE é mostrada o valor médio do MAE sobre a AS, percebe-se que os campos do EXP4 apresentam menores valores do que os do CTRL1 porém como pode ser verificado, a partir das previsões de 72 horas não há uma boa representatividade da situação sinótica da ZCAS.

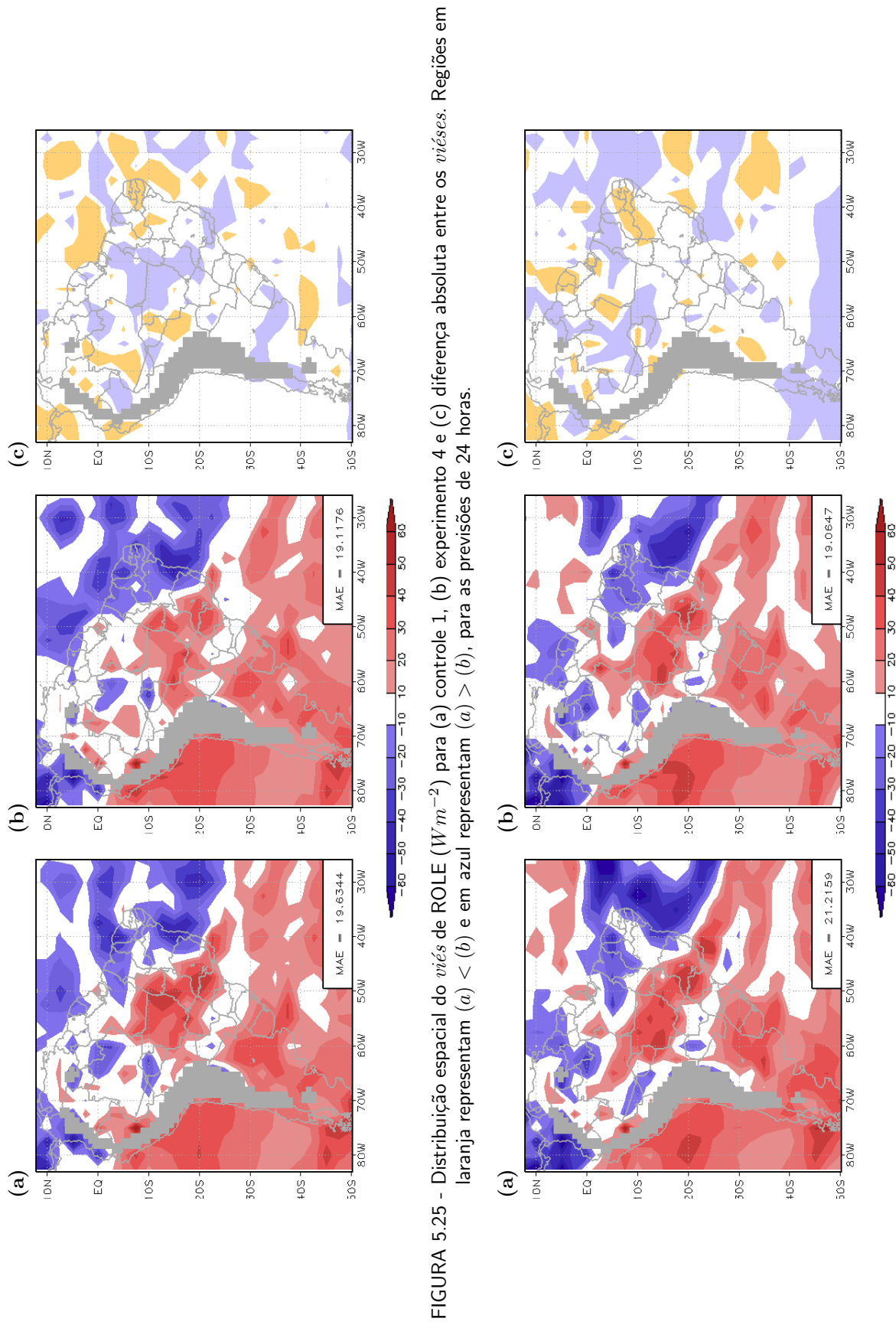


FIGURA 5.25 - Distribuição espacial do *viés* de ROLE (Wm^{-2}) para (a) controle 1, (b) experimento 4 e (c) diferença absoluta entre os *viéses*. Regiões em laranja representam $(a) < (b)$ e em azul representam $(a) > (b)$, para as previsões de 24 horas.

FIGURA 5.26 - Idem a Figura 5.25 exceto para as previsões de 48 horas

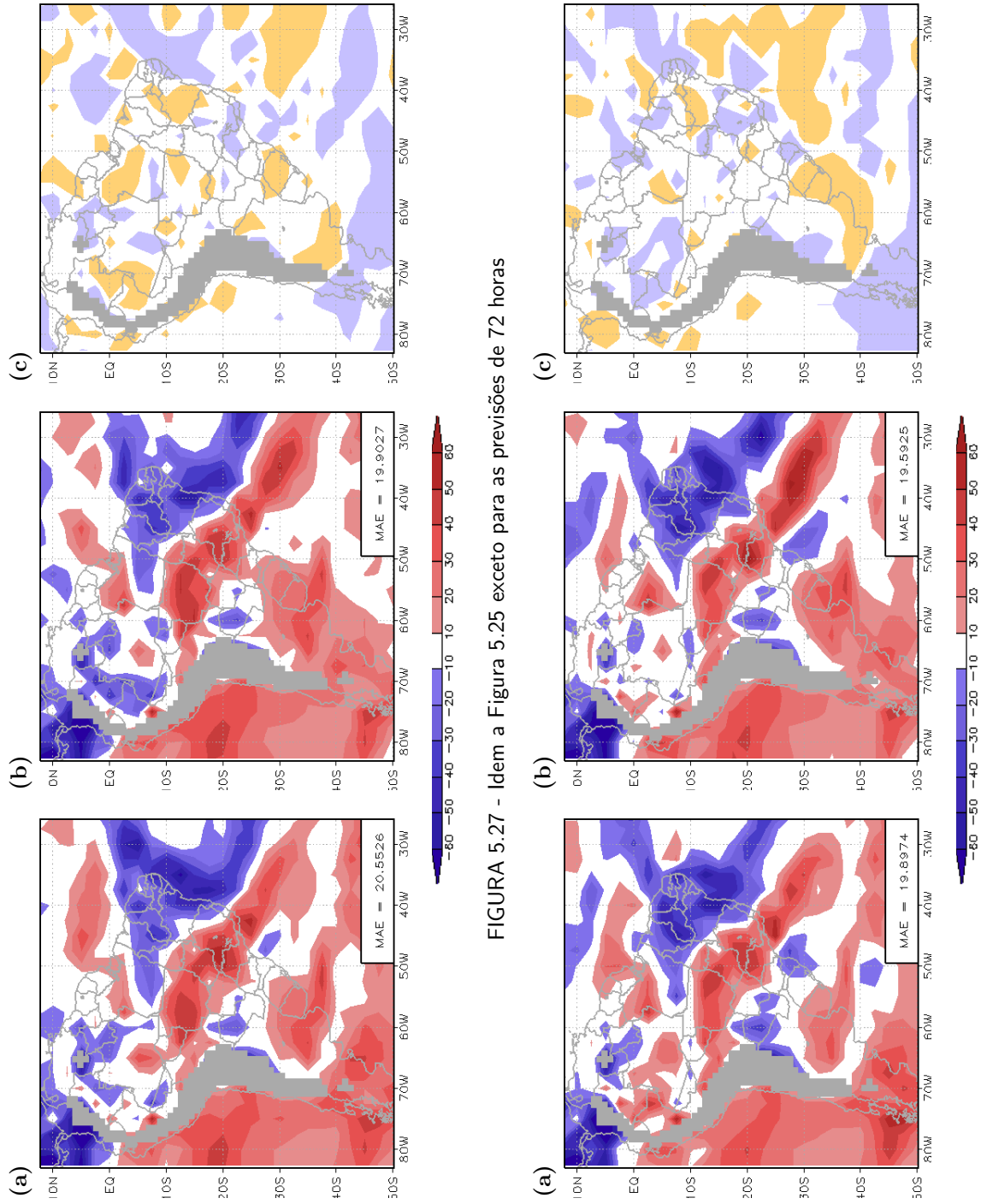


FIGURA 5.27 - Idem a Figura 5.25 exceto para as previsões de 72 horas

FIGURA 5.28 - Idem a Figura 5.25 exceto para as previsões de 96 horas

CAPÍTULO 6

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Em previsões numéricas de tempo são necessários dois ingredientes básicos: um modelo físico que represente a atmosfera, via um conjunto de equações, e possa ser integrado no tempo, e um estado inicial que represente a atmosfera em um dado instante de tempo. Um dos mais importantes problemas associados a previsão numérica de tempo está associado a determinação da condição inicial, que leva em consideração um conjunto de dados observados e uma previsão de curto prazo, válidas no mesmo estado de tempo.

Este trabalho foi desenvolvido com a finalidade de obter uma melhor condição inicial para a integração do GPSAS utilizando o sistema de AD PSAS. Para isto, buscou-se aplicar uma metodologia baseada na inclusão de dados sintéticos, as chamadas *Pseudo-Temps*, no processo de AD do MCGA. Estes dados são provenientes de análises geradas por outros centros de pesquisa, os quais possuem sistemas de AD mais complexos e robustos, possibilitando a utilização de diversos tipos de informações não utilizadas pelo PSAS.

Foram selecionados pontos sobre o globo, principalmente em regiões com pouca densidade de informações *in situ*, para obtenção de perfis atmosféricos provenientes das análises geradas pelo NCEP e pelo ECMWF. Estas informações foram incluídas como perfis atmosféricos observados, porém apresentando consistência temporal e espacial. Realizou-se quatro experimentos, nos quais foi verificada a performance do modelo com a inclusão das *Pseudo-Temps*. No primeiro experimento, os locais para extração das observações simuladas foram escolhidos baseados em critérios objetivos, levando em consideração os resultados das FI obtidas por Aravéquia (2003). Os demais experimentos basearam-se em critérios empíricos em função da distribuição espacial das *Pseudo-Temps* do primeiro experimento. Ambas as rodadas foram comparados com as análises de uma rodada de controle e com os dados observacionais. Por fim, foram realizados dois estudos de casos a fim de avaliar o desempenho do modelo durante alguns dias do período estudado. Foi analisado um caso de JBN que esteve associado à formação de um CCM e também um caso de ZCAS que causou intensa precipitação sobre a Região Sudeste do Brasil. Com isto, foi possível verificar a qualidade das previsões a partir de uma melhoria das condições iniciais utilizadas no MCGA.

O período de estudo foi janeiro de 2003, pois pôde-se contar com a disponibilidade de dados observacionais provenientes do experimento de campo SALLJEX.

Os resultados mostraram que o EXP4 teve melhor performance durante as previsões. Este experimento exibiu melhores resultados, estendendo o prazo útil das previsões de altura geopotencial de 78 horas para mais do que 96 horas. Regionalmente, não se observou muita diferença em relação às rodadas de controle nas Regiões Central e Norte do Brasil de acordo com o RMS e o MAE. Na Região sul, por outro lado, foram observadas diferenças significativas, principalmente nos campos de altura geopotencial, pressão ao nível do mar, vento e temperatura.

Destaca-se que se obteve um aumento no prazo útil das previsões, em vista do ganho médio apresentado pelos experimentos ser de no mínimo 24 horas. Com isto, para a Região Sul do Brasil, esta melhoria fez com que o prazo útil das previsões aumentasse em aproximadamente 48 horas. Nas demais regiões não se observou diferenças desta magnitude, porém, verificou-se que a inclusão das *Pseudo-Temps* forneceram algumas diferenças no que diz respeito à diminuição dos erros do modelo. Em geral, sobre a AS, o ganho nas previsões foi de 30%, levando a um aumento de aproximadamente 24 horas. A maior sensibilidade do modelo sobre a Região Sul pode estar ligada ao fato dos sistemas de escala sinótica serem dominantes sobre as latitudes médias. O padrão de circulação nestas regiões é bem representado pelo MCGA, o que contribui para o ganho nas previsões sobre a Região Sul do Brasil. Por outro lado, a pequena diferença observada nas previsões em regiões tropicais e até mesmo na Região Central do Brasil, está relacionada à variabilidade dos processos de escala local e mesoescala, associados aos processos de subgrade nos MCGA.

O estudo de caso do JBN mostrou que este sistema esteve bem configurado durante o período analisado. A análise do CTRL1 indicou que a região de saída do JBN coincidia com um núcleo de máxima convergência de umidade, onde se observou um CCM. No campo de análise do CTRL2, o JBN estava deslocado para sudoeste da região verificada no CTRL1, favorecendo a diminuição da área de abrangência do máximo de convergência de umidade. No campo da análise do EXP4, embora o JBN tenha sido posicionado quase na mesma região observada nos campos do controle, o campo de convergência de umidade foi melhor representado, sendo mais intenso e com configuração circular, coincidindo com o local de formação do CCM. Este núcleo não foi bem representado na previsão de 24h pelo CTRL1, sendo subestimado se comparado ao campo de análise. Para as previsões a partir do CTRL2 e EXP4, teve-

se resultados satisfatórios devido à melhor representação da configuração circular prevista pelo EXP4 sobre a área de atuação do CCM.

No estudo da ZCAS o EXP4 simulou melhor a região de ocorrência da precipitação associada à ZCAS. Sobre alguns estados do Nordeste, onde se observou erros em ambas rodadas, também ocorreram melhorias. Por outro lado, o modelo superestimou a precipitação sobre o litoral de SP. As previsões de 48 horas foram melhor simuladas por este experimento. O CTRL1 superestimou a precipitação sobre uma faixa entre as Regiões Norte e Nordeste, aumentando a precipitação sobre o Nordeste. A precipitação sobre o RJ e MG foi melhor representada pelo EXP4, porém ainda abaixo do que foi realmente observado. A distribuição espacial do erro foi semelhante para todas as rodadas, mas ainda é menor para o EXP4, devido à diminuição do erro absoluto médio.

Estes estudos de casos mostraram principalmente que algumas perturbações se amplificavam rapidamente nas rodadas de controle. Estas perturbações eram minimizadas com a inclusão das *Pseudo-Temps*, embora tivessem sido observadas nas mesmas regiões, amplificando-se mais lentamente. Na região de atuação do JBN e principalmente em Santa Cruz de la Sierra, notou-se que os perfis verticais da velocidade do vento apresentam valores inferiores aos observados. Com a inclusão das *Pseudo-Temps*, esta deficiência foi minimizada e os perfis das previsões a partir de 48 horas foram melhor representados, até mesmo do que nas previsão que partiram das condições iniciais com a inclusão do conjunto de dados do SALLJEX. No caso de estudo referente à ZCAS observou-se que o modelo, com o decorrer das horas de previsão, tende a diminuir a banda de precipitação sobre as Regiões Sul e Sudeste e aumentar o valor dos acumulados de precipitação sobre a Região Norte e Nordeste do Brasil. Este problema foi notado tanto no controle quanto nos experimentos. Porém as previsões obtidas das simulação com as *Pseudo-Temps* levam mais tempo para apresentar esta deficiência.

Naturalmente, o presente trabalho abre novas possibilidades para a melhoria das previsões sobre a AS. Há necessidade de se realizar mais estudos, para diferentes épocas do ano e diferentes configurações na rede de *Pseudo-Temps*. Ressalta-se que os resultados obtidos não indicam somente que se teve um ganho nas previsões e prazos úteis de previsão, mas principalmente que isto foi o resultado da melhoria da condição inicial do GPSAS a partir do sistema de AD PSAS e da inclusão das *Pseudo-Temps*. A melhora da condição inicial levará a uma melhoria das previsões

numéricas na medida em que os sistemas de assimilação sejam aperfeiçoados, e sobretudo na medida em que os dados observacionais adquiram melhor qualidade e maior cobertura sobre a AS. No momento, a aplicação da metodologia utilizada neste trabalho sugere uma boa alternativa para minimizar a escassez de dados observacionais em diversas regiões do continente e oceanos adjacentes. A inclusão dos dados sintéticos ainda pode contribuir para que sejam estudadas com maior detalhes os locais preferenciais para as futuras instalações de redes de estações de observação.

Desta forma, sugere-se que esta metodologia seja aplicada à estudos específicos de regiões com grande deficiência de dados sobre o continente, contribuindo para que as estações a ser implementadas sejam colocadas em locais onde sua influência seja mais significativa.

O estudo de outras técnicas de observações sintéticas para a melhoria das previsões sobre a AS deve ser um assunto a ser estudado futuramente. As previsões de ciclones extratropicais podem tornar-se melhores com a utilização da técnica do vórtice bogus, assim como, a determinação da localização dos locais para a inclusão das *pseudo-temps* pode ser mais eficiente utilizando-se a metodologia das observações alvo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANTHES, R. A.; KUO, Y. H.; HSIE, E. H.; LOW-NAN, S.; BETTGE, T. W. Estimation of skill and uncertainty in regional numerical models. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 115, n. 488A, p. 763–806, July 1989.
- ARAVÉQUIA, J. A. **Funções de influência com dependência temporal: aplicações na interpretação da deriva de prognósticos de tempo e da gênese de anomalias climática**. 242 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo; Instituto Astronômico, Geofísico e de Ciências Atmosféricas; Departamento de Ciências Atmosféricas, São Paulo, Brasil, mar. 2003.
- ARNOLD, J. C. P.; DEY, C. H. Observing-systems simulation experiment: Past, present, and future. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 67, n. 6, p. 687–695, Jun. 1986.
- ATLAS, B. Atmospheric observations and experimentas to assess their usefulness in data assimilation. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 75, n. 1B, p. 111–130, Mar. 1997.
- BARNES, S. A tecniques for maximizing details in numerical map analysis. **Journal of Applied Meteorology**, v. 3, p. 395–409, 1964.
- BERGOT, T.; HELLO, G.; JOLY, A.; MALARDEL, S. Adaptive observations : A feasibility study. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 5, p. 743–765, May 1999.
- BERGTHÓRSSON, P.; DÖÖS, B. Numerical weather map analysis. **Tellus**, v. 7, n. 3, p. 329–340, 1955.
- BISHOP, C.; TOTH, Z. Ensemble transformation and adaptive observations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, n. 11, p. 1748–1765, Jun. 1999.
- BJERKNES, V.; HESSELBERG, T.; DEVIK, O. M. **Dynamic meteorology and hydrography**.: Part II. Kinematics. Washington, D.C.: Carnegie Institution of Washington, 1911. 186 p.

BONATTI, J. P. Modelo de circulação geral atmosférico do cptec. In: **Climanálise Especial**. Edição comemorativa de 10 anos. Cachoeira Paulista, SP: Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, 1996. cap. 26, p. 198–202.

BONATTI, J. P.; DIAS, P. L. S. Um modelo espectral barotrópico global com iniciação por modos normais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 02., 18 - 22 oct. 1982, Pelotas, RS. **Anais...** Pelotas: SBMET, 1982. p. 245–264. INPE-2584-PRE/232.

BONNER, W. D. Climatology of the low level jet. **Monthly Weather Review**, v. 96, n. 12, p. 833–850, 1968.

BUBE, K. P.; GHIL, M. Assimilation of asynoptic data and the initialization problem. In: BENGTSSON, L.; GHIL, M.; KÄLLÉN (Ed.). **Dynamic Meteorology: data assimilation methods**. New York: Springer-Verlag, Inc., 1981, (Applied Mathematical Sciences, v. 36). p. 111–138.

BUTKOV, E. **Mathematical Physics**. Reading, Massachusetts: Addison-Wesley Publishing Company, 1968.

CALHEIROS, R.; DIAS, P. S. Como prever melhor. **Climanálise**, v. 3, n. 2, p. 31–32, 1988.

CARNEIRO, G. M. **O Jato em baixos níveis na América do Sul: avaliação do desempenho do modelo Eta/CPTEC durante o SALLJEX. 2005–04–01. 129 p.** Dissertação (INPE-14483-TDI/1164) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Feb. 2005. Disponível em: <http://MTC-m13.sid.inpe.br/rep-/sid.inpe.br/jeferson/2005/06.15.17.46>. Acesso em: 05 mar. 2007.

CARVALHO, A. M. G. **Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul. 1989–2. 187 p.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Feb. 1989. INPE-4923-TDL/383. Disponível em: <http://MTC-m13.sid.inpe.br/rep-/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.18.13.44>. Acesso em: 05 mar. 2007.

CASARIN, D.; KOUSKY, V. Anomalias de precipitação no sul do brasil e variações da circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 83–90, 1986.

CHARNEY, J. G. Dynamic forecasting by numerical process. In: MALONE, T. F. (Ed.). **Compendium of meteorology**. Boston: American Meteorological Society, 1951. p. 470–482.

CLIMANÁLISE. **Climanálise: Boletim de Monitoramento e Análise Climática**. São José dos Campos, v. 18, n. 1, Jan. 2003.

COHN, S. E.; SILVA, A. D.; GUO, J.; SIENKEWICZ, M.; LAMICH, D. Assessing the effects of data selection with the dao physical-space statistical analysis system. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 11, p. 2913–2926, Nov. 1998.

CRESSMAN, G. An operational objective analysis system. **Monthly Weather Review**, v. 87, n. 10, p. 367–374, 1959.

DA SILVA, A. M.; PFAENDTNER, J.; GUO, J.; SIENKIEWICZ, M.; COHN, S. Assessing the effects of data selection with dao's physical-space statistical analysis system. In: INTERNATIONAL WMO SYMPOSIUM ON ASSIMILATION OF OBSERVATION IN METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 02., 1995, Tokyo. **Proceedings...** Tokyo:WMO, 1995. WMO/TD.651.

DALEY, R. **Atmospheric data analysis**. Cambridge, UK: Press Syndicate of the University of Cambridge, 1993. 457p.

DEE, D. P.; RUKHOVETS, L.; TODLING, R.; Da SILVA, A. M.; Larson, J. W. An adaptive buddy check for observational quality control. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 127, n. 577, p. 2451–2471, oct 2001.

ELIASSEN, E. **Provisional report on calculation of spatial covariance and autocorrelation of the pressure field**. Oslo, Norway: Academy of Science, 1954. 12 p.

FIGUEROA, N. F.; SATYAMURTY, P.; DIAS, P. L. S. Simulations of the summer circulation over south america region with an eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 10, p. 1573–1584, May 1995.

FJORTOFT, R. On a numerical method of integrating the barotropic vorticity equation. **Tellus**, v. 4, p. 179–194, 1952.

FONSECA, J. F. B. **Modelos regionais de previsão numérica de tempo: um estudo comparativo das destrezas dos modelos FSU e ETA, sobre a**

América do Sul. 98 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, July 1998.

GALEARO, R.; LANGLAND, R.; ROHALY, G. D.; ROSMOND, T. E. An assessment of the singular vector approach to targeted observation using fastex data set. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 125, n. 561, p. 3299–3327, Oct. 1999.

GANDIN, L. **Objective analysis of meteorological fields.** Leningrad: Hydrometeoizdat, 1963.

GERHARD, P. **Data assimilation.** 2005. [mensagem pessoal]. Mensagem recebida por gerhard.paul@dwd.de em 28 fev.

GHIL, M. Meteorological data assimilation for oceanographers. part 1. description and theoretical framework. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 13, n. 3-4, p. 171–218, 1989.

GHIL, M.; MALANOTTE-RIZZOLI, P. Data assimilation in meteorology and oceanography. **Advances in Geophysics**, v. 33, p. 141–266, 1991.

GILCHRIST, B.; CRESSMAN, G. P. An experiment in objective analysis. **Tellus**, v. 6, n. 4, p. 309–318, 1954.

GMES - CORE SERVICE BIO-GEOPHYSICAL PARAMETERS. **Integrated GMES project on land cover and vegetation.** Friedrichshafen, Germany, 2006. Disponível em: <http://www.gmes-geoland.info/CS/CSP/index.php>. Acesso em: 18 agosto 2005.

GUO, J.; LARSON, J.; GASPARI; SILVA, A. da; LYSTER, P. **Documentation of physicalspace statistical analysis system (PSAS).** Part II: the factored-operator formulation of error covariances. Greenbelt, Maryland, 1998. DAO Office Note 98-04.

HERDIES, D. L.; SILVA, A.; DIAS, M. A. F. S.; FERREIRA, R. N. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over south america. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D(20), p. 42–1–42–10, 2002.

HERDIES, L. D.; Silva Dias, P. L.; MEIRA, G. C.; MENDONÇA, M. Assimilação de dados durante o experimento salljex utilizando o modelo global do cptec/inpe.

In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 29 ago. - 03 sep. 2004, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza, CE: SBMET, 2004. (INPE-12059-PRE/7405).

HOLLAND, G. (Ed.). **Global guide to tropical cyclone forecasting**. Melbourne: Bureau of Meteorology Research Centre, 2005. Disponível em: http://www.bom.gov.au/bmrc/pubs/tcguide/global_guide_intro.htm. Acesso em: 18 agosto 2005.

HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; MORRISSEY, M. M.; BOLVIN, D. T.; CURTIS, S.; JOYCE, R.; MCGAVOCK, B.; SUSSKIND, J. Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. **Journal Of Hydrometeorology**, v. 2, n. 1, p. 36–50, Feb. 2001.

IDE, K.; COURTIER, P.; GHIL, M.; LORENC, A. C. Unified notation for data assimilation: Operational, sequential and variational. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 75, n. 1B, p. 181–198, Mar. 1997.

KALNAY, E. **Atmospheric modeling, data assimilation and predictability**. New York: Cambridge University Press, 2003. 350 p.

KASAHARA, A.; MIZZI, A. P.; DONNER, L. J. Impact of cumulus initialization on the spinup of precipitation forecasts in the tropics. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 7, p. 1360–1380, Jul. 1992.

KODAMA, Y.-M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the baiu frontal zone, the spcz, and the sacz). part i: characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, p. 813–835, 1992.

_____. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the baiu frontal zone, the spcz, and the sacz). part ii: Conditions of the circulations for generating the stczs. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 71, p. 581–610, 1993.

KOTTEK, M.; RUBEL, F. **CSP-Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) WP 8318 - CSP precipitation**. Friedrichshafen:CSP, Nov. 2005.

KOUSKY, V. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the south american sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, n. 1, p. 217–231, Jan. 1988.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 538–551, Dec. 1981.

LANGLAND, R. H.; TOTH, Z.; GELARO, R.; SZUNYOGH, I.; SHAPIRO, M. A.; MAJUMDAR, S. J.; MORSS, R. E.; ROHALY, G. D.; VELDEN, C.; BOND, N.; BISHOP, C. H. The North Pacific Experiment (norpeX-98): Targeted observations for improved north american weather forecasts. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 80, n. 7, p. 1363–1384, July 1999.

MARENGO, J. A.; SOARES, W.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the andes as derived from the ncep/ncar reanalysis: characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, june 2004.

METEOROLOGY EDUCATION & TRAINING. **Steps in the DA process**. 2005. Understanding Data Assimilation. Disponível em: <http://meted.ucar.edu/nwp/pcu1/ic6/frameSet.htm>. Acesso em: 20 Aug. 2005.

MOREL, P. An overview of meteorological data assimilation. In: BENGTSSON, L.; GHIL, M.; KÄLLÉN (Ed.). **Dynamic meteorology**. New York: Springer-Verlag, Inc., 1981, (Applied Mathematical Sciences, v. 36). p. 5–16.

MORSS, R.; EMANUEL, K. Idealized adaptive observations strategies for improving numerical weather prediction. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, n. 15, p. 210–232, Jan. 2001.

NEWTON, C. W. Analysis and data problems in relation to numerical prediction. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 35, n. 7, p. 287–294, Sep. 1954.

NOGUÉS-PAEGLE, J. N.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over south america during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 6, p. 279–291, Feb. 1997.

PALMER, T. N.; GELARO, R.; BARKMEIJER, J.; BUIZZA, R. Singular vectors, metrics, and adaptive observations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, n. 4, p. 633–653, Feb. 1998.

PANOFSKY, H. A. Objective weather-map analysis. **Journal Of Meteorology**, v. 6, n. 6, p. 386–392, 1949.

PARK, K. **Incorporating TPC observed parameters and QUIKSCAT surface wind observations into hurricane initialization using 4D-Var approaches**. Tese (Doutorado em Meteorologia) — The Florida State University, Florida, EUA, Mar. 2004. Disponível em: <http://etd.lib.fsu.edu/theses/available/etd-04092004-153121/unrestricted/dissertation.pdf>. Acesso em: 10 out. 2005.

PU, Z. X.; KALNAY, E.; SELA, J.; SZUNYOGH, I. Sensitivity of forecast errors to initial conditions with a quasi-inverse linear method. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 10, p. 2479–2503, OCT. 1997.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de zonas de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 1993–11. 129 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Nov. 1993. INPE-6341-TDI/593. Disponível em: <http://mtc-m15.sid.inpe.br/rep-/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.26.14.10>. Acesso em: 05 mar. 2007.

RAMIREZ, M. C. V. Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 17, n. 1, p. 92–93, 1999.

RICHARDSON, L. F. **Weather prediction by numerical process**. Cambridge: Cambridge University Press, 1922. 236 p.

SANTOS, A. F. **Padrões sinóticos de circulação atmosférica associados ao jato em baixos níveis a leste da cordilheira dos Andes, na América do Sul**. 248 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Jun. 2006. INPE-TDI/. Disponível em: <http://MTC-m13.sid.inpe.br/rep-/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2006/07.24.19.18>. Acesso em: 05 mar. 2007.

SAUCIER, W. J. **Principles of meteorological analysis**. Chicago: University of Chicago Press, 1955. 438 p.

SCHRODIN, R. **Quarterly report of the German NWP-System. Part 1**. Germany, 2003. Disponível em: http://www.dwd.de/en/FundE/Veroeffentlichung/Quarterly_new/. Acesso em: 23 novembro 2005.

SEAMAN, B. **PAOBs in the Bureau: past, present and future**. 2004. 4 p. 16th BMRC Modelling Workshop 2004. Disponível em: http://www.bom.gov.au/bmrc/basic/wksp16/pdf_docs/Mon/Seaman.pdf. Acesso em: 11 nov. 2005.

SEAMAN, R.; STEINLE, P.; BOURKE, W.; HART, T. The impact of manually derived southern hemisphere sea level pressure data upon forecasts from a global model. **Weather and Forecasting**, v. 8, p. 363–368, Sep. 1993.

SELUCHI, M.; SAULO, C.; NICOLINI, M.; SATYAMURTY, P. The northwestern argentinean low: a study of two typical events. **Monthly Weather Review**, v. 131, p. 2361–2378, 2003.

SNYDER, C. Summary of an informal workshop on adaptive observations and FASTEX. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 5, p. 953–961, may 1996.

SOARES, W. R.; MARENGO, J. Análise de um episódio de Jato de Baixos Níveis a leste dos Andes durante janeiro de 2003. Circulação e transporte de umidade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 29 ago. - 03 sep. 2004, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza, CE: SBMET, 2004. (INPE-12093-PRE/7439).

SOUZA, C. A. **Aspectos sinóticos associados à ocorrência do jato em baixos níveis na América do Sul simulados pela reanálise do NCEP/NCAR e MCGA**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.

TALAGRAND, O. Assimilation of observations, an introduction. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 75, n. 1B, p. 191–209, 1997.

TODLING, R. **Estimation theory and foundations of atmospheric data assimilation**. Greenbelt, Maryland, Jun. 1999. Technical Report DAO Office Note 1999-01.

TRACTON, M. S.; DESMARAIS, A. J.; VANHAAREN, R. J.; MCPHERSON, R. D. On the system dependency of satellite sounding impact - comments on recent impact test-results. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 1, p. 197–200, 1981.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. D8, p. 9591–9613, 1987.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences: an introduction**. First edition. San Diego: Academic Press, 1995. 465 p. (International Geophysics Series, v. 59).

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **Report of the twentieth session of the CAS/JSC Working Group on Numerical Experimentation**, (WMO/TD-NO. 1297, 20).

ZOU, X.; XIAO, Q. Studies on the initialization and simulation of a mature hurricane using a variational bogus data assimilation scheme. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 15, p. 836–860, Mar. 2000.

